



**HAL**  
open science

**Structures et déformations associées au fonctionnement  
d'une zone de cisaillement majeure: étude multi-échelle  
de la bordure Est du craton  
Néoarchéen-Paléoproterozoïque de Terre Adélie (Mertz  
shear zone, Antarctique de l'Est)**

Gaëlle Lamarque

► **To cite this version:**

Gaëlle Lamarque. Structures et déformations associées au fonctionnement d'une zone de cisaillement majeure: étude multi-échelle de la bordure Est du craton Néoarchéen-Paléoproterozoïque de Terre Adélie (Mertz shear zone, Antarctique de l'Est). Sciences de la Terre. Université Jean Monnet - Saint-Etienne, 2015. Français. NNT: 2015STET4014 . tel-01560841

**HAL Id: tel-01560841**

**<https://theses.hal.science/tel-01560841>**

Submitted on 12 Jul 2017

**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.

UNIVERSITÉ DE LYON  
Université Jean Monnet, Saint-Etienne

ÉCOLE DOCTORALE SIS  
SCIENCE, INGÉNIERIE, SANTÉ

# THÈSE

pour obtenir le titre de

**Docteur en Sciences**

de l'Université de Lyon  
Mention : Sciences de la Terre

Présentée par

**Gaëlle LAMARQUE**

**Structures et déformations associées au  
fonctionnement d'une zone de cisaillement majeure.  
Étude multi-échelle de la bordure Est du craton  
Néoarchéen-Paléoproterozoïque de Terre Adélie  
(Mertz shear zone, Antarctique de l'Est).**

Thèse dirigée par Jérôme BASCOU, Jean-Yves COTTIN et Claire MAURICE

préparée au laboratoire Magmas et Volcans, Saint-Etienne

soutenue le 26 novembre 2015 devant le Jury :

Loïc LABROUSSE	Université Pierre et Marie Curie, Paris VI	<i>Rapporteur</i>
Jean-Marc LARDEAUX	Université de Nice-Sophia Antipolis	<i>Rapporteur</i>
Fausto FERRACCIOLI	British Antarctica Survey, Cambridge	<i>Examinateur</i>
Alessia MAGGI	Université de Strasbourg	<i>Examinatrice</i>
David MAINPRICE	Université de Montpellier	<i>Examinateur</i>
Claire MAURICE	Ecole Nationale Supérieure des Mines, Saint-Etienne	<i>Co-directrice de thèse</i>
Jean-Yves COTTIN	Université Jean Monnet, Saint-Etienne	<i>Co-directeur de thèse</i>
Jérôme BASCOU	Université Jean Monnet, Saint-Etienne	<i>Directeur de thèse</i>



*Comme parvint à s'élever hors du chaos originel la pensée du vieil ancêtre, la nôtre,  
surmontant ses contradictions, devrait parvenir à s'accomoder d'elle-même.*

L'océan, les bêtes et l'homme,  
ou l'ivresse du risque

**Anita Conti**  
(1899-1997)



# Résumé

L'étude du fonctionnement et de la structure des grandes zones de cisaillement, ainsi que de leur évolution dans l'espace et dans le temps est primordiale car elles accommodent la majeure partie de la déformation dans la croûte intermédiaire, la croûte inférieure et également dans le manteau supérieur.

La zone de cisaillement du Mertz (MSZ ; longitude 145°Est, Antarctique) s'est révélée être un objet clé pour étudier la localisation de la déformation. La MSZ se situe sur la bordure Est du craton néoarchéen-paléoprotérozoïque de Terre Adélie (TAC) et le sépare d'un domaine granitique Paléozoïque à l'Est. Les études précédentes suggèrent que cette structure décrochante représente la continuité de la zone de cisaillement de Kalinjala (KSZ, Sud de l'Australie) avant l'ouverture de l'océan Austral. Les roches à l'affleurement indiquent que cette structure a été formée dans la croûte intermédiaire en contexte transpressif dextre à 1.7 Ga.

La structure de la MSZ a été étudiée depuis l'échelle du terrain jusqu'à l'échelle du micromètre. L'analyse des structures de terrain indique que la déformation paléoprotérozoïque est principalement accommodée par des zones de cisaillement localisées qui sont extrêmement anastomosées au niveau de la MSZ et qui deviennent plus éparses au sein du TAC. Les microstructures et les orientations préférentielles de réseau (OPR) des minéraux (quartz, feldspaths, biotite, amphibole et orthopyroxène) de la MSZ montrent des caractéristiques communes interprétables en terme de conditions, de cinématique et de régime de la déformation qui se distinguent de celles observées dans les boudins tectonique du TAC. Ces derniers montrent, quant à eux, des microstructures et OPR qui révèlent une variété de mécanismes de déformation développés lors de leur formation à 2.5 Ga.

L'étude sismologique (fonctions récepteurs et anisotropie des ondes SKS) permet d'apporter de nouvelles données pour la cartographie des structures profondes de la MSZ, du TAC et du domaine paléozoïque. Les résultats des fonctions récepteurs indiquent que la croûte est épaisse d'environ 40 à 44 km sous le TAC, 36 km à l'aplomb de la MSZ et 28 km dans le domaine paléozoïque à l'Est. L'analyse de l'anisotropie des ondes SKS suggère que la structuration du manteau sous le craton ( $\Phi \sim N90^\circ E$ ,  $\delta t = 0,8-1,6$  s) est différente de celle sous le domaine paléozoïque ( $\Phi = N60^\circ E$ ,  $\delta t = 0,6$  s). Ainsi, la MSZ constitue la frontière entre ces deux lithosphères ayant des épaisseurs crustales et une structuration du manteau différentes.

Enfin, l'étude géochronologique (U-Pb sur zircons et monazites) révèle que le socle du domaine à l'Est de la MSZ présente des âges et une histoire géodynamique différents du TAC. Les âges hérités archéens et paléoprotérozoïques sont similaires à ceux des terrains situés à l'Est de la KSZ au Sud de l'Australie, confirmant ainsi la connexion entre les zones de cisaillement du Mertz et de Kalinjala. De plus, les âges paléozoïques des zircons hérités et métamorphiques et la position géographique des affleurements à l'ouest de la chaîne Transantarctique suggèrent que les échantillons étudiés sont issus d'une marge passive anté-Gondwana formée au sein d'un bassin arrière arc ouvert dans la croûte continentale juste avant la collision de Ross à  $\sim 514-505$  Ma.

Ainsi, cette étude permet de préciser l'évolution géodynamique à l'Est de la MSZ, et d'apporter de nouveaux éléments pour la connexion avec les terrains du Sud de l'Australie. Par ailleurs, cette thèse souligne l'importance de l'héritage tectonique dans le développement des zones de cisaillement avec, dans le cas de la MSZ, la présence de structures héritées archéennes, ainsi que des processus de localisation de la déformation au sein des lithosphères cratoniques au moins depuis le Paléoprotérozoïque.

**Mots clés :** Zone de cisaillement, mécanismes de déformation, structures lithosphériques, géodynamique, craton, Paléoprotérozoïque, Mertz shear zone, Terre Adélie, Antarctique.



# Abstract

The study of the behavior and the structure of large shear zones, as well as their evolution in space and times is essential because shear zones accommodate the main deformation in intermediate and deep crust as well as in the mantle.

The Mertz shear zone (MSZ; longitude 145°East, Antarctica) is a key target for the study of the deformation localization. The MSZ is located on the eastern boundary of the Neoproterozoic Terre Adélie craton (TAC) and it separates the TAC from a Paleozoic granitic domain to the east. Previous studies suggest that this strike slip structure was probably continuous with the Kalinjala shear zone (KSZ, South Australia) before the opening of the Southern Ocean. Outcrops indicate that the MSZ was formed in the intermediate crust during a transpressive event at 1.7 Ga.

The structure of the MSZ was studied from terrain to micrometric scales. The field structural study shows that the Paleoproterozoic deformation is mainly accommodated by localized shear zones that are extremely anastomosed at the MSZ and become more scattered elsewhere in the TAC. Microstructures and crystallographic preferred orientation (CPO) of minerals (quartz, feldspaths, biotite, amphibole and orthopyroxene) of the MSZ indicate similar characteristics that can be interpreted in terms of conditions, cinematic and rate of deformation, which are distinct from those of the tectonic boudins from the TAC. These tectonic boudins reveal microstructures and CPO including a large variety of mechanisms of deformation developed during their formation at 2.5 Ga.

The seismological study (receiver functions and SKS-waves anisotropy) permits the characterization of the deep structure on the MSZ area. Receiver functions results show that crustal thickness is about 40 to 44 km in the TAC, 36 km above the MSZ and 28 km in the Paleozoic domain to the east. Analysis of SKS-waves anisotropy suggests that the mantle structures below the craton ( $\Phi \sim N90^\circ E$ ,  $\delta t = 0,8-1,6$  s) are different from the ones below the Paleozoic domain ( $\Phi = N60^\circ E$ ,  $\delta t = 0,6$  s). Thus, the MSZ constitutes the boundary between two lithospheres with distinct crustal thicknesses and mantle structures.

The geochronological study (U-Pb dating on zircon and monazite) reveals that the basement of the domain located to the east of the MSZ has a different age and geodynamical story than the TAC. Inherited Archean and Paleoproterozoic ages are similar to those of the terrains located to the east of the KSZ in South Australia that confirms the connection between the Mertz and Kalinjala shear zones. Moreover, the inherited and metamorphic Paleozoic zircon ages as well as the geographic location of the outcrops west of the Transantarctic mountains suggest that studied samples are derived from a pre-Gondwana passive margin formed in a back-arc basin opened in the continental crust just before the Ross orogeny at  $\sim 514-505$  Ma.

This multi-scale approach thus permits precise the geodynamic evolution of the region located east of the MSZ and provide new elements for Australia-Antarctica connection. Moreover, this thesis highlights the importance of tectonic inheritance in the development of shear zones (with the presence of archean inherited structures in the case of the MSZ), as well as localization processes in cratonic lithospheres from at least the Paleoproterozoic times.

**Key words :** Shear zone, mechanisms of deformation, lithospheric structures, geodynamic, craton, Paleoproterozoic, Mertz shear zone, Terre Adélie, Antarctica.





# Remerciements

Comme tout thésard qui se respecte, je suis "un peu" en retard à l'approche de la soutenance... Mais être en retard pour les remerciements c'est pas correct ! Alors par ce dimanche ensoleillé, je m'y mets. Promis, je vais essayer de faire ça dans l'ordre.

## **Les chefs...**

D'abord, je tiens sincèrement à remercier mon "papa de thèse", Jérôme. Merci de m'avoir donné la chance de découvrir le monde de la recherche et d'avoir toujours été là pendant ces trois années. Comme tu me l'as fait remarqué un jour, *il est possible de continuer à travailler avec son encadrant après la thèse*, alors j'espère que nous aurons encore de nombreux projets communs. Merci également à Jean-Yves de m'avoir suivie et encouragée, je peux maintenant affirmer qu'*il existe un faisceau d'arguments qui militent en faveur de la bienveillance de Monsieur JYC*. Je n'oublie pas non plus Claire qui m'a accompagnée pendant mes travaux de pétrophysique. Merci d'avoir pris sur ton temps pour régler les problèmes d'acquisition de données sur mes échantillons si différents de ceux habituellement analysés à l'école de mines.

## **Le jury...**

Merci à Loïc Labrousse et Jean-Marc Lardeaux d'avoir rapporté mon manuscrit, ainsi qu'à Fausto Ferraccioli, Alessia Maggi et David Mainprice d'avoir accepté d'être présents pour ma soutenance.

## **La logistique...**

Merci à toute l'équipe de l'IPEV pour la logistique des missions en Terre Adélie, ainsi qu'à l'équipage de l'Astrolabe pour ces quelques semaines partagées. Une pensée particulière pour Alain, Serge et Gaëlle ainsi que pour le commandant Benoit et le second Stan.

## **Les gens avec qui j'ai travaillé...**

En dehors des encadrants officiels, je voudrais remercier certaines personnes qui se sont impliquées dans ma thèse et qui m'ont beaucoup apporté. Merci à René-Pierre d'avoir toujours répondu présent à mes nombreuses sollicitations, d'avoir passé tant de temps à me montrer les lames du TAC et d'avoir toujours apporté un avis éclairé à nos nombreuses discussions. Côté sismo, merci à Guilhem et à Fabrice pour l'accueil à La Réunion, le temps passé avec moi sur les données, ainsi que pour votre patience et votre soutien lors de la rédaction de mon premier article. Pour la pétro et le métam, j'ai beaucoup travaillé et échangé avec Pierre et Chloé, qui m'ont tous deux reçue à Bern et Nice, respectivement. Merci à vous deux pour votre gentillesse et votre implication. Merci aussi à Nicolas que j'ai rencontré à l'EGU et qui, sans le savoir, était co-auteur de mon second papier. Merci à toi de t'être autant impliqué dans ce travail, je pense que tu y as apporté un vrai plus grâce à tes talents de dessinateur et tes conseils rédactionnels. Merci à Yann d'avoir été là depuis le début de la thèse (et même avant) et d'en avoir toujours suivi l'évolution.

---

Merci aussi à tous les techniciens, ingénieurs et chercheurs que j'ai croisés pendant ces trois années, et qui se sont impliqués dans l'acquisition et le traitement de mes données. En particulier, je souhaite remercier Colette et Chantal pour la qualité des lames minces préparées à Sainté, Fabrice à l'EBSD de Montpellier, Sergio et Maryline à l'EBSD de l'EMSE, Jean-Luc à la microsonde de Clermont, Jean-Marc à la catodo de Clermont et Jean-Louis pour l'acquisition des données U-Pb, Philippe pour ses conseils "métam" à Besançon et Andréa pour les discussion de pétrophysique.

### **Ceux avec qui j'ai bu mon thé...**

Ceci est peut-être trop réducteur, car il est vrai que l'on ne fait pas que boire du thé au labo de Sainté! Les discussions de couloir sont toujours très instructives, surtout quand on raconte des bêtises! Et il faut dire que j'ai une prédisposition particulière pour ces choses là. Alors merci à tous de m'avoir supportée pendant 3 ans. Dans l'ordre des bureaux depuis la porte verte, merci à Marie, Véronique, Adélie, Johanna, Bertrand, Colette encore, Bertrand (Faure), Valérie, Jean-François, Jean-Luc et Peter, ainsi qu'à Damien et Anne-Mag fraîchement arrivés. Bien sûr il y a eu aussi les ATER et post-doc de passage Maude, Guillaume, Arnaud, Seb, Fatna et Médéric avec qui j'ai passé de très bons moments à écumer les bars de Sainté. Merci aussi aux petites fées du service Astres ainsi qu'à Anne-Marie et Pascal grâce à qui les lourdes tâches administratives étaient facilitées.

### **Un paragraphe spécial co-bureaux...**

Luc et Simon le vieux la première année, puis Adrien, Simon le jeune et Bogdana... ah oui et Gautier aussi (tu as tellement squatté le canapé de notre bureau qu'on en croirait presque que c'était ta place officielle). Je me suis bien marrée avec vous à faire des plans rocambolesques à l'EGU pour révolutionner le bureau, et ces histoires incessantes et loufoques que l'on imaginait au sein du labo (non je n'en dirai pas plus...). Oscar tu n'as jamais été mon co-bureau, mais je parle de toi ici parce que je crois que tu connais toutes ces histoires sur le bout des doigts, et même que tu as contribué à les propager... Idem pour Antoine. Et bon courage à Lucile!

### **Les méchantes...**

June et Anne-Sab. Avec June, pas de doutes, on s'est tout de suite reconnues quand on s'est rencontrées, méchante un jour, méchante toujours! Mouhahaha. D'ailleurs à ce propos il faut que je t'avoue que quand Chantal a quitté le labo c'était un peu triste, et quand Bertrand m'a dit qu'elle serait remplacée par une nana de 30ans je me suis dit que c'était foutu. Aucune chance de faire amie-amie avec une vieille de 30ans qui en plus a déjà une gosse. Heureusement que tu es complètement immature (et que Loulou est trop chou), on s'est vraiment bien marré! Merci pour ces deux années de rigolade, et merci aussi pour ton soutien énorme lorsque ça n'allait pas au boulot ou dans la vie. Anne-Sab c'est pas vraiment une méchante, c'est même carrément une gentille. Alors bon, on l'a quand même acceptée dans notre club parce qu'elle est top, faut bien l'avouer. Surtout parce qu'elle se marre quand on dit des bêtises et qu'elle nous répond d'un air sérieux "oh! Quand même les filles...", et ça c'est vraiment drôle! Puisqu'on en est à Anne-Sab,

---

alors il faut aussi parler de Baptiste, car pas d'Anne-Sab sans Baptiste et vice-versa. Merci à toi aussi Baptiste d'avoir fait évoluer ma vision archaïque de la paléontologie, je sais maintenant que compter les cocolithes, c'est un vrai métier! Enfin, je souhaiterais remercier une dernière méchante mais je ne voudrais pas griller sa couverture, alors je me contenterai d'un surnom et j'espère qu'elle se reconnaîtra : Merci Coco pour ta bienveillance et ton honnêteté (sauf quand t'as dis que j'avais grossi, mais bon, je te pardonne...).

### **Les copains de la vie civile maintenant...**

En commençant par ceux de Sainté. Je pense d'abord à mes colocs sans qui ma vie de thésarde n'aurait pas été aussi drôle. Merci à vous tous, dans l'ordre du plus petit au plus grand, enfin je crois (fallait bien trouver quelque chose...) : Nono, Bapou, Mayette, Francinette, Gregounet, Élo, Francky, Nath, Quentinou, Rolinou, Calum, et en dernier ma Pupuée chérie (qui n'est pas plus grande que Calum mais qui occupe une place spéciale... Wall-e!). Merci à vous pour les grandes tablées familiales, les repas de Noël et les chasses aux oeufs de Pâques, les sorties motos, les soirées films, les match de foot endiablés (et parfois même sous la neige!), les délires, les week-ends "filles" (Seigneur des anneaux, mousse au chocolat et peinture!), les sorties dans les bars de Sainté et au BUL ... Merci d'avoir tout simplement été là pour enjoliver les beaux moments et me soutenir lorsque c'était plus difficile.

En face de notre coloc, la "3eme gauche", il y avait la "3eme droite", et là il faut nommer Helder, Pierre, Ben, Camillo, Jerry et tous les gens de passages. Merci à vous aussi pour les bons moments. Et merci à Pierre et Helder d'avoir fait de moi une rock-star du Suédé lors de mon interprétation des méchants dans Inception. J'ai passé avec vous de très bons moments. Je pense en particuliers au sauvetage de Jerry, aux repas improvisés et aux soirées du Caca-Collage Compagnie, même si à cette époque là, vous n'aviez pas encore de nom.

J'ai aussi passé un peu de temps à Brest pendant ces trois années, alors merci à mes "colocs à temps partiel", comme disait Manu. Chez vous les thématiques étaient plutôt raclette l'hivers et barbecue l'été, ce que je trouve très approprié! Même si je n'aurais pas été au top pour les soirées bowling ou karaoké tant réclamées, j'ai passé de bons moments avec vous tous Manu, Gueorgui, Simon, Julian et Brian. Merci aussi à tous les copains-copines Brestoises(es), notamment Kika, Flora, Erell, Marine et Sam.

Je voudrais aussi remercier les acteurs de l'avant-thèse. J'ai passé mes 5 années de licence et master à Nice et ce fut un régal. Alors, bien sûr, merci aux enseignants-chercheurs et thésards niçois qui m'ont donné le goût de la recherche. Merci aussi à tous les copains de promo grâce à qui je garde des souvenirs magiques de ces années. Bien trop de noms me viennent à l'esprit mais je me contenterai de nommer Mathurin, Jess, Fred, Nils et Audrey avec qui j'ai gardé contact.

Un petit mot pour mon Elise et toute sa petite famille. Merci à toi d'être présente

---

depuis presque 10ans maintenant malgré la distance.

Enfin, sans ordre précis, merci à Carole pour ta recette du tiramisu à la framboise (une tuerie), ton appart à La Réunion et ton amitié. Merci à Guilia pour les conseils sur la déformation du quartz... Un merci particulier à Lydie et Axel, Clément et Fabien que j'ai rencontrés lors de première mission en Antarctique. Echech complet en terme de sciences puisqu'on n'a jamais pu atteindre le continent mais ces quelques semaines en huit clos bloqués dans ce foutu bateau resterons des moments inoubliables, surtout grâce à vous.

Une pensée pour tous les collègues du club de plongée, de l'athlétisme et de la boxe ainsi que les supers 'zicos' de la joyeuse fanfare de l'UJM! Que de bons souvenirs...

Merci aux "pièces rapportées" Beauregard, le dadou et la mounette, toujours accueillants et bienveillants, des parents de substitution pour tout âme perdue loin de sa famille... Une vraie ambiance de vacances en famille règne au Petit Martinange. Le Paoute n'est pas en reste non plus, toujours prêt pour un bon gueleton ou une sortie amusante.

#### **Les wonder-women d'apecs...**

Pascaline, Anne-Mathilde et Céline. L'aventure "APECS-France" a fait partie intégrante de ma thèse car dès 2013 nous étions en contact toutes les quatre pour créer l'association. Ce fut pas mal de boulot et d'énergie, mais quel régal d'avoir les retours de tous ces enfants qui découvrent les pôles! C'est vraiment une expérience extraordinaire alors merci de m'avoir embarquée avec vous et j'espère que je serai à la hauteur pour l'année à venir.

#### **Enfin, la famille...**

Mais cela ne date pas de la thèse, évidemment. Merci à tous les béarnais et les niçois qui croient en moi et qui m'ont toujours soutenue. Je ne citerai que mes parents et mes deux frères, Bastien et David, qui me manquent beaucoup. Une pensée particulière pour Chantal et Marcel au Croisic.

Le dernier, mais pas des moindres, milles mercis à toi Mikaël d'enjoliver ma vie par ta présence depuis toutes ces années. Merci d'avoir toujours été là pour m'encourager et me soutenir.

# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction Générale</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Les zones de cisaillement</b>	<b>5</b>
2.1	Notions de rhéologie de la lithosphère . . . . .	5
2.2	Localisation de la déformation au sein de la lithosphère . . . . .	10
2.3	Diversité des zones de cisaillement . . . . .	12
2.4	Enracinement dans le manteau lithosphérique . . . . .	14
<b>3</b>	<b>Le craton de Terre Adélie et la zone de cisaillement du Mertz</b>	<b>19</b>
3.1	La formation de la croûte néoarchéenne (2.8-2.45 Ga) . . . . .	20
3.1.1	Les paragneiss . . . . .	21
3.1.2	Les orthogneiss . . . . .	25
3.2	La rétomorphose (2.44-2.42 Ga) . . . . .	26
3.2.1	Evolution minéralogique et conditions métamorphiques des gneiss	26
3.2.2	Episode magmatique associé . . . . .	27
3.2.3	Datation . . . . .	27
3.3	Les évènements tectoniques au cours du Paléoprotérozoïque (1.7-1.5 Ga) .	28
3.3.1	Formation de la croûte paléoprotérozoïque . . . . .	28
3.3.2	Déformation localisée dans le domaine néoarchéen . . . . .	32
3.3.3	La zone de cisaillement du Mertz (MSZ) . . . . .	32
3.4	Nouvelles données d'évolution métamorphique du TAC . . . . .	33
3.4.1	Introduction . . . . .	33
3.4.2	Les granulites . . . . .	34
3.4.3	L'évènement à 1.7Ga . . . . .	40
<b>4</b>	<b>Microstructural deformation of the MSZ</b>	<b>43</b>
4.1	Résumé . . . . .	45
4.2	Abstract . . . . .	46
4.3	Introduction . . . . .	47
4.4	Geological settings . . . . .	49
4.5	Microstructures . . . . .	51
4.5.1	Methods . . . . .	51
4.5.2	Microstructures from various rock types . . . . .	52
4.5.3	Crystallographic preferred orientations . . . . .	57
4.6	Seismic properties of the crust affected by the MSZ . . . . .	63
4.6.1	Methods of modelling . . . . .	63
4.6.2	Results . . . . .	63
4.7	Discussion . . . . .	66
4.7.1	Mechanisms of deformation . . . . .	66
4.7.2	Deformation in the MSZ . . . . .	71
4.7.3	Crustal seismic anisotropy generated by the MSZ . . . . .	72

## Table des matières

---

4.8	Conclusions . . . . .	75
4.9	Les fabriques "non-communes" des orthopyroxènes . . . . .	76
4.9.1	Introduction . . . . .	76
4.9.2	Contexte géologique . . . . .	78
4.9.3	Méthodes analytiques . . . . .	79
4.9.4	Pétrologie des échantillons . . . . .	80
4.9.5	Orientation préférentielles de réseau . . . . .	82
4.9.6	Discussion . . . . .	82
4.9.7	Conséquences pour les propriétés sismiques . . . . .	88
4.9.8	Conclusion et perspectives . . . . .	91
<b>5</b>	<b>Crustal and mantle structure beneath the Terre Adélie Craton</b>	<b>95</b>
5.1	Résumé . . . . .	95
5.2	Article . . . . .	96
<b>6</b>	<b>East MSZ basement dating</b>	<b>113</b>
6.1	Résumé . . . . .	114
6.2	Abstract . . . . .	115
6.3	Introduction . . . . .	115
6.4	Geological setting . . . . .	118
6.5	U-Pb dating . . . . .	120
6.5.1	Analytical techniques and data processing . . . . .	120
6.5.2	Results . . . . .	121
6.6	Discussion . . . . .	123
6.6.1	Comparison with the adjacent TAC . . . . .	123
6.6.2	Interpretation of age data . . . . .	124
6.7	Conclusion . . . . .	128
<b>7</b>	<b>Discussion</b>	<b>131</b>
7.1	La zone de cisaillement du Mertz : une structure majeure? . . . . .	131
7.1.1	La bordure Est du craton de Terre Adélie . . . . .	131
7.1.2	Caractéristiques de la MSZ . . . . .	131
7.1.3	Etude à grande échelle de la MSZ . . . . .	132
7.1.4	Fonctionnement de la MSZ au cours du temps . . . . .	134
7.2	Apports à l'étude des zones de cisaillement . . . . .	135
7.2.1	Influence des structures héritées . . . . .	135
7.2.2	Influence du régime thermique de la lithosphère . . . . .	138
7.3	Apports à la géologie régionale . . . . .	139
7.3.1	Evolution tectonique du secteur de Terre Adélie et George V Land . . . . .	139
7.3.2	Connexions entre l'Antarctique de l'Est de l'Australie . . . . .	140
<b>8</b>	<b>Conclusion et Perspectives</b>	<b>143</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>147</b>

---

<b>A</b>	<b>Microstructures of the MSZ : supplementary materials</b>	<b>179</b>
A.1	Detailed Geological settings . . . . .	179
A.1.1	Terrains adjacent to the MSZ . . . . .	179
A.1.2	The MSZ and the 1.7 Ga event . . . . .	179
A.1.3	Field scale structures . . . . .	180
A.2	Description of samples . . . . .	182
A.2.1	Neoproterozoic deformations . . . . .	182
A.2.2	Paleoproterozoic deformation . . . . .	185
A.3	Modal composition of the TAC . . . . .	185
	<b>ANNEXES</b>	<b>187</b>
<b>B</b>	<b>Lithospheric structure of the TAC : supplementary material</b>	<b>187</b>
B.1	Figure A1 . . . . .	187
B.2	Figure A2 . . . . .	190
B.3	Table A3 . . . . .	190
B.4	Figure A4 . . . . .	195
<b>C</b>	<b>East MSZ basement dating : supplementary material</b>	<b>197</b>
C.1	Table A1 . . . . .	197
<b>D</b>	<b>Abstracts de congrès</b>	<b>201</b>





# Table des figures

2.1	Profils rhéologiques de la lithosphère . . . . .	7
2.2	Bloc diagramme de la connexion entre une faille et une zone de cisaillement	9
2.3	Exemples de zones de cisaillement à différentes échelles . . . . .	10
2.4	Classification des zones de cisaillement . . . . .	14
2.5	Schéma illustrant une zone de cisaillement d'échelle lithosphérique . . . . .	15
3.1	Carte générale de l'Antarctique et de l'Australie . . . . .	21
3.2	Carte géologique générale du craton de Terre Adélie . . . . .	22
3.3	Carte géologique du domaine d'âge Néoarchéen du TAC . . . . .	23
3.4	Carte géologique du bassin de Dumont d'Urville d'âge Paléoproterozoïque	29
3.5	Photographies des lames minces étudiées . . . . .	35
3.6	Pseudosection de l'échantillon RPM98-112 . . . . .	36
3.7	Pseudosection de l'échantillon RPM98-114 . . . . .	38
3.8	Evolution P-T-t du domaine néoarchen du TAC . . . . .	39
3.9	Pseudosection de l'échantillon RPM98-111 . . . . .	41
4.1	Location and geological map of the Terre Adélie Craton . . . . .	50
4.2	Vertical cross-sections of outcrops . . . . .	54
4.3	Photographs of thin-sections . . . . .	55
4.4	Quartz CPO . . . . .	58
4.5	Plagioclase CPO . . . . .	59
4.6	Biotite and amphibolite CPO . . . . .	61
4.7	Orthopyroxene CPO . . . . .	62
4.8	Calculated seismic properties of the TAC crust affected by the MSZ . . . . .	65
4.9	Synthetic 3D-diagram . . . . .	74
4.10	OPR des cristaux d'orthopyroxène . . . . .	83
4.11	Données bibliographiques sur les fabriques d'orthopyroxènes dans la croûte	85
4.12	Compilation de compositions chimiques mesurées dans l'orthopyroxène . . . . .	86
4.13	Schéma de la modélisation de l'anisotropie sismique . . . . .	90
4.14	Propriétés sismiques d'une granulite mafique avec grenat . . . . .	92
	Synthetic geological map of the Terre Adélie Craton . . . . .	96
	Location of earthquakes used for seismological analysis . . . . .	96
	Observed radial RFs and the resulting stack at the PINGU station . . . . .	96
	Examples of good measurements of SKS splitting . . . . .	96
	Results of RFs analysis . . . . .	96
	Maps of SKS splitting measurements . . . . .	96
	Map of SKS splitting projected to 100km depth . . . . .	96
	Synthetic cross-section with 1-D shear wave velocity models . . . . .	96
6.1	Geodynamic reconstruction of the late Paleoproterozoic (1720 Ma) . . . . .	117
6.2	Synthetic geological map of the study area . . . . .	118

## Table des figures

---

6.3	Cathodoluminescence pictures of selected zircon grains . . . . .	121
6.4	Concordia plots and histograms of ages . . . . .	123
6.5	Concordia plots for data obtained for monazite grains . . . . .	124
6.6	Relative probability ages from different terrains . . . . .	125
7.1	Reconstruction géodynamique au Paléoprotérozoïque (1.7 Ga) . . . . .	136
7.2	Carte géologique synthétique du secteur d'étude . . . . .	137
A.1	Modal compositions of amphibolite and granulite-facies rocks of the TAC	186

# Liste des tableaux

4.1	Petrology, sample name, location and modal composition of the samples .	53
4.2	Compositions chimiques des orthopyroxènes . . . . .	84
4.3	Compositions minéralogiques de 4 types de granulites . . . . .	91
	Recoding time of the temporary network of the ArLiTA program . . . . .	96
	Model parameters space bounds used in the NA inversion . . . . .	96
	Mean values of SKS anisotropy measurements . . . . .	96



# Introduction Générale

---

Les zones de cisaillement et les failles correspondent à l'expression de la localisation des contraintes qui accommodent les mouvements de la croûte et du manteau au cours de la déformation de la lithosphère. Elles peuvent être décrites au premier ordre comme des objets plans le long desquels se concentre la déformation liée au mouvement relatif entre deux unités rigides que constituent les plaques tectoniques lithosphériques.

Les failles accommodent la déformation cassante à la surface de la Terre et sont le lieu de nucléation des séismes. Elles sont donc très largement étudiées par des approches variées de géologie, géochimie, géophysique et de modélisations numériques et analogiques.

Les zones de cisaillement actives de nos jours sont localisées en profondeur dans la prolongation des grandes failles actuellement visibles en surface, par exemple la faille de San Andreas (Ouest des Etats-Unis), la faille Nord Anatolienne (Turquie) ou la faille Altyn Tagh (Tibet). Elles se prolongent au delà de la transition fragile-ductile dans la croûte intermédiaire à inférieure, mais aussi parfois dans le manteau lithosphérique (faille de San Andreas (BONNIN et al., 2010) et faille Altyn Tagh (HERQUEL et al., 1999) par exemple), et produisent essentiellement des mouvements asismiques. Leur étude est donc beaucoup moins systématique alors qu'elles accommodent la majeure partie de la déformation lithosphérique. En effet, le relief de la Terre est marqué par la présence de montagnes et de bassins dont la mise en place et l'architecture sont liées au développement de zones de cisaillement qui peuvent avoir une amplitude transcontinentale, comme par exemple les zones de cisaillement du Fleuve Rouge en Asie (LELOUP et al., 1995), de l'Afrique de l'Ouest (ADISSIN GLODJI et al., 2014) ou d'Australie du Sud (HOWARD et al., 2006). L'étude géochronologique et structurale de ces structures tectoniques nous apporte également des informations pour les reconstructions géodynamiques et la compréhension de l'évolution tectonique de la Terre depuis sa formation à l'Archéen. Par ailleurs, ces dernières sont également les "drains" principaux qui permettent la migration et le transport des fluides hydrothermaux et magmatiques entre les enveloppes profondes et superficielles de la Terre (PILI et al., 1997a; PILI et al., 1997b). D'un point de vue économique, ces structures sont aussi le lieu du piégeage de minéraux précieux tels que l'or et l'uranium lors de la circulation des fluides. Enfin, les structures fossiles peuvent constituer des plans de faiblesse mécanique le long desquels la déformation peut être réactivée, au cours du temps, en domaine ductile mais aussi cassant par la formation de failles actives sismogènes. La compréhension des processus de localisation de la déformation en domaine ductile présente ainsi de nombreux intérêts fondamentaux et économiques liés à la rhéologie de la lithosphère et aux interactions entre processus profonds et de surface.

Cependant, l'étude des zones de cisaillement actives est complexe car elles ne sont pas directement accessibles pour des analyses géologiques de surface et un certain nombre de méthodes géophysiques ne peuvent pas être mises en œuvre à cause de leur caractéristique

asismique en profondeur. Une méthode indirecte est donc de travailler sur des zones de cisaillement fossiles qui affleurent actuellement en surface. Dans ce cas, même si certains paramètres tels que le trajet ou le(s) taux de déformation subis sont difficiles à quantifier, l'observation des déformations fossiles préservées constitue une première étape dans la compréhension de ces systèmes. En particulier, l'étude des structures fossiles à différentes échelles constitue une approche globale qui permet de quantifier non seulement les déplacements de la zone de cisaillement de l'échelle du mètre à la centaine de kilomètre, mais aussi les mécanismes, les conditions et le régime de la déformation de l'échelle du nanomètre au centimètre.

La zone de cisaillement du Mertz (MSZ), située sur la côte du Roi George V (George V Land) en Antarctique (longitude 146°Est), s'est révélée être un objet clé pour étudier la localisation de la déformation en profondeur. Elle constitue une structure d'échelle lithosphérique qui présente une continuité, datant d'avant l'ouverture de l'océan austral, avec la zone de cisaillement de Kalinjala ou de Coorong situées en Australie du Sud (TALARICO et KLEINSCHMIDT, 2003b; GIBSON et al., 2013). Des études géophysiques globales de l'Antarctique (MORELLI et DANESI, 2004; BLOCK et al., 2009; AN et al., 2015) montrent que la MSZ se situe dans la région où les blocs Est Antarctique de nature cratonique et Ouest Antarctique plus récent sont juxtaposés. A l'échelle locale, la MSZ est une ancienne limite de plaque qui sépare des domaines de nature et d'âge différents (MÉNOT et al., 2007). L'étude des roches à l'affleurement indique que la déformation s'est produite au moins dans la croûte intermédiaire en faciès amphibolite de bas degré à schiste vert (TALARICO et KLEINSCHMIDT, 2003a; DI VINCENZO et al., 2007), dans un contexte transpressif dextre à 1.7-1.5 Ga (MÉNOT et al., 2005; DUCLAUX et al., 2008). La très bonne préservation des structures de déformation en fait un objet d'étude remarquable.

La présente étude a vocation à être pluridisciplinaire et multi-échelle afin d'intégrer plusieurs aspects de la déformation de la MSZ. La formation, l'évolution structurale et les mécanismes de déformation de la zone de cisaillement sont en effet contrôlés par des processus de natures et d'échelles différents. Comme le précisent ALSOP et HOLDSWORTH (2004), la déformation des zones de cisaillement est contrôlée par des facteurs différents depuis l'échelle microscopique jusqu'à l'échelle de la lithosphère qui interagissent entre eux.

A l'échelle micro- et macroscopique, la lithologie de la roche hôte influence fortement la localisation de la déformation. En effet, la composition chimique et minéralogique, la taille des grains, l'existence (ou non) de fabriques ou de structures fossiles ainsi que la présence de fluides sont des facteurs importants qui contrôlent la structure de la zone de cisaillement. Les conditions de pression, de température et le taux de déformation doivent également être pris en compte. A plus grande échelle, l'interconnection des structures macroscopiques qui localisent la déformation va influencer sur la géométrie de la zone de cisaillement.

A l'échelle lithosphérique, les zones de cisaillement sont contraintes par (i) le régime tectonique régional et les contraintes aux limites de plaques (SIBSON, 1983; TEYSSIER et TIKOFF, 1998), (ii) la structure et l'âge de la lithosphère, en particulier l'épaisseur crustale, les structures héritées et l'histoire thermique (TOMMASI et al., 1995; BRUN, 2002), (iii) les zones de couplage (ou découplage) majeures situées aux transitions rhéologiques,

---

notamment aux limites fragile-ductile dans la croûte, et croûte-manteau (TIKOFF et al., 2001).

Après un rappel concernant les zones de cisaillement et la localisation de la déformation dans la lithosphère (chapitre 2) et la présentation du contexte géologique de la MSZ et du craton de Terre Adélie qu'elle affecte (chapitre 3), le chapitre 4 sera consacré à l'étude des structures de la MSZ à petite et moyenne échelle. L'étude des structures visibles sur le terrain jusqu'à l'analyse des fabriques cristallographiques mesurées à l'EBSD permettra de préciser le fonctionnement de la MSZ. Dans les chapitres 5 et 6, nous aborderons le fonctionnement de la MSZ à l'échelle lithosphérique. L'étude géophysique des fonctions récepteurs et de l'anisotropie des ondes SKS (chapitre 5) permettra de discuter de la structure profonde de la MSZ ainsi que de son enracinement dans le manteau. Enfin, les datations U/Pb sur zircons et monazites dans des enclaves de paragneiss provenant du domaine à l'Est de la MSZ apporteront de nouvelles contraintes géochronologiques et donc géodynamiques pour cette région qui permettront de mieux appréhender le fonctionnement de cette structure. Ces résultats seront présentés dans le chapitre 6. Enfin, une discussion générale dans le chapitre 7 permettra une mise en perspective des résultats des différentes parties de ce mémoire qui seront confrontés les uns aux autres à la lumière de la bibliographie récente tant sur l'Antarctique que sur les grandes zones de cisaillements qui ont affecté les plaques lithosphériques terrestres au cours du temps. La conclusion fera l'objet du chapitre 8.





# Les zones de cisaillement : localisation de la déformation en domaine ductile

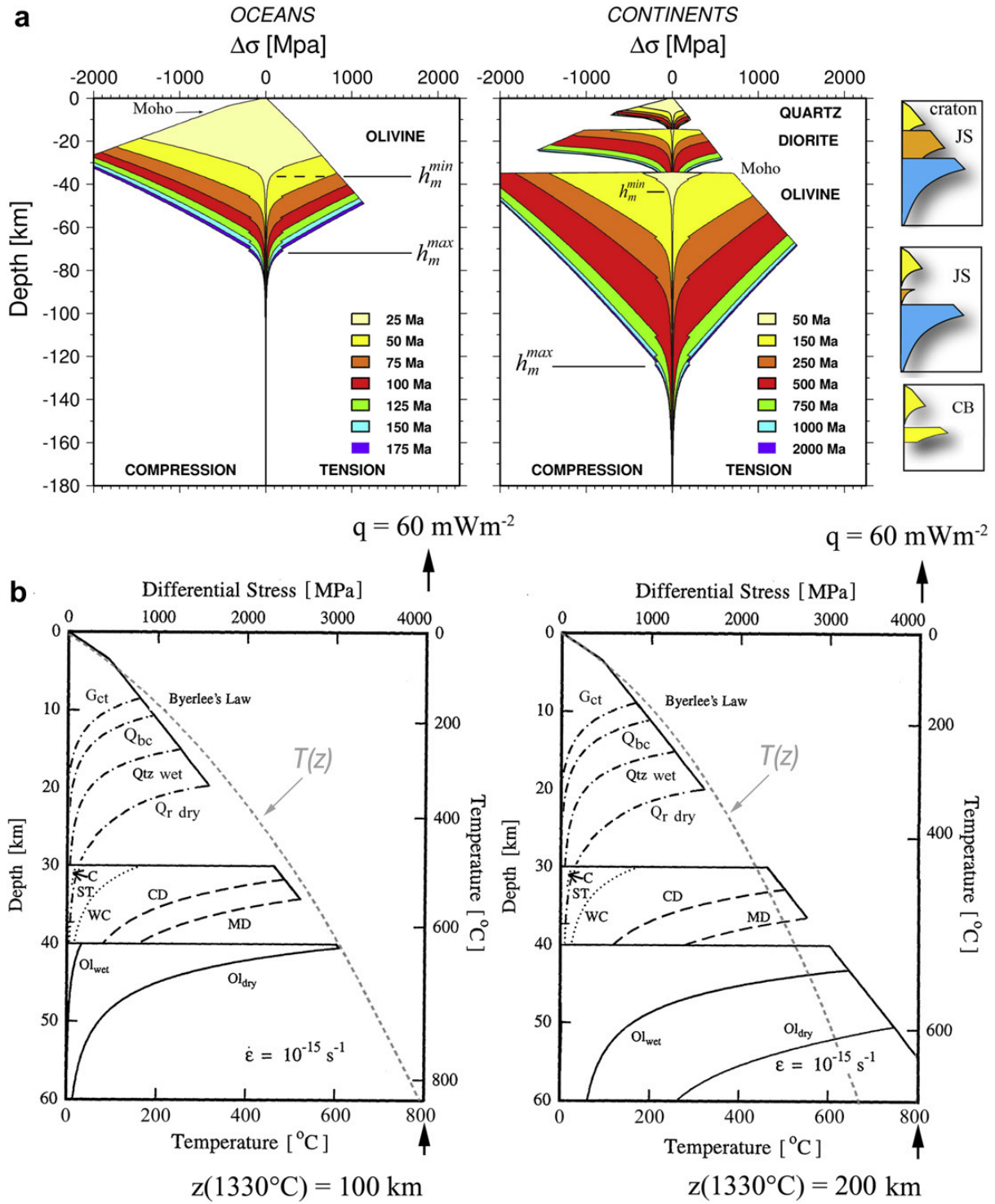
## Sommaire

<b>2.1</b>	<b>Notions de rhéologie de la lithosphère . . . . .</b>	<b>5</b>
<b>2.2</b>	<b>Localisation de la déformation au sein de la lithosphère . . . .</b>	<b>10</b>
<b>2.3</b>	<b>Diversité des zones de cisaillement . . . . .</b>	<b>12</b>
<b>2.4</b>	<b>Enracinement dans le manteau lithosphérique . . . . .</b>	<b>14</b>

## 2.1 Notions de rhéologie de la lithosphère

La déformation des roches se produit lorsqu'elles sont soumises à une contrainte anisotrope. En effet, lorsqu'un champ de contrainte est appliqué à une roche, on peut distinguer (i) la contrainte moyenne isotrope (ou pression) qui est uniquement responsable d'un changement de volume, et (ii), la contrainte déviatorique qui est à l'origine de la déformation de cette roche. Cette déformation peut se faire de manière élastique, plastique ou cassante selon l'intensité de la contrainte appliquée. Lorsque celle-ci est faible, la roche se déforme de manière élastique et reprend sa forme initiale quand la contrainte redevient nulle. Il s'agit d'une déformation réversible. La déformation plastique intervient lorsque la contrainte est plus importante. Dans ce cas, la déformation est irréversible (permanente), même si la contrainte redevient nulle. Enfin, la déformation cassante se produit lorsqu'une contrainte encore plus importante est subie par la roche. Celle-ci provoque la rupture de l'échantillon. Bien évidemment, ce comportement général dépend également de la composition lithologique de la roche et de certains paramètres physiques tels que la température, la pression, la teneur en eau et la vitesse d'application des contraintes. L'ensemble des ces paramètres contrôle l'amplitude des domaines de déformation élastique et plastique. Lorsque la rupture intervient avant d'atteindre le domaine de déformation plastique, la roche a un comportement fragile. A l'inverse, lorsque la déformation plastique est privilégiée de manière conséquente avant la rupture, le comportement de la roche est qualifié de ductile.

Dans son article de synthèse, BUROV (2011) montre la variabilité de la rhéologie de la lithosphère (Figure 2.1). Il présente tout d'abord les différences rhéologiques entre la lithosphère océanique et la lithosphère continentale qui sont liées aux différences de



## 2.1. Notions de rhéologie de la lithosphère

---

lithologies, de structure et de gradient géothermique (Figure 2.1(a)). En effet, la croûte océanique est relativement fine (de l'ordre de quelques kilomètres) et est essentiellement composée de roches basiques tandis que la croûte continentale est plus épaisse (30 km en moyenne) et stratifiée, constituée d'une partie supérieure de composition acide et de parties intermédiaire et inférieure de compositions plus basiques. Cette stratification de la croûte continentale entraîne un découplage mécanique entre les différentes couches et un fluage horizontal au niveau de la croûte intermédiaire ou inférieure. De plus, la nature du manteau lithosphérique joue un rôle très important dans la rhéologie de la lithosphère continentale. BUROV (2011) présente deux grands modèles de lithosphères continentales qui se différencient principalement par la rhéologie (rigide ou ductile) du

---

FIGURE 2.1 (*facing page*) – D'après BUROV (2011) **(a)** Exemples de profils rhéologiques pour des lithosphères océaniques (telles que présentées par GOETZE et EVANS (1979) et continentales (modifié d'après BUROV et DIAMENT (1995)). Les profils rhéologiques sont basés sur des études expérimentales de résistance des matériaux à la compression ( $\Delta\sigma < 0$ ) ou à la tension ( $\Delta\sigma > 0$ ) en fonction de la pression et de la température. Le comportement fragile est décrit par la loi linéaire de BYERLEE (1978) qui prédit le comportement d'un matériau préfracturé en fonction de la profondeur et des contraintes appliquées pour obtenir un déplacement le long d'une fracture. Les lois utilisées pour décrire le comportement ductile sont des lois de fluages spécifiques au type de matériau utilisé (quartz, olivine,...). Les couleurs correspondent aux âges du matériau considéré et donc à l'épaisseur et au régime thermique de l'enveloppe étudiée. Lorsqu'un matériau se situe « à l'intérieur » du profil de rhéologie (espace de pression-contrainte coloré sur les figures de (a)), il se déforme de manière élastique. Par contre, lorsqu'il se trouve « à l'extérieur » du profil (domaine blanc sur les figures de (a)), il se déforme de manière fragile quand il se situe au dessus de la loi de BYERLEE (1978) et de manière ductile lorsqu'il se situe en dessous de la loi de fluage. A droite de la partie (a) sont présentés différents modèles d'enveloppes rhéologiques pour la lithosphère continentale : Cratonic Jelly Sandwich (Cratonic JS, croûte inférieure et manteau couplés), Classic JS (JS, croûte et manteau découplés), Crème brûlée (CB, manteau très ductile). **(b)** Influence de la variation de composition minéralogique, de l'épaisseur de la plaque et de la teneur en eau sur l'enveloppe rhéologique de la lithosphère continentale. Les modèles sont présentés pour des valeurs classiques de flux de chaleur en surface de  $60 \text{ mW.m}^2$  mais pour deux modèles thermiques différents : l'équilibre thermique de la plaque est atteint pour une épaisseur de 100 km (à gauche, d'après CHAPMAN (1986)) ou de 200 km (à droite, d'après BUROV et DIAMENT (1995)). Lois de fluage de la croûte supérieure :  $G_{ct}$  = granite avec eau (CARTER et TSENN, 1987),  $Q_{bc}$  = quartzite sans eau (BRACE et KOHLSTEDT, 1980),  $Q_{tz}$  wet = quartzite avec eau (GLEASON et TULLIS, 1995),  $Q_r$  dry = quartzite très résistante sans eau (RANALLI, 1995). Lois de fluage de la croûte inférieure avec eau : C = Maryland diabase (CARISTAN, 1982), ST (SHELTON et TULLIS, 1981), WC = Pikwitonei granulite (WILKS et CARTER, 1990); et sans eau : MD = Maryland diabase (MACKWELL et al., 1998), CD = Columbia diabase (MACKWELL et al., 1998). Lois de fluage du manteau :  $Ol_{wet}$  et  $Ol_{dry}$  = dunitite avec et sans eau (CHOPRA et PATERSON, 1984).

manteau supérieur (Figure 2.1(b)). Cette distinction a également été faite par BRUN (2002) suite à l'étude d'un grand nombre de modèles analogiques et d'observations de terrain. L'auteur précise que la rhéologie de la lithosphère est principalement liée à sa stratification (alternance entre des couches fragiles et ductiles), à la nature du manteau, et au couplage entre les différentes enveloppes qui la constituent. Il mentionne également que ces paramètres sont fonction, en premier lieu, de la nature et de la composition des roches (y compris en fluides) et du gradient géothermique.

Ainsi, les études de BRUN (2002) ; BUROV (2011), et citations incluses, permettent de distinguer au premier ordre :

- les lithosphères continentales « chaudes » avec un manteau supérieur ductile (qui se déforme par fluage). La partie la plus résistante de la lithosphère se situe au niveau de la croûte supérieure. Ce modèle est parfois nommé « Crème brûlée » car la croûte supérieure rigide (assimilée à du caramel) se situe au-dessus d'un milieu ductile incluant la croûte inférieure et le manteau (imagé par la crème), cf Figure 2.1(a).
- les lithosphères continentales « froides » avec un manteau supérieur rigide (au sein duquel la déformation peut être localisée). Les parties mécaniquement résistantes de la lithosphère se situent donc dans la croûte supérieure et dans le manteau supérieur. Ce modèle est parfois nommé « Jelly Sandwich » car la croûte inférieure ductile (assimilée à la confiture) est située entre la croûte supérieure et le manteau supérieur rigides (les deux tranches de pain), cf Figure 2.1(a).

De manière générale, les lithosphères continentales « froides » sont associées à des événements tectoniques d'âge Phanérozoïque (rifting, subduction ou collision continentale) alors que les lithosphères continentales « chaudes » sont plutôt d'âge Archéen ou Protérozoïque (BRUN, 2002). En effet, le gradient thermique des lithosphères continentales tend à diminuer au cours du temps, principalement à cause du refroidissement de la Terre depuis son accréation. DUCLAUX (2007) propose une synthèse des travaux contraignant les gradients thermiques des lithosphères continentales anciennes (archéennes et paléoprotérozoïques) et récentes (phanérozoïques). Si les résultats de ces études montrent de nombreuses disparités, la majorité des auteurs s'accordent sur la présence de gradients thermiques plus élevés à l'Archéen que de nos jours. L'existence de lithosphères primitives « chaudes », caractérisées par une rhéologie dont la dualité fragile/ductile est peu marquée, a de nombreuses implications sur la déformation qui sera plus diffuse. Cependant, l'exemple de la région de la Mer Égée (GAUTIER et al., 1999 ; MARTINOD et al., 2000) montre qu'il existe des lithosphères continentales « froides » d'âge Phanérozoïque ayant évoluées en lithosphères continentales « chaudes » suite à un amincissement et à une augmentation du gradient géothermique qui entraîne une importante chute de la rigidité de la lithosphère (BRUN, 1999).

## 2.2. Localisation de la déformation au sein de la lithosphère

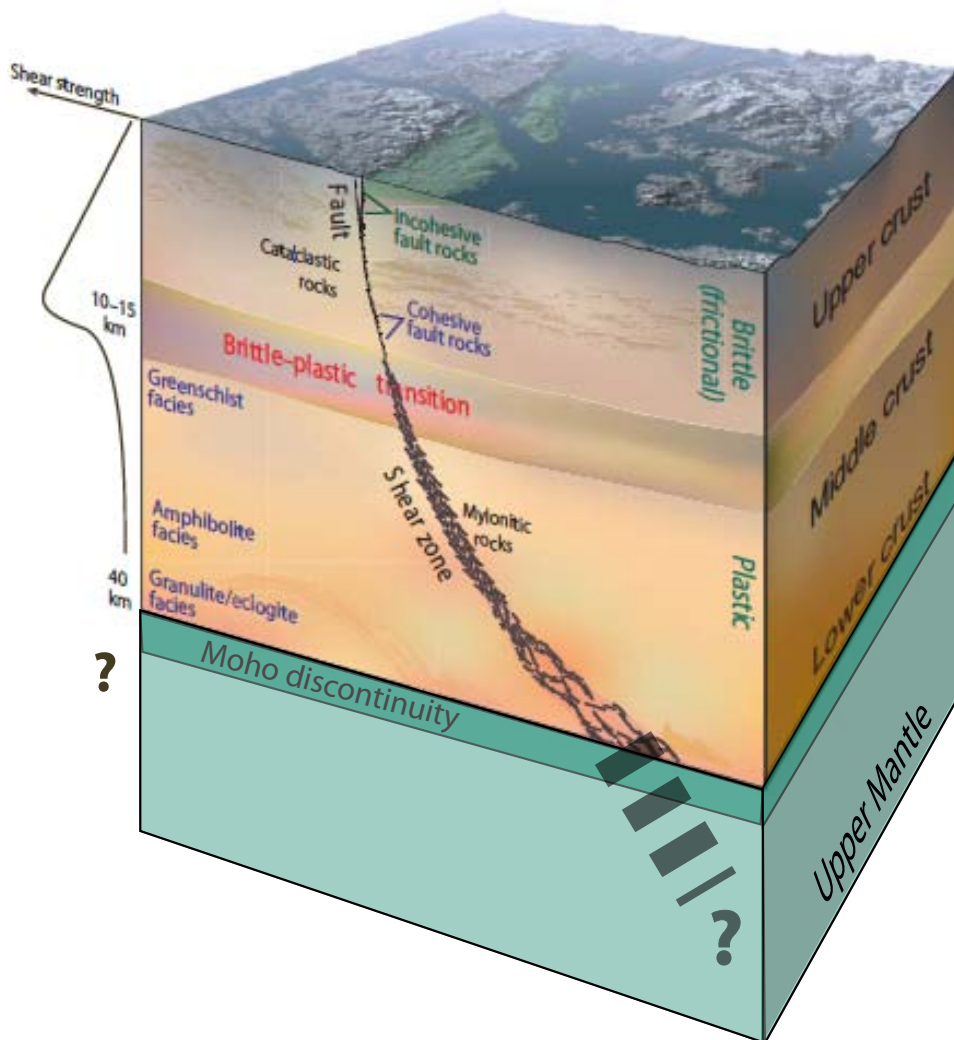


FIGURE 2.2 – Bloc diagramme représentant la connexion entre une faille formée dans la croûte supérieure, et une zone de cisaillement formée dans la croûte intermédiaire et inférieure, et parfois dans le manteau. La transition fragile-ductile correspond à la limite entre la déformation cassante (faille) et la déformation ductile (zone de cisaillement). La profondeur de cette limite est variable et dépend du gradient de température et de la composition minéralogique de la croûte. Dans la croûte continentale elle se situe en général entre 10 et 15 km de profondeur. L'enveloppe rhéologique considérée est représentée sur la gauche, modifié d'après FOSSEN (2010).

### 2.2 Localisation de la déformation au sein de la lithosphère

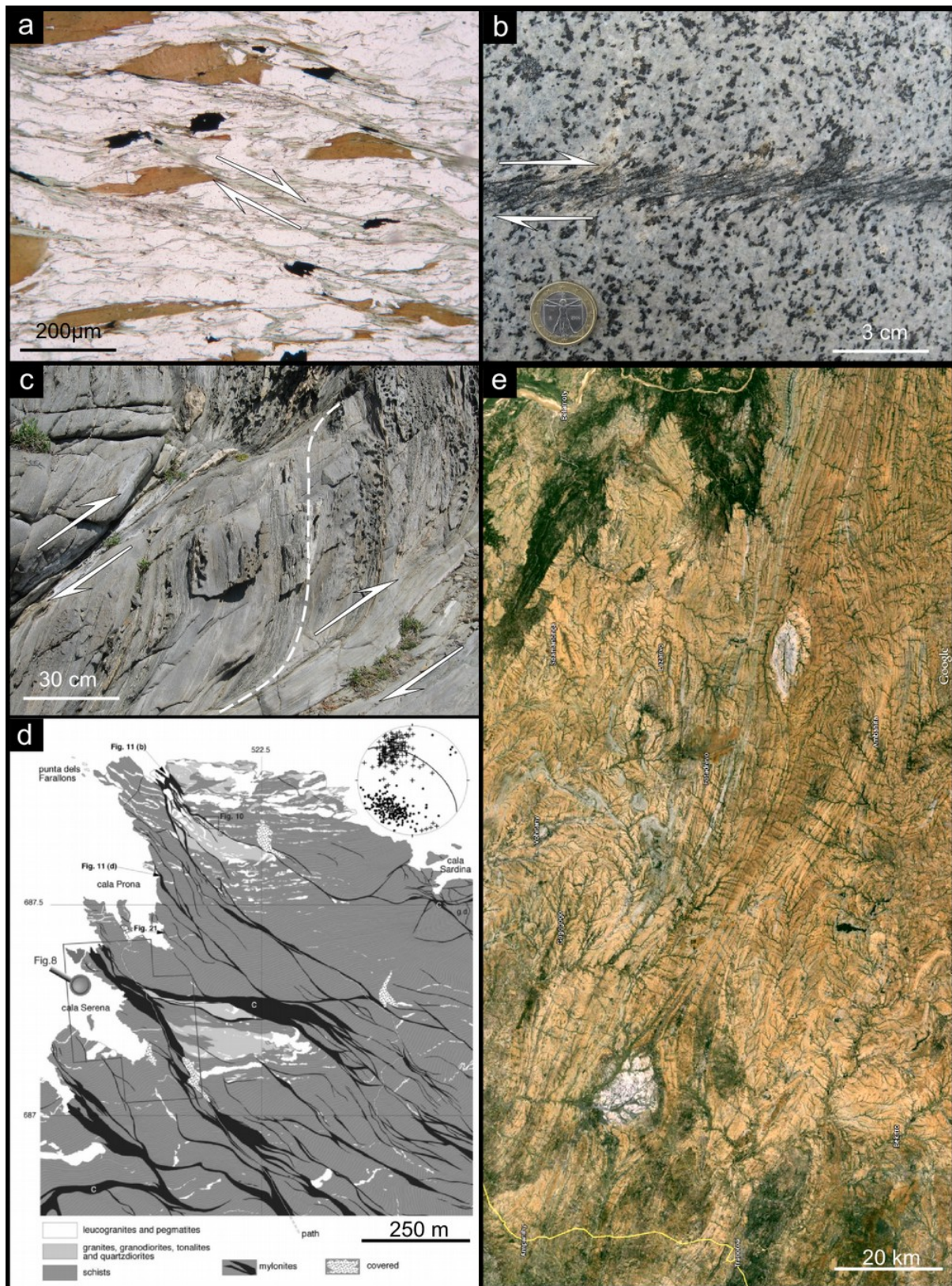
La localisation de la déformation dépend des caractéristiques rhéologiques du milieu. En effet, la déformation est extrêmement localisée dans les matériaux ayant un comportement mécanique fragile. Dans la croûte, il est généralement admis que la déformation fragile se produit dans la croûte supérieure où les températures et les pressions sont relativement basses. La déformation est alors localisée le long des plans de failles. A l'inverse, plus les roches ont un comportement ductile, moins la déformation y est localisée. Dans la croûte intermédiaire et inférieure ainsi que dans le manteau, les conditions de pressions et de températures sont plus élevées. Les matériaux terrestres se comportent alors de manière plus ou moins ductile (cf paragraphe 2.1) et peuvent être déformés au niveau des zones de cisaillement, si leur rhéologie le permet. Au premier ordre, nous pouvons donc définir les zones de cisaillement comme des zones tabulaires au sein desquelles la déformation est plus intense que dans les roches environnantes (FOSSEN, 2010).

La localisation de la déformation dans la lithosphère a été observée à toutes les échelles (Figure 2.2). Depuis quelques années, le développement des mesures GPS permet d'imager les déplacements de surfaces révélateurs des mouvements de toute la lithosphère. Ces études montrent qu'à l'échelle de la lithosphère, les vecteurs déplacement sont concordants au sein de grands domaines continentaux mais qu'ils diffèrent nettement au niveau de leurs frontières. Ces observations ont été faites notamment dans la région anatolienne (MCCLUSKY et al., 2000 ; REILINGER et al., 2006 ; HOLLENSTEIN et al., 2008) et ont été interprétées par REILINGER et al. (2006) comme révélant la présence de blocs continentaux rigides dont les déplacements actuels sont accommodés par des glissements le long de failles et de zones de cisaillement actives situées aux limites de ces blocs. Ces études montrent clairement le caractère localisant de la déformation qui se limite aux frontières tectoniques et qui n'est pas diffuse au sein des blocs continentaux. Ces observations ont également été faites depuis longtemps sur le terrain par les structuralistes qui ont mis en évidence que de très grands déplacements étaient accommodés au niveau des zones de cisaillement (BOULLIER et BERTRAND, 1981 ; MILTON et WILLIAMS, 1981 ; HARRIS et al., 1983 ; SIDDANS, 1983 ; GROSHONG et al., 1984, pour les plus anciennes). L'ensemble de ces observations suggère également que les mécanismes qui contrôlent la distribution de la déformation sont primordiaux pour la géodynamique et la rhéologie de la lithosphère

---

FIGURE 2.3 (*facing page*) – Exemples de zones de cisaillement à différentes échelles, d'après GONCALVES (2014). (a) zone de cisaillement micrométrique à jeu normal dans une métapélite himalayenne, (b) zone de cisaillement centimétrique dextre développée dans une granodiorite (Neves, Tyrol Italien), (c) zone de cisaillement dextre dans les métapélites du Cap de Creus (Espagne), (d) champ de déformation de la partie nord-ouest de la péninsule du Cap de Creus montrant le caractère anastomosé des zones de cisaillement (CARRERAS, 2001), (e) image Google-Earth montrant la zone de cisaillement kilométrique d'Ampanihy et les intrusions d'anorthosite boudinées d'Ankafotia au nord et de Saririaky au Sud de Madagascar.

## 2.2. Localisation de la déformation au sein de la lithosphère





(AUSTIN, 2011). Cependant, ces mécanismes sont encore très mal compris et sont souvent décrits comme ayant un impact sur la résistance des roches, via un amollissement ou un durcissement (HOBBS et al., 1990 ; BURG, 1999 ; MONTÉSI et ZUBER, 2002, par exemple). Les études structurales et thermobarométriques ainsi que les modélisations analogiques et numériques permettent de distinguer plusieurs facteurs qui influencent les mécanismes et la localisation de la déformation comme par exemple :

- les conditions de pression et de température qui sont elles-mêmes liées au régime thermique de la lithosphère (« chaude » ou « froide ») (HANDY, 1989 ; BRUN, 2002 ; BUROV, 2011) ;
- l'existence de structures héritées d'échelle kilométrique (TOMMASI et al., 1995), macroscopique (OCCHIPINTI et REDDY, 2004 ; MANCKTELOW et PENNACCHIONI, 2005) ou microscopique (TOY et al., 2008 ; NEWMAN et DRURY, 2010) ;
- la formation de microstructures caractéristiques telles que la diminution de la taille des grains ou le développement d'orientations préférentielles du réseau cristallin (DE BRESSER et al., 2001 ; AUSTIN, 2011) ;
- les variations localisées de compositions minéralogiques, avec par exemple l'alternance de phases plus ou moins résistantes telles que le quartz et les feldspaths (JAMMES et al., 2015) ;
- la circulation de fluides et les réactions métamorphiques associées (PILI et al., 1997b ; MANCKTELOW et PENNACCHIONI, 2005 ; MARSH et al., 2011 ; GONCALVES et al., 2012 ; GONCALVES, 2014 ; OLIOT et al., 2014) ou la circulation de magmas (LELOUP et al., 1999) ;
- le taux de déformation (BOUTONNET et al., 2013) ;
- une combinaison de plusieurs paramètres, comme par exemple la présence d'eau associée à l'existence de structures cassantes héritées (ARCH et al., 1988 ; MANCKTELOW et PENNACCHIONI, 2005 ; SODEN et al., 2014).

### 2.3 Diversité des zones de cisaillement d'échelle crustale et lithosphérique

De nombreuses zones de cisaillement d'échelle crustale et lithosphérique ont été étudiées. Quelques exemples sont présentés dans ce paragraphe afin d'illustrer leurs caractéristiques et leurs différences.

Des zones de cisaillement ont été décrites dans tout le domaine ductile de la croûte ainsi que dans le manteau lithosphérique (cf paragraphes 2.1 et 2.4). Dans la croûte continentale elles ont été identifiées dans tous les faciès métamorphiques situés au-dessous de la transition fragile-ductile. Ainsi, des zones de cisaillement ont été mises en évidence dans les conditions du faciès schiste vert (PLATT et BEHRMANN, 1986 ; GONCALVES et al., 2012), du faciès amphibolite (MANCKTELOW et PENNACCHIONI, 2005 ; OLIOT et al., 2014 ; LLOYD, 2004), du faciès granulite (MARTELAT et al., 1997 ; LARDEAUX et al., 1998 ; BALDWIN et al., 2003 ; EGYDIO-SILVA et al., 2002), du faciès éclogite (BALDWIN et al., 2004 ; BOUNDY et al., 1992 ; WU et al., 2009 ; LABROUSSE et al., 2004) et parfois

## 2.4. Enracinement dans le manteau lithosphérique

---

dans différentes conditions métamorphiques au cours de leurs réactivations successives (OCCHIPINTI et REDDY, 2004 ; GOSCOMBE et GRAY, 2009).

Une autre caractéristique des zones de cisaillement majeures est leur omniprésence à travers le temps depuis la fin de l'Archéen. En effet, des zones de cisaillement fossiles ont été datées à différents âges. Par exemple, des zones de cisaillement datées du Paléoprotozoïque ont été décrites en Afrique du Sud (KISTERS et al., 1998), en Ecosse (BEACH, 1976), ou en Australie (SWAIN et al., 2005). D'autres structures datées du Mésoprotozoïque ont été identifiées dans le Colorado (SHAW et al., 2001). De nombreuses zones de cisaillement ont également été formées au cours du Pan-Africain (Néoprotozoïque) lors de la formation de supercontinents et sont de nos jours observées à Madagascar (LARDEAUX et al., 1998 ; MARTELAT et al., 1999b), au nord et à l'ouest de l'Afrique (BOULLIER et BERTRAND, 1981 ; ENNIH et LIÉGEOIS, 2001 ; ADISSIN GLODJI et al., 2014), ou au nord-est du Brésil (TOMMASI et al., 1994 ; NEVES et VAUCHEZ, 1995 ; NEVES et al., 1996 ; NEVES et al., 2000). Enfin, de nombreuses études ont porté sur des zones de cisaillement plus récentes datant du Dévonien en Norvège (FOSSEN et HURICH, 2005), du Crétacé en Nouvelle Zélande (BARKER et al., 2010), et du Cénozoïque en Antarctique de l'Ouest (ROCCHI et al., 2003) ou dans l'Himalaya (BOUTONNET et al., 2012).

Par ailleurs, les zones de cisaillement constituent des drains majeurs pour la circulation des fluides à travers la lithosphère. Elles sont donc souvent associées à des remontées magmatiques. La présence de ces magmas peut fortement influencer les mécanismes de déformation (TOMMASI et al., 1994 ; LELOUP et al., 1999). Il est donc nécessaire de distinguer les zones de cisaillement associées à la mise en place de magmas comme celles décrites notamment par MCCAFFREY (1992) en Irlande, par NEVES et VAUCHEZ (1995) ; NEVES et al. (1996) au nord-est du Brésil, par BOUTONNET et al. (2012) au nord-ouest de l'Inde ou par ADISSIN GLODJI et al. (2014) au Bénin ; de celles qui se développent sans production importante de magmas comme par exemple au Sud de l'Australie (VASSALLO et WILSON, 2002).

Enfin, le régime de déformation est aussi une caractéristique importante des zones de cisaillement. FOSSEN (2010) définit quatre modèles de zones de cisaillement en fonction de la nature de la contrainte subie par la lithosphère. L'auteur distingue les régimes en compaction, en dilatation, en cisaillement pur et en cisaillement simple (Figure 2.4). Les deux premiers correspondent à des déformations qui impliquent des changements de volumes alors que les deux suivants se font à volume constant. La déformation en cisaillement pur est coaxiale (les axes principaux de l'ellipsoïde de déformation ne tournent pas) alors que la déformation en cisaillement simple est non-coaxiale (rotation des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation). Dans la réalité, la déformation est souvent le résultat d'une combinaison de ces modèles principaux (régime en transtension ou en transpression par exemple).

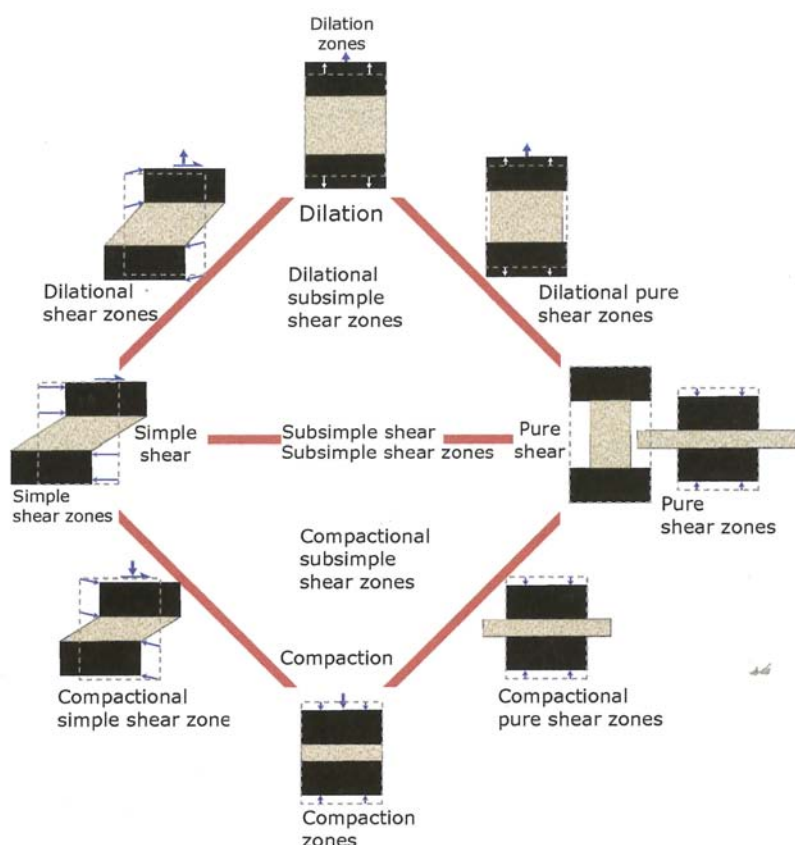


FIGURE 2.4 – Classification des zones de cisaillement en fonction de la nature de la contrainte appliquée, d’après Fossen (2010)

## 2.4 Enracinement des zones de cisaillement dans le manteau lithosphérique

La question de la profondeur d’enracinement des grandes structures de déformation telles que la zone de cisaillement du Mertz est importante pour mieux contraindre la rhéologie de la lithosphère. Dans leur article de synthèse, VAUCHEZ et al. (2012) ont rassemblé un grand nombre d’arguments géologiques et géophysiques montrant l’enracinement de grandes zones de cisaillement dans le manteau lithosphérique. Les auteurs montrent notamment que de nombreuses observations de mylonites ont été faites dans des enclaves de péridotites. Par exemple, des mylonites mantelliques métamorphisées dans le domaine de stabilité des lherzolites à spinelle ont été étudiées par ZERKA et al. (2002) au sein du cortège de xénolites d’Oranie (Algérie) remontés par les basaltes alcalins plio-quaternaires. Cependant, même si ces observations constituent des arguments forts pour la localisation de la déformation au sein du manteau, elles ne permettent pas de mettre en évidence une continuité entre la déformation de la croûte et celle du manteau. Comme le soulignent VAUCHEZ et al. (2012), les études géophysiques (anisotropie des ondes SKS, fonctions récepteurs, tomographies actives ou passives, sismique réflexion et réfraction...) permettent d’étudier la lithosphère dans son ensemble et d’imager la continuité des structures de déformation, et donc leur enracinement. En particulier, l’étude de l’anisotropie des ondes S, SKS, SKKS et/ou PKS est une approche efficace pour imager l’orientation des structures (foliation et linéation) du manteau (SILVER et CHAN, 1991, par exemple). En effet, toutes ces ondes sont des ondes de type S qui ont été réfléchies ou réfractées à la

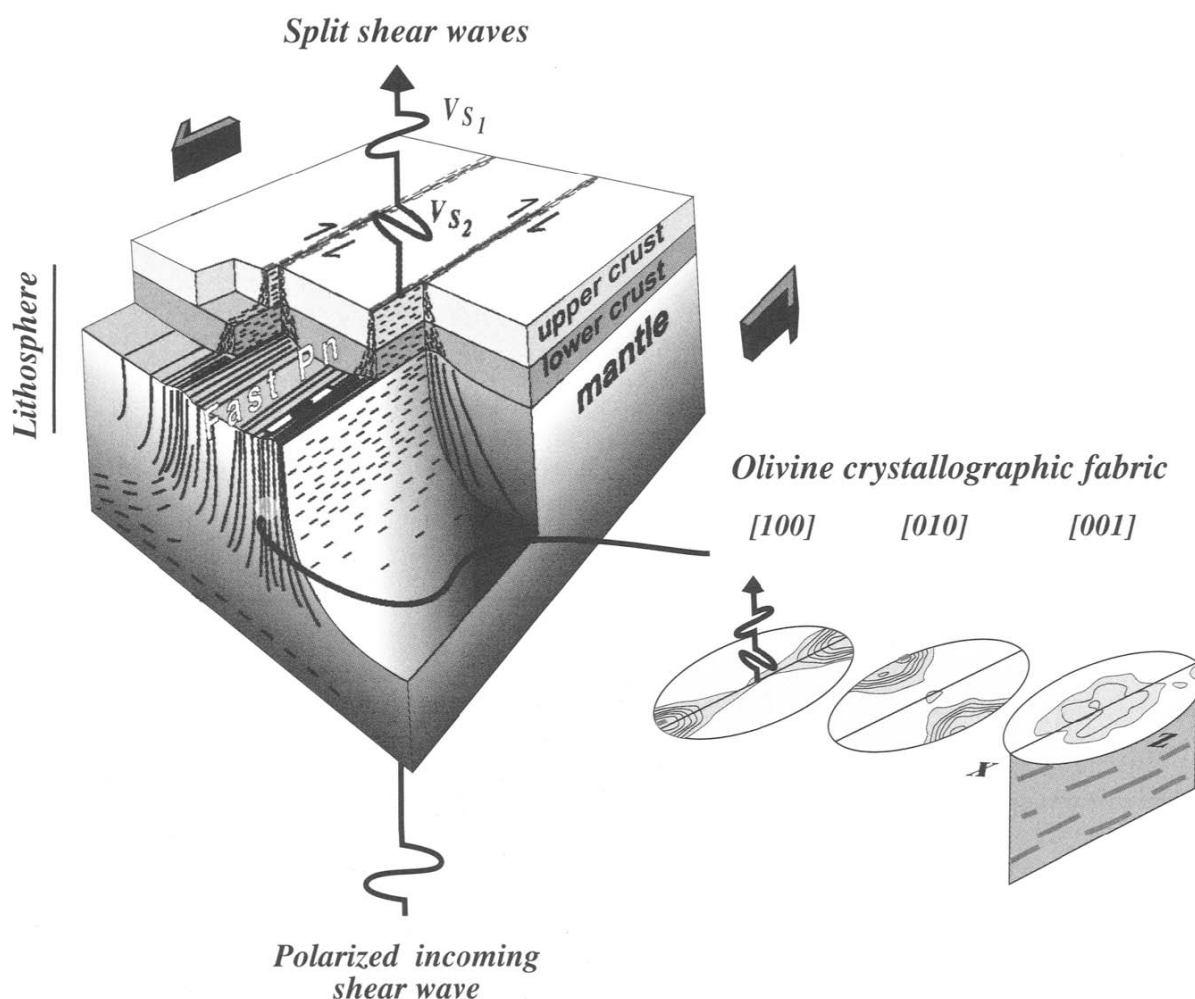


FIGURE 2.5 – Schéma illustrant une zone de cisaillement d'échelle lithosphérique, d'après VAUCHEZ et TOMMASI (2003). A droite, la fabrique de l'olivine du manteau est représentée dans le référentiel structural (l'axe X correspond à la linéation, la ligne droite représente le plan de foliation et l'axe Z est perpendiculaire à ce plan). Les deux ondes polarisées lors du passage dans la lithosphère anisotrope (en particulier le manteau) sont représentées. L'onde  $S_1$  est polarisée parallèlement au plan de foliation de la zone de cisaillement. Une station sismique située au dessus de la zone de cisaillement enregistrera une différence de temps d'arrivée entre les deux ondes  $S_1$  et  $S_2$ .

limite manteau-noyau. Elles traversent l'ensemble de l'asthénosphère et de la lithosphère verticalement. Lorsque l'une de ces ondes traverse un milieu anisotrope, elle est polarisée en deux ondes  $S_1$  et  $S_2$  qui se propagent avec des temps de trajets différents et des directions perpendiculaires l'une par rapport à l'autre. La différence de temps de trajet entre l'onde  $S_1$  et l'onde  $S_2$  est proportionnelle à l'épaisseur du milieu anisotrope (SILVER et CHAN, 1991). Dans le manteau, la direction de polarisation de l'onde  $S_1$  est directement liée à l'orientation préférentielle du réseau (OPR) de l'olivine, principale phase minérale contenue dans la péridotite. L'OPR de l'olivine associée à la déformation du manteau la plus fréquemment observée (ISMAÏL et MAINPRICE, 1998, et références incluses) est caractérisée par l'axe cristallographique [100] orienté parallèlement à la linéation et l'axe [010] orienté perpendiculairement au plan de foliation. Etant donné que l'olivine est élastiquement anisotrope, l'orientation préférentielle de ces cristaux sur de grandes échelles produit une anisotropie sismique (NICOLAS et CHRISTENSEN, 1987; MAINPRICE et al., 1993; SILVER et al., 1999). L'onde rapide  $S_1$  sera polarisée dans un plan contenant à la fois la direction de propagation de l'onde (i.e. verticale dans le cas d'une onde télé-sismique), et la direction dans laquelle les plans [100] des cristaux d'olivine sont concentrés (i.e. la linéation). Les limites de cette méthode sont liées aux longueurs d'ondes des signaux étudiés qui sont relativement importantes. En effet, il est admis que pour être « visibles » par les ondes télé-sismiques, les structures mantelliennes doivent être présentes sur une largeur de 50 km et une longueur de 100 km au minimum (VAUCHEZ et al., 2012). De plus, alors que cette méthode permet de cartographier avec précision les structures à pendages verticaux forts, les failles et zones de cisaillement à pendages faibles sont plus difficilement imagées.

La majorité des études des grandes failles actives qui constituent des limites de plaques décrochantes s'accordent sur l'existence de racines mantelliennes au sein de la lithosphère. Par exemple, les études de l'anisotropie des ondes S, SKS, SKKS ou PKS de la faille de San Andreas à l'ouest des Etats-Unis (OZAIYBEY et SAVAGE, 1994; SILVER et SAVAGE, 1994; HARTOG et SCHWARTZ, 2001; BONNIN et al., 2010), de la faille entre les plaques Caraïbes et Sud-Américaine (RUSSO et al., 1996; GROWDON et al., 2009), et de la faille Alpine en Nouvelle-Zélande (KLOSKO et al., 1999; MARSON-PIDGEON et al., 1999; DUCLOS et al., 2005) montrent que ces structures se prolongent dans toute la lithosphère et peut-être même dans une partie de l'asthénosphère car l'orientation du plan de polarisation des ondes  $S_1$  est parallèle aux structures visibles en surface et que la différence de temps d'arrivée entre les ondes  $S_1$  et  $S_2$  est relativement importante. Il en est de même pour certaines failles intra-continentales telles que les failles du Kunlun (MCNAMARA et al., 1994) et de l'Altyn Tagh (HERQUEL et al., 1999; LI et al., 2011) au Tibet, ainsi que celle de la Mer Morte (RÜMPKER et al., 2003).

Cependant, quelques contre-exemples existent comme la faille Nord Anatolienne qui est certainement une des plus étudiées. En effet, les études d'anisotropie des ondes SKS dans cette région (SANDVOL et al., 2003; BIRYOL et al., 2010; BONNIN et al., 2010) ne montrent pas de corrélation entre la trace de la faille en surface (E-O à NO-SE) et l'orientation du plan de polarisation de l'onde  $S_1$  à l'approche de la faille. Le manteau montre plutôt une structure homogène orientée NE-SO qui est interprétée par les différents auteurs comme résultant du flux asthénosphérique lié au retrait des subductions de

## 2.4. Enracinement dans le manteau lithosphérique

---

la Mer Egée et de Chypre. BONNIN et al. (2010) souligne cependant qu'un enracinement de cette faille peut être envisagé, soit s'il est plus petit que la zone de Fresnel des ondes téléseismiques et donc pas « visible » par cette méthode, soit si la direction des structures lithosphériques est perpendiculaire à l'anisotropie asthénosphérique dont l'intensité serait plus importante.

L'enracinement de nombreuses failles décrochantes actives dans le manteau lithosphérique, implique un certain niveau de couplage entre toutes les couches de la lithosphère, notamment entre la croûte et le manteau (RANALLI et MURPHY, 1987 ; MOLNAR, 1988 ; VAUCHEZ et al., 1998 ; MEISSNER et al., 2002).

Enfin, si la profondeur d'enracinement des structures transformantes peut être étudiée au niveau des failles actives, les données sismologiques au niveau des failles ou des zones de cisaillement fossiles nous indiquent qu'il est possible de préserver les structures mantelliques durant de grandes périodes de temps. Quelques exemples d'études d'anisotropie des ondes SKS montrent en effet des foliations mantelliques parallèles à des structures fossiles précambriennes visibles en surfaces dans la région de Ribeira au Brésil (HEINTZ, 2003), au niveau de la faille de Great Glen en Ecosse (BASTOW et al., 2007) ou encore à la zone de cisaillement du lac Great Slave au Canada (SNYDER et KJARSGAARD, 2013). Mais la question de la préservation des structures mantelliques au cours du temps dépasse celle des zones de cisaillement et s'applique à toutes les structures tectoniques. De nombreux exemples sont répertoriés et la majorité des études montrent que les structures mantelliques peuvent être préservées sur de très grandes échelles de temps tant qu'aucun autre événement tectonique majeur ne leur est superposé. Par exemple, BASTOW et al. (2011) montre que l'anisotropie mantellique des différents blocs tectoniques qui constituent la baie d'Hudson au Canada a été préservée depuis la formation du supercontinent Laurentia il y a 1.8 Ga. Un autre exemple est l'étude menée par DEPLAEN et al. (2014) au Cameroun. Les auteurs suggèrent que les structures mantelliques fossiles datant du Précambrien n'ont pas été préservées dans cette région à l'exception de certaines grandes structures transformantes qui ont été réactivées au début de la séparation du Gondwana au Mésozoïque.



# Le craton de Terre Adélie et la zone de cisaillement du Mertz

---

## Sommaire

---

<b>3.1</b>	<b>La formation de la croûte néoarchéenne (2.8-2.45 Ga)</b>	<b>20</b>
3.1.1	Les paragneiss	21
3.1.1.1	Composition minéralogique	24
3.1.1.2	Datation	24
3.1.1.3	Conditions P-T	24
3.1.2	Les orthogneiss	25
3.1.2.1	Composition minéralogique	25
3.1.2.2	Datation	25
3.1.2.3	Conditions P-T	26
<b>3.2</b>	<b>La rétro-morphose (2.44-2.42 Ga)</b>	<b>26</b>
3.2.1	Evolution minéralogique et conditions métamorphiques des gneiss	26
3.2.2	Episode magmatique associé	27
3.2.3	Datation	27
<b>3.3</b>	<b>Les évènements tectoniques au cours du Paléoprotérozoïque (1.7-1.5 Ga)</b>	<b>28</b>
3.3.1	Formation de la croûte paléoprotérozoïque	28
3.3.1.1	Les paragneiss	28
	Composition minéralogique	30
	Datation	30
	Conditions P-T	30
3.3.1.2	Les intrusions magmatiques	30
	Composition minéralogique	31
	Datation	31
3.3.2	Déformation localisée dans le domaine néoarchéen	32
3.3.3	La zone de cisaillement du Mertz (MSZ)	32
<b>3.4</b>	<b>Nouvelles données d'évolution métamorphique du TAC</b>	<b>33</b>
3.4.1	Introduction	33
3.4.1.1	Objectifs	33
3.4.1.2	Approche analytique	34
3.4.2	Les granulites	34
3.4.2.1	Les métapélites	34
3.4.2.2	Les orthogneiss	37



3.4.2.3 Conclusion . . . . .	39
3.4.3 L'évènement à 1.7Ga . . . . .	40

---

Le craton de Terre Adélie, que nous nommerons par la suite TAC (Terre Adélie Craton), a subi une évolution tectono-métamorphique complexe alternant plusieurs épisodes magmatiques et métamorphiques jusqu'à 1.5 Ga. Le TAC fait partie du continent « Mawson » (Figure 3.1) qui comprend également le craton du Gawler au sud de l'Australie, le craton Nimrod qui affleure notamment à Miller Range et le craton Shackelton qui affleure au niveau de Shackelton Range au sein de l'actuel Antarctique (FANNING et al., 1999). Il s'étend le long des côtes de Terre Adélie et de la Terre du Roi George V (King George V land), depuis Rocher X à la longitude 135°E jusqu'au Nunatak Correll à la longitude 145°E. La géologie du TAC a pu être établie suite aux successives missions de :

- Mawson de 1911 à 1914 (rapports de l'expédition « Australasian Antarctic Expedition » jusqu'en 1940 et articles de STILLWELL (1918) et de OLIVER et FANNING (2002)) ;
- l'institut Polaire Français dans les années 1950-1960 (AUBERT DE LA RÛE et TCHERNIA, 1951 ; HEURTEBIZE, 1952a ; HEURTEBIZE, 1952b ; BELLAIR, 1961a ; BELLAIR, 1961b ; BELLAIR et DELBOS, 1962), et depuis 1990 à travers les programmes Geoleta et ArLiTA (MONNIER, 1995 ; MONNIER et al., 1996 ; PEUCAT et al., 1999a ; PEUCAT et al., 2002 ; PELLETIER, 2001 ; PELLETIER et al., 2002 ; PELLETIER et al., 2005 ; MÉNOT et al., 2003 ; MÉNOT et al., 2005 ; MÉNOT et al., 2007 ; DUCLAUX, 2007 ; DUCLAUX et al., 2007 ; DUCLAUX et al., 2008 ; GAPAIS et al., 2008 ; BASCOU et al., 2013) ;
- l'université d'Adélaïde (OLIVER et al., 1983 ; SHERATON et al., 1989 ; STÜWE et OLIVER, 1989 ; TINGEY, 1991 ; OLIVER et FANNING, 1997) ;
- l'équipe italo-germanique du programme GANOVEX III (KLEINSCHMIDT et TALARICO, 2000 ; TALARICO et KLEINSCHMIDT, 2003a ; TALARICO et KLEINSCHMIDT, 2003b ; DI VINCENZO et al., 2007).

Une description précise et exhaustive de l'ensemble des terrains qui constituent le TAC est proposée par MÉNOT (sous presse). Nous présenterons par la suite une synthèse des grands ensembles géologiques de la région.

Le TAC est composé de deux ensembles distincts : un domaine structuré au Néoarchéen puis déformé localement au Paléoprotérozoïque, et un domaine formé au Paléoprotérozoïque (Figure 3.2). Nous exposerons par la suite les différents épisodes qui ont conduit à la structuration actuelle du TAC.

### 3.1 La formation de la croûte néoarchéenne (2.8-2.45 Ga)

Les terrains les plus anciens affleurent entre la zone de cisaillement de la Zélée (Zélée shear zone, ZSZ) à la latitude 141°E et la zone de cisaillement du Mertz (Mertz Shear Zone, MSZ) à la latitude 145°E. Les affleurements principaux (Figure 3.3) se situent au

### 3.1. La formation de la croûte néoarchéenne (2.8-2.45 Ga)

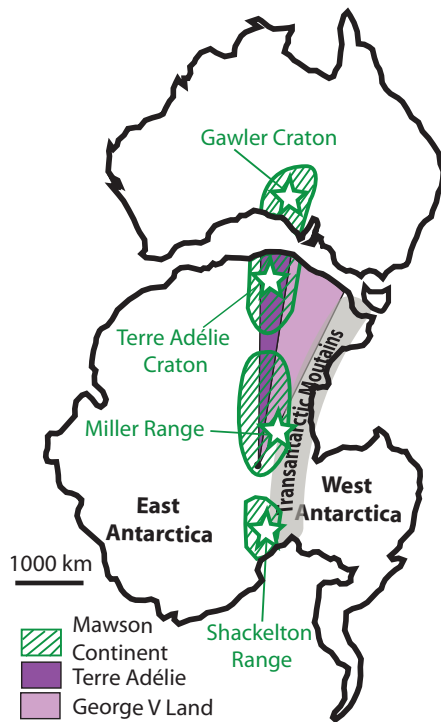


FIGURE 3.1 – Carte générale de l'Antarctique et de l'Australie, avec la localisation du « Mawson Continent » (FANNING et al., 1999), de la Terre Adélie et de George V Land. Modifié d'après BOGER (2011).

niveau de l'archipel de Port Martin (de 141°18'E à 141°41'E), Commonwealth Bay (de 142°00' à 143°22'E), Way archipelago (de 143°22' à 143°46'E), Watt Bay et Buchanan Bay (de 143°46' à 144°27'E), ainsi qu'aux nunataks Madigan (67°06'S, 143°30'E), Murchinson (67°20'S, 144°22'E), Aurora (67°23'S, 144°12'E) et Correll (67°35'S, 144°16.4'E). Ces terrains néoarchéens sont constitués de deux unités : celle de East Commonwealth Bay (ECB) à l'Est qui est métamorphisée en faciès granulite avec des conditions de mise en place estimées à 800-1000°C et 0.7-0.9 GPa (PELLETIER, 2001) et celle de Port Martin (PMA) à l'Ouest formée par une croûte en faciès amphibolite mise en place à des conditions estimées à environ  $750 \pm 50^\circ\text{C}$  et 0.5 GPa (PELLETIER, 2001). Ces deux unités sont constituées de paragneiss et d'orthogneiss. Le premier événement magmato-métamorphique qui permet la structuration de ces roches est daté à 2.45 Ga (MÉNOT, sous presse). Ces ensembles sont structurés au cours d'un événement tectonique en transpression qui se manifeste par la formation de dômes et de bassins au sein de la croûte ductile néoarchéenne (MÉNOT et al., 2005). La foliation dans les structures en dôme-bassin est mieux préservée dans l'unité granulitique qui enregistre la formation d'un dôme centré sur un axe NO-SE reliant les affleurements de Cape Pigeon, Madigan et Aurora. La foliation granulitique a été mesurée sub-horizontale au cœur du dôme à Cape Pigeon et jusqu'à sub-verticale en bordure (direction N0-N10 à Aurora par exemple), d'après PELLETIER (2001).

#### 3.1.1 Les paragneiss

Les paragneiss affleurent dans les deux unités ECB et PMA et sont essentiellement de type métagrauwacke (ou gneiss gris). Dans l'unité ECB, des métapélites et des marbres sont également présents.

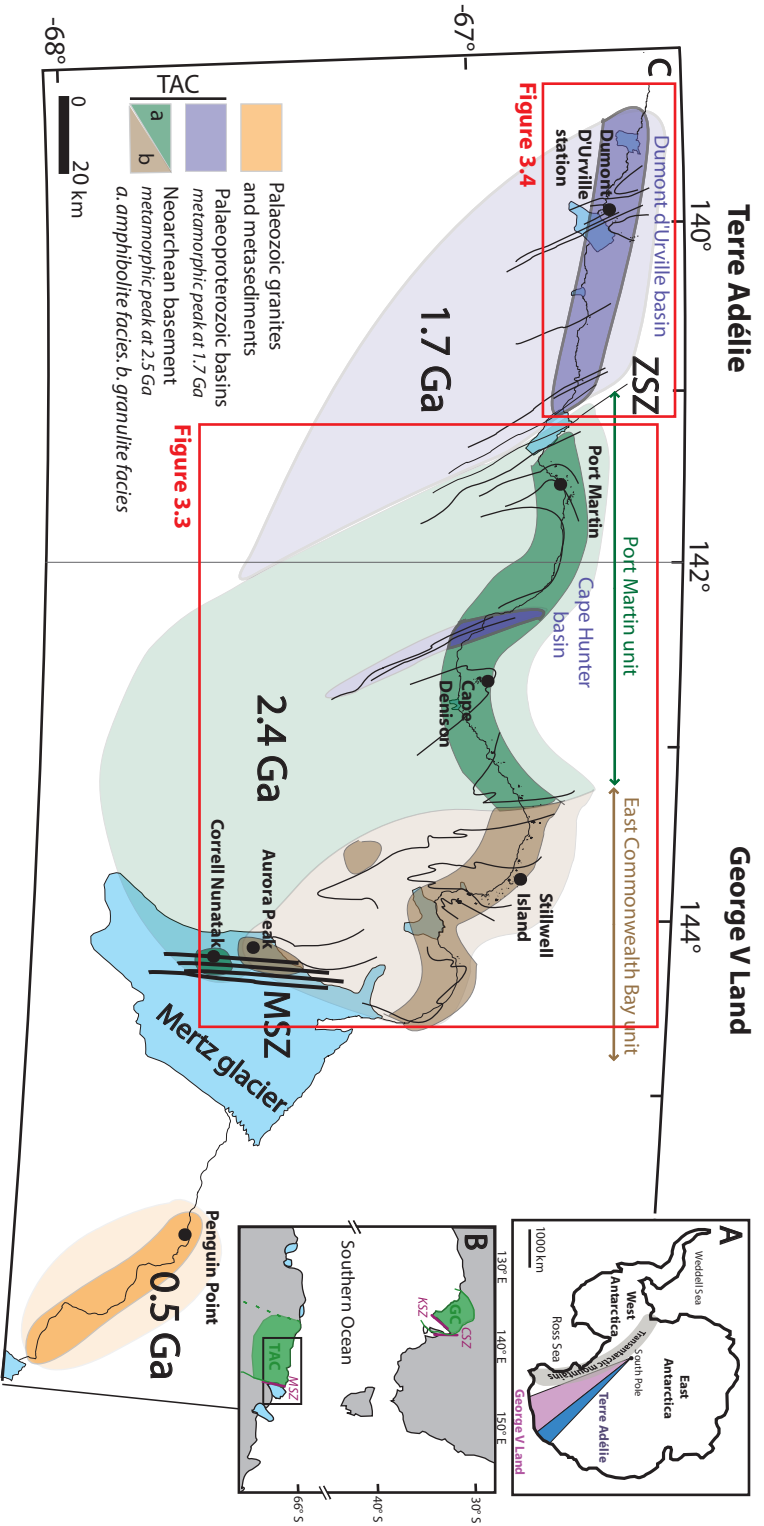


FIGURE 3.2 – (A) Localisation du craton de Terre Adélie et George V Land au sein du continent Antarctique. (B) Corrélations entre l’Australie du Sud et l’Antarctique. TAC = craton de Terre Adélie, GC = craton de Gawler, MSZ = zone de cisaillement du Mertz, KSZ = zone de cisaillement de Kalinjala, CSZ = zone de cisaillement de Coorong. (C) Carte géologique synthétique du craton de Terre Adélie, d’après MÉNOT et al. (2007). Les terrains d’âge paléoprotérozoïque représentés en violet correspondent aux bassins de Dumont d’Urville et de Cape Hunter. Les terrains représentés en vert et marron sont d’âge néoarchéen. La couleur verte désigne les roches de la croûte intermédiaire métamorphisées en faciès amphibolite et la couleur noire désigne les roches de la croûte inférieure métamorphisées en faciès granulite. La couleur orange est associée à la croûte d’âge paléozoïque qui est principalement composée de granitoïdes à l’affleurement. Les couleurs opaques correspondent aux affleurements. MSZ désigne la zone de cisaillement de Mertz et ZSZ celle de la Zélie.

### 3.1. La formation de la croûte néoarchéenne (2.8-2.45 Ga)

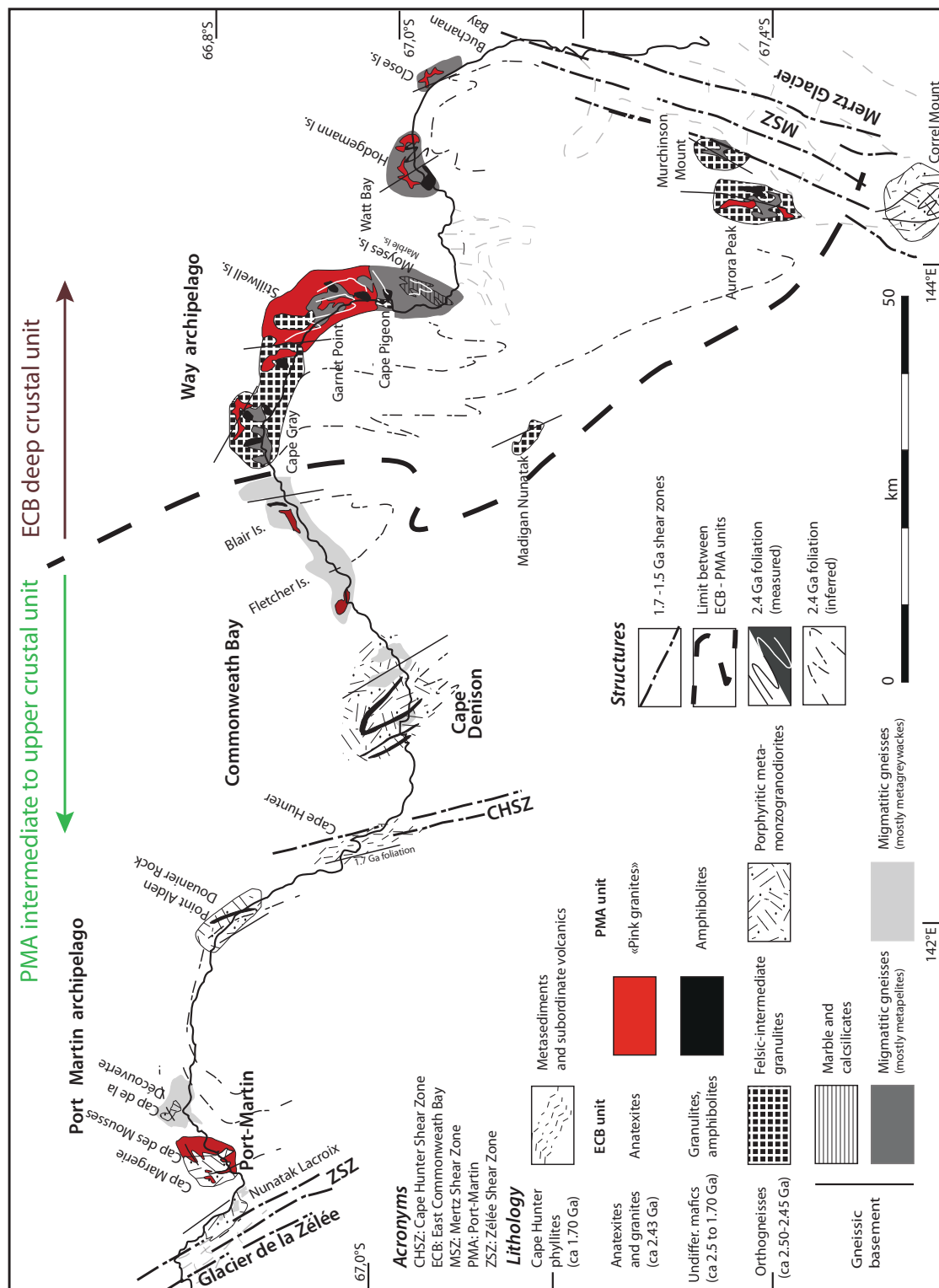


FIGURE 3.3 – Carte géologique du domaine d'âge néoarchéen du craton de Terre Adélie, d'après MÉNOT (sous presse)

### 3.1.1.1 Composition minéralogique

\* East Commonwealth Bay :

- Les métapélites : Qtz + Pl (An<sub>20-30</sub>) + KFs + Bt + Grt + Crd + Sil + Ilm-Mag + (Zrn + Mnz ± Hc ± Crn);
- Les méta-grauwakes : Qtz + Pl (An<sub>25</sub>) + KFs + Bt + Hn + Grt + (Zrn + Ap + Mnz + Xtm + Opq);
- Les marbres et calco-silicates contiennent de 50 à 80% de carbonates. Les silicates présents sont : Pl, Ol, Am, Qtz, Ep, Chl.

\* Archipel de Port Martin :

- Les méta-grauwakes sont identiques à ceux de East Commonwealth Bay

### 3.1.1.2 Datation

L'ensemble de ces paragneiss contient des zircons détritiques hérités datés de 3.0 Ga à 2.7 Ga et jusqu'à 2.52 Ga à Cape Gray dans l'unité ECB (OLIVER et FANNING, 2002) et à Cape Denison dans l'unité PMA (MÉNOT, sous presse). Des monazites héritées incluses dans des grenats ou des feldspaths ont également été datées de  $2.63 \pm 0.02$  Ga jusqu'à  $2.59 \pm 0.04$  Ga par DUCLAUX et al. (2008). Les âges modèles TDM donnent des âges de cristallisation des massifs fini-archéens dont dérivent les sédiments à 2.9-2.8 Ga (PEUCAT, com. pers.). La sédimentation, qui a précédé la formation des paragneiss, a donc lieu entre 2.8 et 2.52 Ga (DUCLAUX et al., 2008).

La formation des paragneiss proprement dit (l'épisode métamorphique) n'est pas directement datée. En revanche, elle intervient après le dépôt des sédiments (2.52 Ga), avant l'épisode de rétro-morphose (2.42 Ga, voir paragraphe 3.2) et est synchrone de la formation des orthogneiss qui eux sont datés à 2.45 Ga (voir paragraphe 3.1.2).

### 3.1.1.3 Conditions P-T

Les conditions métamorphiques de formation des paragneiss ont été largement étudiées par PELLETIER (2001) dans l'unité ECB. L'auteur a effectué une analyse fine des compositions minéralogiques des paragneiss métapélitiques et des variations chimiques entre les différents échantillons. Les conditions P-T de leur formation ont été estimées sur 3 échantillons : RPM98-115, RPM98-155 et RPM98-151 à l'aide de la base thermodynamique de HOLLAND et POWELL (1998) et du logiciel THERMOCALC (POWELL et al., 1998). L'échantillon RPM98-115 provient du nunatak Aurora et présente un assemblage précoce à Grt + Bt + Pl + Sil. Le pic métamorphique est marqué par la formation de coronites de grenat, de spinelle et de cordiérite aux dépens de la sillimanite, du grenat et de la biotite. Les conditions de stabilité de cet assemblage ont été estimées à  $839 \pm 72^\circ\text{C}$  et  $0.89 \pm 0.07$  GPa. Les deux autres échantillons proviennent de Cape Pigeon. L'événement anté-déformation est mal contraint par manque de données sur la paragenèse le caractérisant. Le pic métamorphique syn-déformation a été estimé à partir de l'assemblage Grt + Crd + Bt + Sil + Ilm + Pl + Qtz (+ KFs pour RPM98-151), encore bien préservé. Il

### 3.1. La formation de la croûte néoarchéenne (2.8-2.45 Ga)

---

montre des conditions P-T de l'ordre de  $712 \pm 100^\circ\text{C}$  et  $4.9 \pm 0.1\text{ GPa}$  et  $627 \pm 100^\circ\text{C}$  et  $4.2 \pm 0.1\text{ GPa}$  respectivement pour les échantillons RPM98-155 et RPM98-151.

#### 3.1.2 Les orthogneiss

Les orthogneiss des unités ECB et PMA dérivent de granitoïdes intrusifs, dont la mise en place et la déformation sont synchrones de la formation des paragneiss. Ces orthogneiss présentent une diversité géochimique et minéralogique reflétant la diversité des paragneiss dont ils sont issus.

##### 3.1.2.1 Composition minéralogique

\* East Commonwealth Bay :

— Les gneiss felsiques à Opx et Fs :

- Opx + KFs + Pl( $\text{An}_{30-50}$ ) + Qtz  $\pm$  Bt  $\pm$  Ilm à Madigan, Aurora et Cape Gray ;
- Opx + Pl( $\text{An}_{30-50}$ ) + Qtz + Ilm  $\pm$  Hbl à Aurora et Cape Gray ;
- Opx + Pl( $\text{An}_{30-50}$ ) + KFs + Qtz + Grtc + Bt + Ilm à Aurora, Garnet Point, Cape Pigeon et en enclaves à Stillwell.

— Les gneiss intermédiaires (méta-monzogranodiorites et enderbites)

- Opx + Cpx + KFs + Pl + Qtz + Ilm + Hbl en enclaves à Madigan ;
- Opx + Cpx + Pl( $\text{An}_{90}$ ) + Qtz + Grtc + Bt + Ilm à Murchinson et Cape Pigeon.

— Les gneiss mafiques (méta-norites, méta-gabbro)

- Opx + Pl( $\text{An}_{87-90}$ ) + Bt + Ilm + Mag + Grtc  $\pm$  Cpx.

\* Archipel de Port Martin :

— Les gneiss felsiques :

- Qtz + KFs + Pl( $\text{An}_{10-20\text{S}}$ )  $\pm$  Bt ;
- Qtz + KFs + Pl( $\text{An}_{10-20}$ ) + Bt + Hbl + (Ep + Ap + Tit + Xen).

— Les gneiss intermédiaires :

- Qtz + Mc + Pl( $\text{An}_{22-28}$ ) + Bt + Hbl + Mag-Ilm  $\pm$  Cum + (Ap + Zrn + Aln + Ep).

##### 3.1.2.2 Datation

Les données les plus récentes montrent que les orthogneiss des deux unités ECB et PMA ont été mis en place au cours d'un même évènement daté de 2.45 à 2.43 Ga (PEUCAT et al., 1999a). Ces résultats sont en accord avec les datations de monazites associées à des assemblages d'ortho- et de paragneiss de  $2.47 \pm 0.04\text{ Ga}$  jusqu'à  $2.4 \pm 0.03\text{ Ga}$  (DUCLAUX et al., 2008).

### 3.1.2.3 Conditions P-T

PELLETIER (2001) a mené une étude minéralogique et géochimique fine sur les orthogneiss de l'unité ECB du domaine néoarchéen. Les gneiss felsiques à Opx + Pl sont constitués d'un assemblage précoce à Opx + Pl  $\pm$  Ilm  $\pm$  Bt  $\pm$  Qtz. Le pic métamorphique syn-déformation se traduit principalement par la formation de couronnes de grenats autour de l'orthopyroxène, et par la recristallisation plastique de cristaux secondaires d'orthopyroxène et de plagioclase (Opx<sub>2</sub> et Pl<sub>2</sub>). L'analyse chimique des paragenèses des orthogneiss felsiques des échantillons RPM98-114 et RPM98-125 à Aurora, RPM98-134 à Stillwell et RPM98-170 a montré des conditions métamorphiques syn-déformation estimées respectivement à : 800°C et 0.9 GPa, 700°C et 0.7 GPa, 770°C et 0.95 GPa et 860°C et 0.9 GPa. Les metabasites, souvent préservées en enclaves dans les granites anatectiques de l'épisode de rétro-morphose, sont constituées d'un assemblage précoce à grenat et plagioclase. Le pic métamorphique syn-déformation est marqué par un assemblage à Grt + Opx + Pl + Qtz  $\pm$  Ilm. Les échantillons RPM98-139 et RPM98-144 montrent des températures de stabilité de cet assemblage de l'ordre de 750  $\pm$  50°C et des pressions estimées à 0.55  $\pm$  0.05 GPa, et donc plus faibles que celles des orthogneiss acides. Cependant, la formation du deuxième assemblage (Grt + Opx<sub>2</sub> + Pl<sub>2</sub>  $\pm$  Ilm  $\pm$  Bt  $\pm$  Qtz) étant liée à une décompression, PELLETIER (2001) suggère que le premier assemblage anté-déformation était stable dans des conditions de pression supérieures à 0.6 GPa. De même que pour les paragneiss, l'estimation des conditions P-T de mise en place des granitoides et des roches basiques anté-déformation est très mal contrainte; les paragenèses étant trop limitées en phases minérales et/ou mal préservées.

## 3.2 La rétro-morphose (2.44-2.42 Ga)

Le second événement majeur au sein du TAC est la rétro-morphose des unités ECB et PMA lors de leur décompression. Elle est accompagnée d'un épisode de fusion partielle. Les structures liées à cet événement sont difficilement identifiables sur le terrain, car un deuxième épisode de déformation localisée intervient à 1.7 Ga dans des conditions P-T similaires du faciès amphibolite. Il est donc très difficile d'établir à quel événement tectonique sont liées les zones de cisaillement en faciès amphibolite. Ces zones de cisaillement sont principalement orientées N-S et présentent un pendage sub-vertical. Lors de l'analyse microscopique, les échantillons associés à la rétro-morphose dans l'unité ECB sont ceux qui présentent des assemblages du faciès amphibolite tout en préservant certaines paragenèses granulitiques (notamment du grenat et/ou de l'orthopyroxène). Dans l'unité PMA, l'événement de rétro-morphose est très difficilement identifiable, car il intervient dans les mêmes conditions métamorphiques de formation des ortho- et paragneiss.

### 3.2.1 Evolution minéralogique et conditions métamorphiques au sein des gneiss

La rétro-morphose est particulièrement visible dans l'unité ECB granulitique, qui est alors amenée dans les conditions du faciès amphibolite. Cependant, cet événement est très

hétérogène. En effet, certains échantillons sont très largement rétro-morphosés, alors que d'autres ont particulièrement bien conservé leur paragenèse granulitique. Les paragenèses formées au cours de cet événement ont été étudiées par PELLETIER (2001) au sein des échantillons précédemment évoqués.

- Dans les gneiss felsiques, l'orthopyroxène est déstabilisé en biotite-ilménite-quartz et le grenat coronitique recristallise en grenat secondaire. Ces réactions sont liées à une baisse de pression suivie d'une diminution de température. Les conditions de stabilité de l'assemblage de rétro-morphose sont estimées à 570°C et 0.47 GPa.
- Dans les metabasites, la stabilité des amphiboles et des plagioclases rééquilibrés indique des températures maximales de 670°C.
- Dans les métapélites, la rétro-morphose est marquée dans l'échantillon RPM98-115 par la déstabilisation totale de la sillimanite estimée à 500-625°C et 0.3-0.45 GPa. Dans les échantillons RPM98-155 et RPM98-151, cet événement a été estimé à partir des échanges cationiques Fe/Mg sur le couple grenat/cordiérite coronitique à des valeurs de  $550 \pm 10^\circ\text{C}$  et  $0.25 \pm 0.05$  GPa.

#### 3.2.2 Episode magmatique associé

La rétro-morphose est accompagnée par la mise en place de granites anatectiques, visibles dans l'unité ECB, en particulier à Stillwell et Garnet Point. Ces granites se mettent en place en intrusion dans les gneiss et contiennent des enclaves de granulites rétro-morphosées qui sont des résidus de fusion partielle. Localement, les produits de fusion anatectique se mettent en place sous forme de veines pegmatiques ou aplitiques dans les deux unités ECB et PMA. Les granites ne sont pas déformés, mais sont recoupés par des zones de cisaillement à biotites très localisées et associées à l'évènement de déformation daté de 1.7 à 1.5 Ga (voir paragraphe 3.3). Ces formations sont caractérisées par différentes minéralogies :

\* East Commonwealth Bay :

- Les granites : Qtz + Pl(An<sub>5-20</sub>) + KFs ± Crd ± Grt avec des nodules restitiques à Grt + Bt, Sil + Bt ou Sil + Bt + Crd issus des granulites ;
- Les veines issues des granulites mafiques : Qtz + Pl + Bt + Ilm ;
- Les veines aplitiques et pegmatiques issues des orthogneiss granulitiques : KFs + Qtz + Pl(An<sub>10-25</sub>) + Bt.

\* Archipel de Port Martin :

- Les veines aplitiques et pegmatiques issues des orthogneiss amphibolitiques : KFs + Qtz + Pl(An<sub>10-25</sub>) + Bt.

#### 3.2.3 Datation

Les datations sur monazites au sein des zones foliées amphibolitiques montrent deux pics statistiques à  $2.50 \pm 0.01$  et  $1.79 \pm 0.01$  Ga, dont le premier est associé à l'épisode de rétro-morphose et le second à la déformation transpressive paléoprotérozoïque (voir paragraphe 3.3), (DUCLAUX et al., 2008). De plus, des datations de bordures métamorphiques



dans des zircons ont été datées à 2.44 - 2.42 Ga dans plusieurs échantillons granulitiques à ECB et dans des orthogneiss à PMA (PEUCAT, com. pers.). Enfin, des zircons magmatiques ont été datés au sein des granites anatectiques. Ils montrent des âges semblables à ceux de la rétro-morphose métamorphique allant de 2.42 Ga (OLIVER et FANNING, 2002) à 2.44 Ga (PEUCAT, com. pers.).

### 3.3 Les évènements tectoniques au cours du Paléoprotérozoïque (1.7-1.5 Ga)

Au Paléoprotérozoïque, un évènement transtensif a lieu, rapidement suivi d'un autre en transpression. Le premier conduira à l'ouverture de deux grands bassins sédimentaires à l'Ouest de la ZSZ (141°E) et autour de Cape Hunter (142°E). Ces deux bassins dits de Dumont D'Urville (DDU) et de Cape Hunter (CH), seront par la suite déformés et métamorphisés en faciès amphibolite. Les principaux affleurements de cette croûte paléoprotérozoïque (Figure 3.4) sont : Rocher X (136°40'E), Rocher Gravenoire (136°43'E), Rocher Mathieu (136°49'E), Cap Pépin (138°34'E), Rocher Janet (139°10'E), l'archipel de Pointe Géologie (139°44' à 140°00'E), Cap Bienvenue (140°31'E) et Cap Jules (140°55') et Cape Hunter (142°E). Au cours de l'évènement transpressif, le domaine néoarchéen est déformé par une succession de zones de cisaillement localisées et anastomosées qui jouent en faciès amphibolite (DUCLAUX et al., 2008).

#### 3.3.1 Formation de la croûte paléoprotérozoïque

La croûte formée au Paléoprotérozoïque, dans les bassins de Dumont d'Urville et de Cape Hunter, est essentiellement composée de gneiss migmatitiques traduisant des taux de fusion variés. Les sédiments à l'origine des gneiss sont principalement issus de l'érosion de la croûte néoarchéenne adjacente (notamment de l'archipel de Port Martin), ainsi que de la fusion partielle du manteau sous-jacent. Ils subissent une évolution tectono-métamorphique dans le faciès amphibolite de haut degrés avec des épisodes de fusion partielle liés à un évènement orogénique (PEUCAT et al., 1999a). Ces paragneiss sont intrudés par des granites anatectiques et des filons basiques.

##### 3.3.1.1 Les paragneiss

Les paragneiss du bassin de Dumont d'Urville sont principalement des métapélites migmatitiques localisées à l'archipel de Pointe Géologie, Cap Bienvenue et Cap Jules. Des métagrauwackes sont observables dans la partie Ouest, près de Rocher X, ainsi qu'en intercalations d'une dizaine de mètres d'épaisseur à Pointe géologie, Cap Bienvenue et Cap Jules. Enfin, quelques calco-silicates et métaquartzites sont associés et structurés de la même façon que les gneiss migmatitiques. Le bassin de Cape Hunter est principalement composé de paragneiss métamorphisés en faciès schiste-vert (STÜWE et OLIVER, 1989). Les signatures isotopiques des échantillons de ces deux bassins indiquent que la sédimentation s'est effectuée en une seule étape à partir de l'érosion d'un socle néoarchéen pouvant correspondre aux unités PMA et ECB du TAC (PEUCAT et al., 1999a).

### 3.3. Les évènements tectoniques au cours du Paléoprotérozoïque (1.7-1.5 Ga)

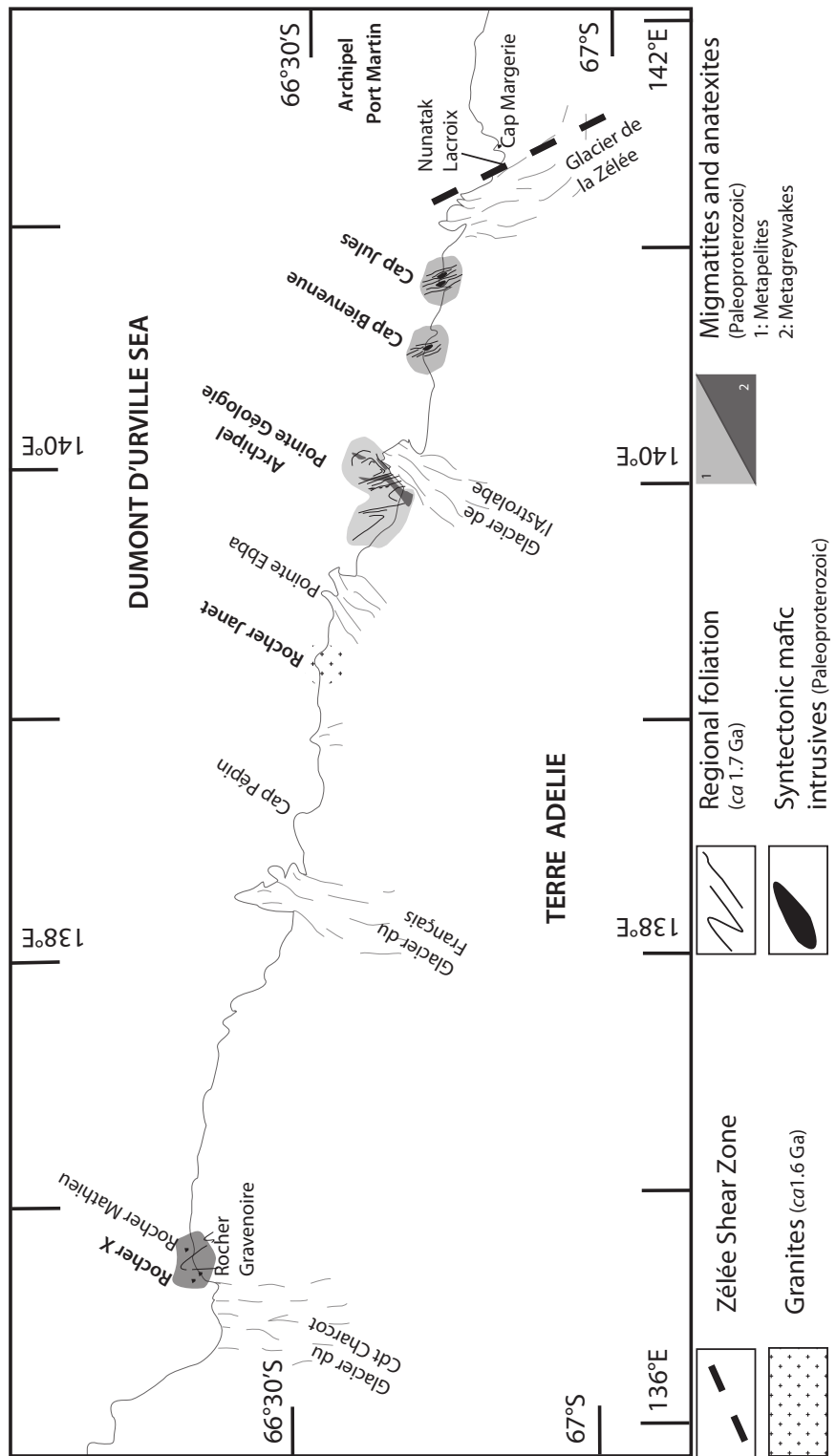


FIGURE 3.4 – Carte géologique du bassin de Dumont d'Urville d'âge Paléoprotérozoïque, d'après MÉNOT (sous presse)

### Composition minéralogique

\* Dumont d'Urville (DDU) :

- Les métapélites : Qtz + KFs + Pl(An<sub>40</sub>) + Bt + Mag + Ilm ± Crd ± Sil ± Grt + (Zrn + Crn + Ap + Spl) (les leucosomes ont des compositions similaires enrichies en K-feldspaths) ;
- Les méta-grauwackes : Qtz + Pl(An<sub>45-70</sub>) + Bt + Ilm ± KFs ± Hbl ± Grt + (Zrn) ;
- Les calco-silicates et méta-quartzites : Cpx + Grt + Cal + Pl + Bt ± Qtz et Qtz + Cpx (Hbl) + Grt + Bt.

La cristallisation d'andalousite, de muscovite et de cordiérite altérée en pinite dans les métapélites ainsi que de chlorite, de biotite et d'actinote-trémolite dans les méta-grauwackes est courante et marque la rétro-morphose de ces roches en faciès amphibolite de bas degrés puis en faciès schiste vert.

\* Cape Hunter (CH) :

- Les phyllites : Qtz + Chl + Ms + Mag ± Grt ± KFs.

### Datation

Deux âges hérités différents ont été mesurés dans des zircons des paragneiss de DDU (PEUCAT et al., 1999a) et de CH (OLIVER et FANNING, 1997) : d'une part des âges de 1.72 à 1.76 Ga associés, par exemple à un épisode volcanique contemporain ou légèrement plus vieux que la sédimentation, et d'autre part, des âges variant entre 2.4 et 2.8 Ga interprétés comme résultants de l'érosion du socle néoarchéen adjacent. Les âges modèles TDM estimés entre 2.2 et 2.4 Ga (PEUCAT, com. pers.) sont différents de ceux du domaine néoarchéen (2.9-2.8 Ga). Ces résultats suggèrent que les bassins de DDU et de CH se sont formés à partir de l'érosion de deux sources distinctes : 1) du socle néoarchéen adjacent (en particulier l'unité PMA), et 2) d'un événement magmatique paléoprotérozoïque. L'épisode métamorphique qui structure le bassin est associé à un épisode anatectique daté à 1.69 Ga (PEUCAT et al., 1999a) grâce à des datations U/Pb sur des zircons néoformés.

### Conditions P-T

Les conditions P-T de déformation des bassins de DDU et de CH sont différentes. Dans le bassin de DDU, les structures de déformations et les paragenèses ont été décrites par MONNIER et al. (1996); PELLETIER et al. (2002); GAPAIS et al. (2008). Les auteurs décrivent un épisode métamorphique caractérisé par des conditions de  $750 \pm 50^\circ\text{C}$  et  $0.5 \pm 0.1$  GPa à Pointe Géologie, de  $750 \pm 50^\circ\text{C}$  et  $0.56 \pm 0.1$  GPa à Cap Bienvenue et de  $700 \pm 50^\circ\text{C}$  et  $0.6 \pm 0.05$  GPa à Cap Jules. Dans le bassin de CH, les conditions de pression et de température ont été estimées dans le faciès des schistes-verts à environ  $350\text{--}500^\circ\text{C}$  et  $0.4\text{--}0.5$  GPa (STÜWE et OLIVER, 1989; OLIVER et FANNING, 1997).

#### 3.3.1.2 Les intrusions magmatiques

Dans le bassin de DDU, des dykes et des sills de composition intermédiaire et mafique sont observés mais ne représentent qu'une petite fraction des roches à l'affleurement. On les observe en enclaves dans les migmatites, dans des lentilles étirées dans la foliation,

### **3.3. Les évènements tectoniques au cours du Paléoprotérozoïque (1.7-1.5 Ga)**

ou bien encore sous forme de filons amphibolitiques recoupant la foliation régionale. Leur formation est donc anté-, syn- et post-déformation. En revanche, ils sont tous synchrones de l'évènement anatectique daté à 1.69 Ga (cf paragraphe 3.3.1.1) comme le montrent les figures de mixing et de migling, ainsi que les leucosomes et mélanosomes qui les caractérisent. Des veines de granite rose de tailles variables (quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres) sont également associées aux métapélites à Pointe Géologie. Elles recoupent toutes les autres structures magmatiques (granites anatectiques et dykes mafiques) et métamorphiques et sont donc tardives. Leur composition minéralogique est proche des granites anatectiques (principalement à K-feldspaths et quartz). Elles sont considérées comme les drains de collecte des produits anatectiques.

La structure des granites anatectiques et des granites roses a été étudiée en détail par BASCOU et al. (2013) grâce à des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM). Les auteurs ont montré que ces formations portent des foliations magnétiques en accord avec la structuration des gneiss principalement orientée SSE–NNO, parallèlement aux zones de cisaillement. Les variations d'orientation des plans de foliations magnétiques au sein des granites et des gneiss sont corrélées aux structures en dôme mises en évidence au sein du bassin. De plus, une caractéristique structurale de ces granites est une linéation magnétique verticale qui indique la cinématique ascendante des produits de fusion partielle, contrairement à la linéation horizontale mesurée au sein des gneiss.

Enfin, des granites roses et blancs ont été décrits à Rocher Janet et des blocs de rhyodacite et rhyolite ont été retrouvés dans les moraines de Cap Jules.

#### **Composition minéralogique**

- Les intrusions de composition intermédiaire : Qtz + Hbl verte + Bt + Pl(An<sub>43–55</sub>) + Spn ± Cum ± ortho-Am (cristallisation tardive d'actinote-trémolite) ;
- Les intrusions de composition mafique : Qtz + Opx + Cpx + Hbl + Pl(An<sub>67–89</sub>) + Ilm + Mag + (Ap) ;
- Les granites roses (à Pointe Géologie) : composition similaire à celle des leucosomes des métapélites (KFs + Qtz + Pl(An<sub>40</sub>) + Bt + Mag + Ilm ± Crd ± Sil ± Grt). Enrichis en quartz et ne présentent pas de cordiérite ;
- Les granites tardifs (à Rocher Janet) : Qtz + KFs + Ab ± Bt ± Grt ± Ap ± Ep ± Ilm ± Zrn (et cristallisation tardive de chlorites).

#### **Datation**

Dans le bassin de DDU, les dykes mafiques sont co-structurés à l'épisode métamorphique principal daté à 1.69 Ga (PEUCAT et al., 1999a ; DUCLAUX et al., 2008), mais n'ont pas été daté directement. Par contre, des sills mafiques et intermédiaires, également co-structurés aux structures métamorphiques, ont fait l'objet de datations U-Pb sur zircons à Cap Jules et Cap Bienvenu montrant des âges à environ 1.7 Ga (PEUCAT, com. pers.). Les granites tardifs de Rocher Janet ont été datés par SHRIMP U-Pb sur zircons à  $1.58 \pm 0.01$  Ga (PEUCAT et al., 2002 ; FANNING et al., 2003) et représentent donc les intrusions analysées les plus jeunes.

### 3.3.2 Déformation localisée dans le domaine néoarchéen

Alors que les bassins de DDU et CH sont déformés et métamorphisés, le socle néoarchéen est affecté de manière synchrone par le même évènement orogénique. L'ensemble des domaines amphibolitiques de PMA et granulitiques de ECB montrent des évidences de déformation à 1.7 Ga, compatibles avec un raccourcissement transpressif horizontal E-O (MÉNOT et al., 2005 ; DUCLAUX et al., 2008).

La déformation du craton néoarchéen se produit le long de zones de cisaillements larges de quelques centimètres à quelques mètres, dans des conditions du faciès amphibolite de bas degrés et dans celles du faciès schiste vert (TALARICO et KLEINSCHMIDT, 2003a ; MÉNOT et al., 2005 ; DUCLAUX et al., 2008). Les zones de cisaillement sont localisées et anastomosées, et leur nombre diminue drastiquement vers le cœur du craton. A certains endroits, le socle néoarchéen est également recoupé par des dykes tardifs, principalement mafiques, liés à l'évènement transpressif. La mise en place de ces dykes est décrite comme synchrone de l'activation des zones de cisaillement paléoprotérozoïques à Cape Denison (STÜWE et OLIVER, 1989) et a été daté à  $1.66 \pm 0.02$  Ga à Port Martin par des mesures  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur biotites et amphiboles (MONNIER, 1995).

En bordure du domaine néoarchéen, les zones de cisaillement du Mertz (MSZ) à l'Est et de la Zélée (ZSZ) à l'Ouest accommodent la déformation en même temps que le réseau anastomosé au sein du craton. La ZSZ affleure au niveau du nunatak Lacroix, et son orientation a été mesurée à N130°. Elle est constituée de mylonites formées dans les unités néoarchéennes de PMA. Les biotites et amphiboles de la foliation ont été datées à  $1.7 \pm 0.5$  Ga par PELLETIER (2001) ; DUCLAUX et al. (2008).

### 3.3.3 La zone de cisaillement du Mertz (MSZ)

La MSZ (longitude 146°E) est une structure majeure liée à l'orogénèse de Kimban, au même titre que la ZSZ, ainsi que le réseau anastomosé de zones de cisaillement localisées au sein du domaine néoarchéen. La MSZ est située sur la bordure Est du TAC et le sépare de granitoides intrusifs datés à 505 Ma (FANNING et al., 2002). L'extension latérale et la longueur de la MSZ sont mal contraints en raison de la rareté des affleurements au sein de la calotte glaciaire, mais elle est bien identifiée au niveau du nunatak Correll (67°35'S ; 144°16'E). Il est admis que la MSZ se prolongeait en Australie du Sud avant l'ouverture de l'Océan Austral au cours du Crétacé. L'identification de la zone de cisaillement qui constitue la prolongation de la MSZ en Australie est toujours débattue. En effet, il pourrait s'agir de la zone de cisaillement de Kalinjila ou de celle de Coorong située environ 300 km plus à l'Est (TALARICO et KLEINSCHMIDT, 2003b ; GIBSON et al., 2013).

La foliation mylonitique et ultra-mylonitique de la MSZ est sub-verticale et orientée NS à N160° à Correll et, localement, des structures conjuguées sont observées. MÉNOT et al. (2005) proposent que la direction principale de la MSZ contrôlerait la formation du talweg dans lequel s'écoule le glacier Mertz (NNE-SSO). La linéation minérale marquée par l'allongement des amphiboles a été mesurée sub-horizontale (jusqu'à N30) et la plupart des marqueurs de cisaillement tels que les ombres pression-dissolution indiquent un sens de cisaillement à dominante dextre. Grâce à des datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , DI VINCENZO et al. (2007) suggèrent que la MSZ est liée à un évènement orogénique qui affecte l'ensemble du

TAC. Cependant, DUCLAUX et al. (2008) proposent que cet événement est limité à des zones de cisaillement de largeurs limitées, anastomosées et principalement localisées sur les bordures du TAC (zones de cisaillement du Mertz et de la Zélée). D'après les estimations de pression et de température de la déformation, la MSZ semble correspondre à une zone de cisaillement ayant affecté la croûte intermédiaire.

Sur la base d'arguments de terrain et l'étude de lames minces, KLEINSCHMIDT et TALARICO (2000); TALARICO et KLEINSCHMIDT (2003a) décrivent la MSZ comme une succession de structures ductiles et cassantes se produisant dans différentes conditions de faciès métamorphiques. Ces auteurs suggèrent qu'elle aurait fonctionné à 2.4 Ga en faciès granulite, à 1.7 Ga en faciès amphibolite et à 1.5 Ga en faciès schistes verts. Cependant, DUCLAUX et al. (2008) suggèrent que l'événement daté à 2.4 Ga n'est pas lié à l'activation de la MSZ, mais représente un événement plus pénétratif et moins localisant, dû à un événement orogénique antérieur.

## 3.4 Nouvelles données concernant l'évolution métamorphique du craton de Terre Adélie (TAC) et de la zone de cisaillement du Mertz (MSZ)

### 3.4.1 Introduction

#### 3.4.1.1 Objectifs

Afin de préciser les conditions de pression et de température subies par les roches lors de leur formation puis de leurs étapes successives de déformation, nous avons procédé à l'étude pétrographique et thermobarométrique d'échantillons métamorphiques représentatifs du faciès granulite d'âge néoarchéen, ainsi que de la zone de cisaillement du Mertz d'âge paléoproterozoïque. Ces échantillons ont été sélectionnés sur la base des études précédentes (MONNIER, 1995; PELLETIER, 2001; DUCLAUX, 2007) et après une analyse détaillée des différentes paragenèses au microscope optique polarisant d'environ 50 échantillons. L'objectif principal est de préciser les conditions de formation des granulites dans le domaine ECB ainsi que les conditions de la déformation au sein de la MSZ. Les conditions de la formation et de la rétro-morphose des paragneiss et orthogneiss du faciès granulite ont été étudiées par PELLETIER (2001). L'auteur a mené une approche thermobarométrique ponctuelle. Elle a calculé les équilibres thermodynamiques des phases en contact deux à deux à l'aide de la base thermodynamique de HOLLAND et POWELL (1998) et du logiciel THERMOCALC (POWELL et al., 1998). L'étude développée ici constitue un complément à cette approche en analysant non plus seulement la composition chimique des phases minérales à l'équilibre mais également la composition chimique totale de la roche. Au sein de la MSZ, des études pétrologiques ont déjà été menées par TALARICO et KLEINSCHMIDT (2003a); DI VINCENZO et al. (2007); DUCLAUX et al. (2008) mais aucune modélisation thermodynamique n'a encore été effectuée.

### 3.4.1.2 Approche analytique

Les estimations thermo-barométriques ont été faites pour chaque échantillon avec les bases de données de BERMAN (1988) et/ou HOLLAND et POWELL (1998), selon la nature de la roche étudiée, à partir des données en éléments majeurs de la roche totale et des analyses ponctuelles de microsonde grâce au logiciel Theriak/Domino développé par DE CAPITANI et PETRAKAKIS (2010). Theriak/Domino est un outil qui permet notamment de calculer des pseudo-sections, définissant ainsi les assemblages minéralogiques à l'équilibre stable dans un champ de pressions et de températures. Le calcul de la pseudo-section est une modélisation directe qui se fait par minimisation de l'énergie de Gibbs (somme des potentiels chimiques de tous les composants), par opposition aux modélisations inverses qui reposent sur l'utilisation d'équilibres chimiques. Le calcul de l'assemblage minéralogique à l'équilibre est effectué, pour une composition chimique donnée du système (la roche totale) en tous points de l'espace P-T défini. Les résultats obtenus sous forme de pseudo-section sont ensuite comparés aux assemblages minéralogiques observés. Les avantages principaux de cette méthode sont (i) la comparaison directe possible entre la modélisation et les observations, (ii) la cohérence de la base de données thermodynamiques sur de très larges gammes de pressions et de température, (iii) la non-nécessité de faire des hypothèses *a priori* sur les minéraux à l'équilibre. Par contre, la limite principale de cette méthode réside dans la détermination de la composition chimique du système. Il faut en effet sélectionner avec attention un volume de roche représentatif du système, en particulier dans le cas de roches hétérogènes ou présentant des textures réactionnelles, et donc des équilibres locaux. De plus, la modélisation directe repose sur l'hypothèse d'un système chimique fermé et peut ne pas être adaptée dans le cas de systèmes ouverts sujets à des transferts de matière.

Les données en éléments majeurs des roches totales ont été mesurées à partir de poudres représentatives des échantillons. Les analyses ont été réalisées par fluorescence X sur un spectromètre Brucker SRS3400 à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne ainsi qu'en ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectrometry*, ULTIMA-C Jobin-Yvon) au laboratoire CNRS Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand. Les analyses chimiques ponctuelles ont été faites au laboratoire CNRS Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand grâce à une microsonde de type CAMECA SX 100 ainsi qu'à l'université de Bern avec une microsonde JEOL 8200.

## 3.4.2 Les granulites

### 3.4.2.1 Les métapélites : exemple de l'échantillon RPM98-112

L'échantillon RPM98-112 provient du Nunatak Aurora. Il a été défini par PELLETIER (2001) comme un gneiss alumineux et est constitué par un assemblage à grenat, biotite, feldspath potassique, plagioclases, quartz et oxydes de type ilménite et magnétite (Figure 3.5). Le grenat est présent sous forme de gros grains de 1 à 3 mm de diamètres contenant quelques petites inclusions de biotite, feldspaths et quartz. Certains grains présentent des fractures riches en biotite. La composition chimique du grenat est homogène ( $\text{Alm}_{0.57-0.66}\text{-Prp}_{0.30-0.37}\text{-Gr}_{0.03-0.04}\text{-Sp}_{0.01-0.02}$ ) sans zonation majeure. La composition chimique de la biotite varie très peu. Les cristaux de biotite ont des tailles variant de

### 3.4. Nouvelles données d'évolution métamorphique du TAC

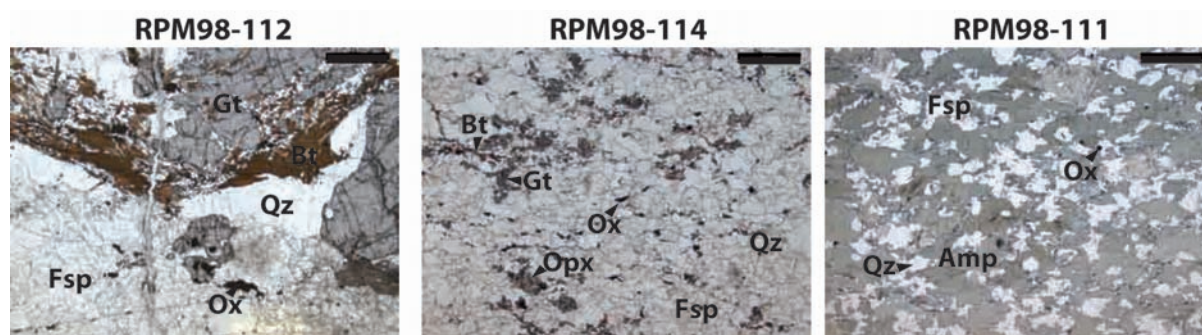


FIGURE 3.5 – Photographies de lames minces des échantillons étudiés en lumière polarisée non analysée. L'échantillon RPM98-112 est un paragneiss d'âge néoarchéen (2.4 Ga). L'échantillon RPM98-114 est un orthogneiss néoarchéen (2.4 Ga). L'échantillon RPM98-111 a été prélevé sur le Nunatak de Correll, au coeur de la MSZ d'âge paléoproterozoïque (1.7 Ga). L'échelle est donnée par le trait noir qui mesure 1 mm de long.

quelques centaines de micromètres à 1 mm de longueur et sont systématiquement présents autour du grenat. Les oxydes de type ilménite/magnétite sont associés à l'assemblage à biotite et grenat et mesurent jusqu'à 200  $\mu\text{m}$  de diamètre. La taille des feldspaths est également très variable. Ils se présentent souvent en deux générations : (1) les porphyroclastes, essentiellement de nature perthitique, mesurant plusieurs millimètres de diamètre et contenant des inclusions de quartz et de feldspaths (principalement des plagioclases) dont la taille varie de 50 à 200  $\mu\text{m}$ , (2) les néoblastes présentant des tailles de l'ordre de 50 à 200  $\mu\text{m}$  et des textures relativement équilibrées (angles à 120°) même si des évidences de déformation plastique (extinctions ondulantes) persistent. Ces néoblastes sont constitués de K-feldspath ainsi que de plagioclases. Le feldspath potassique, qu'il soit sous forme de porphyroclastes ou de néoblastes, est généralement perthitique et sa composition chimique est proche du pôle pur potassique ( $\text{Or}_{0.91}\text{-Ab}_{0.09}$ ). Les plagioclases sont majoritairement albitiques ( $\text{Ab}_{0.67}\text{-An}_{0.32}\text{-Or}_{0.01}$ ). Les cristaux de quartz sont associés à la matrice feldspathique et présentent des tailles similaires à celles des néoblastes de feldspaths, avec des extinctions ondulantes marquées.

Nous avons calculé deux pseudo-sections pour l'échantillon RPM98-112 à partir des deux bases de données de BERMAN (1988) et HOLLAND et POWELL (1998) dans le système  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-H}_2\text{O-TiO}_2$ . Les modèles de solutions solides utilisés sont les suivants : WHITE et al. (2005) pour le grenat et la biotite, HOLLAND et POWELL (2003) pour les feldspaths, WHITE et al. (2002) pour l'orthopyroxene, WHITE et al. (2000) ; WHITE et al. (2005) pour l'ilménite et WHITE et al. (2007) pour la phase liquide (melt). Les deux modélisations thermodynamiques montrent des résultats similaires mais ceux obtenus avec la base de données de HOLLAND et POWELL (1998) sont mieux contraints car cette base de données est mieux calibrée pour les paragneiss. La pseudosection est présentée en Figure 3.6. Avec ce modèle thermodynamique, le champ de stabilité de l'assemblage  $\text{Grt+Bt+KFs+Pl+Qz+Opx+Liq}$  est stable à 790-800°C et 0.4-0.55 GPa (champ jaune sur la figure). Etant donné que le modèle prévoit la présence d'une phase liquide (produit de fusion partielle) dans le champ de stabilité de l'assem-



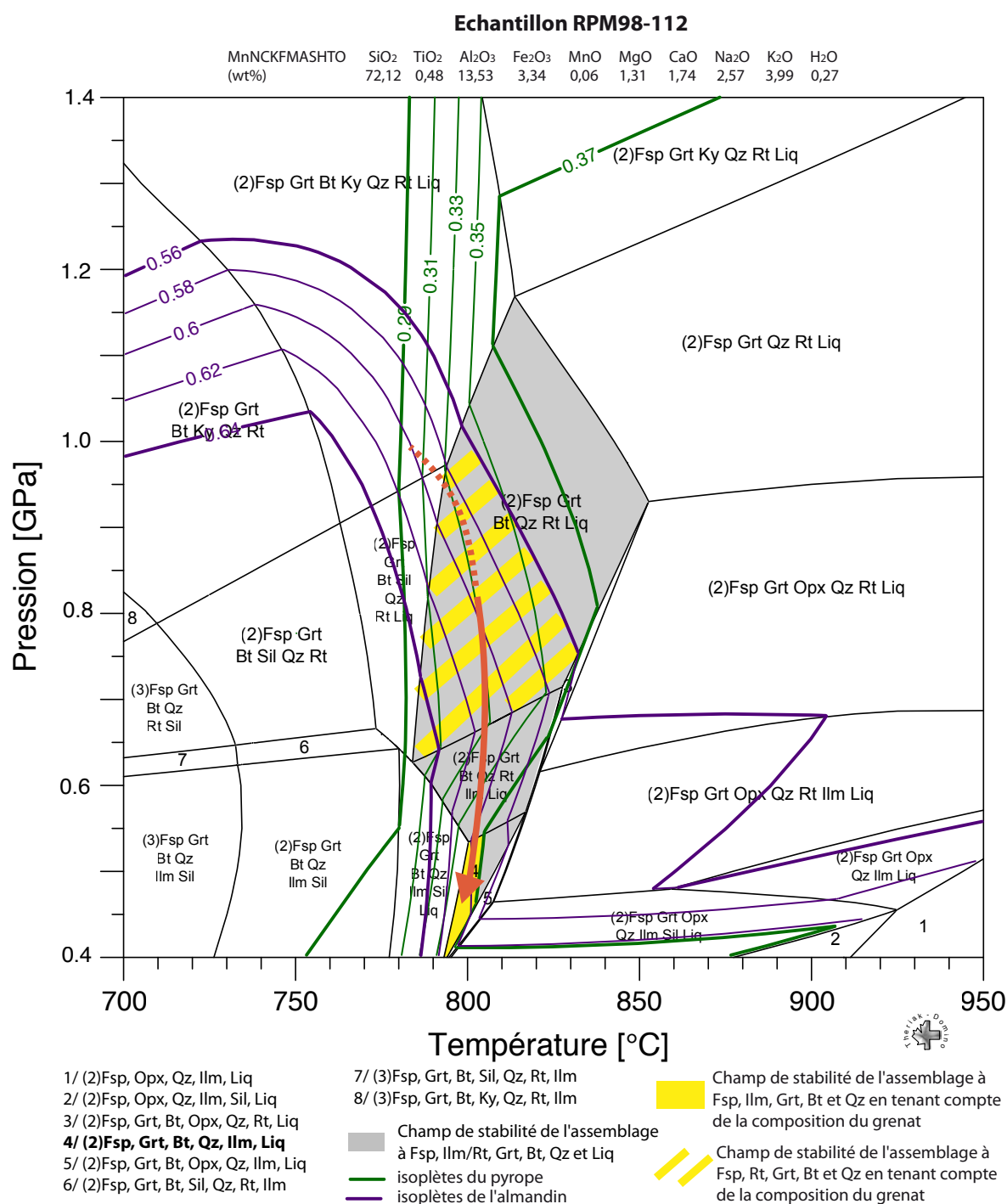


FIGURE 3.6 – Pseudosection de l'échantillon RPM98-112. Le champ gris correspond au champ de pressions et températures au sein duquel l'assemblage minéralogique correspondant à celui de l'échantillon a été modélisé. Les isoplètes du grenat pour la composition en almandin (0.55-0.67) et en pyrope (0.26-0.37) sont représentés en violet et vert, respectivement. Le champ jaune correspond aux conditions pressions et températures pour lesquelles l'assemblage minéralogique Gt+Bt+KFs+Pl+Qz+Ilm+Liq et la composition chimique des grenats est correctement modélisée. Dans le champ rayé jaune l'assemblage minéralogique est également stable mais l'ilménite est remplacée par le rutile. La flèche orange correspond au trajet de décompression.

### 3.4. Nouvelles données d'évolution métamorphique du TAC

blage minéralogique Grt+Bt+Kfs+Pl+Qz+Opq, il est probable que cet échantillon ait enregistré le pic de température qui a mené à la fusion des paragneiss. Par contre, au regard des résultats précédemment obtenus par PELLETIER (2001) dans un autre paragneiss avec un assemblage différent à Grt+Bt+Pl+Sil (RPM98-115, température et pression estimées à 840°C et 0.9 GPa), le pic de pression ne semble pas avoir été préservé. Cependant, les isoplètes du grenat traversent le champ de stabilité de l'assemblage à Grt+Bt+Kfs+Pl+Qz+Rt (champ rayé jaune sur la figure), ce qui suggère que l'ilménite a probablement été formée par déstabilisation du rutile qui est stable à plus haute pression. Le pic métamorphique peut donc être approximé par le champ de stabilité de l'assemblage à Grt+Bt+Kfs+Pl+Qz+Rt à 780-830°C et 0.65-1 GPa. De plus, d'après la minéralogie et la pseudo-section, il est possible que le grenat se soit formé par déstabilisation du disthène selon la réaction  $Bt+Pl+Qz+Ky \rightarrow Grt+Liq$  (pointillés orange sur la figure, MONTEL et VIELZEUF, 1997 ; STEVENS et al., 1997 ; SAWYER et al., 2011). Ce modèle constitue une première approximation qu'il sera intéressant d'affiner en considérant le  $Fe^{3+}$  qui permet notamment de mieux contraindre la transition rutile-ilménite, et donc la limite entre le pic métamorphique et les conditions de préservation de l'assemblage minéralogique observé.

#### 3.4.2.2 Les orthogneiss : exemple du gneiss à orthopyroxène-plagioclase RPM98-114

L'échantillon RPM98-114 provient également du Nunatak Aurora. Il a été étudié par PELLETIER (2001) qui le définit comme un gneiss à orthopyroxène-plagioclase non coranique. Il est composé d'un assemblage à plagioclases, quartz, orthopyroxène, feldspath potassique, oxydes (magnétite et ilménite), ainsi que quelques cristaux de biotite et de grenat (Figure 3.5). Les cristaux de grenat sont regroupés en amas. Ils sont de petite taille (< 0,2 mm) et sont étirés dans le plan de foliation. La chimie du grenat, analysée en détail par PELLETIER (2001), montre que la majorité des cristaux de grenat ont des compositions chimiques similaires ( $Alm_{0.64-0.66}-Prp_{0.25-0.29}-Grs_{0.04-0.06}-Sps_{0.02}$ ) à l'exception d'une analyse qui a donné une composition légèrement différentes en bordure d'un grain, plus riche en almandin ( $Alm_{0.71}-Prp_{0.23}-Grs_{0.04}-Sps_{0.02}$ ). L'orthopyroxène se présente sous la forme de porphyroclastes mesurant 0,1 à 0,2 mm parfois associés à quelques néoblastes. Sa composition chimique est caractéristique de l'hypersthène. La biotite (0,1 à 0,2 mm de long) constitue une phase minéralogique tardive provenant de la déstabilisation de l'orthopyroxène.

Le calcul des pseudo-sections a donné des résultats mieux contraints en utilisant la base de données thermodynamique de BERMAN (1988) pour cet échantillon dans le système  $SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-CaO-Na_2O-K_2O-H_2O-TiO_2$ . Les modèles de solutions solides utilisés sont les suivants : WHITE et al. (2007) pour le grenat, la biotite et les oxydes, BALDWIN et al. (2005) pour les feldspaths et WHITE et al. (2002) pour l'orthopyroxène. La pseudo-section obtenue est présentée dans la Figure 3.7. Le champ de stabilité de l'assemblage  $Pl+Qz+Opx+KFs+Opq+Grt+Bt$  dans cette roche est très large. Il s'étend de 0.4 à plus de 1.2 GPa et de 400 à 900°C (champ gris de la Figure 3.7). Nous avons reporté les isoplètes du grenat pour la composition en almandin (majoritairement de 0.64-0.66 et jusqu'à 0.71) ainsi que celle de la composition en pyrope (majoritairement de 0.25-0.29 et

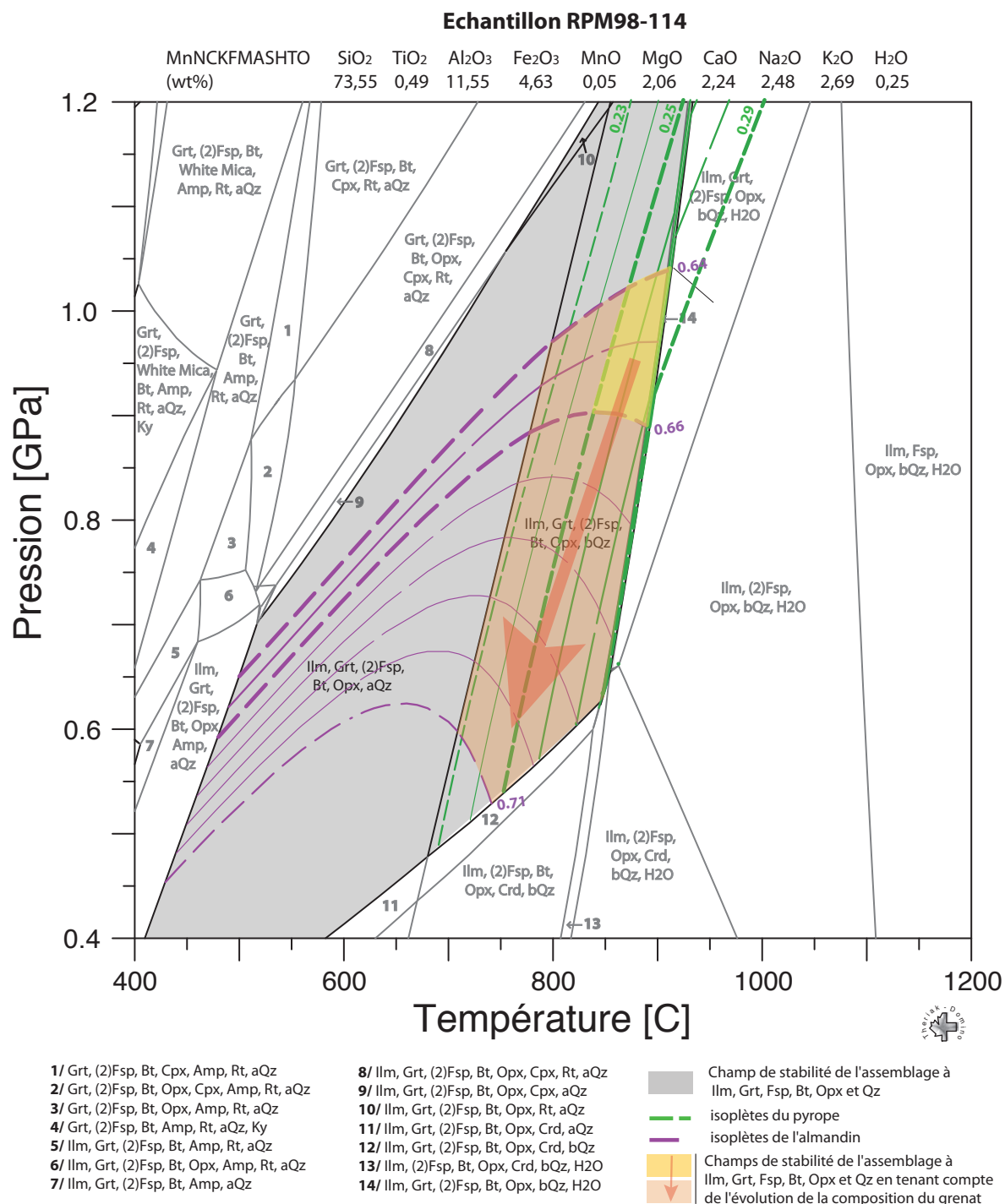


FIGURE 3.7 – Pseudosection de l'échantillon RPM98-114. Le champ gris correspond au champ de pressions et températures au sein duquel l'assemblage minéralogique correspondant à celui de l'échantillon a été modélisé. Les isoplètes du grenat pour la composition en almandine (majoritairement 0.64-0.66 et jusqu'à 0.71) et en pyrope (majoritairement 0.25-0.29 et jusqu'à 0.23) sont représentés en violet et vert, respectivement. Le champ jaune correspond aux conditions pressions et températures pour lesquelles l'assemblage minéralogique et la composition chimique du coeur des grenats est correctement modélisée. Le champ orange prend en compte la composition chimique de la bordure du grenat. La flèche représente l'évolution de la composition du grenat du coeur vers la bordure.

### 3.4. Nouvelles données d'évolution métamorphique du TAC

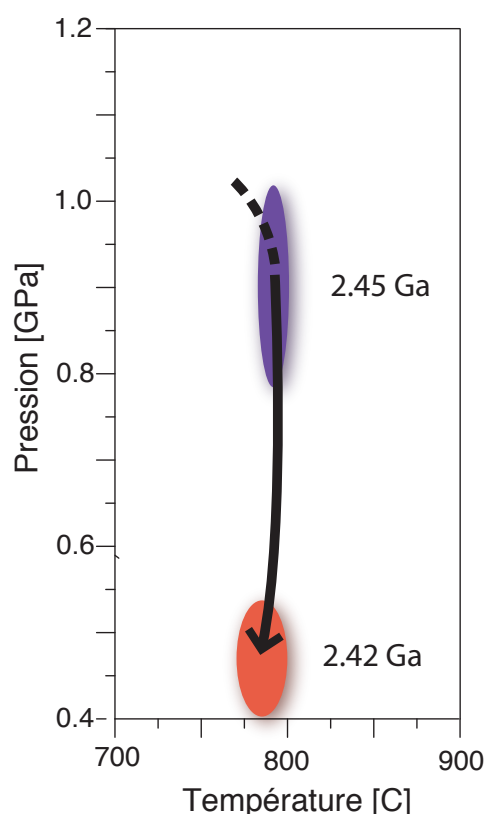


FIGURE 3.8 – Evolution de la pression et de la température du domaine néoarchéen du TAC au cours du temps. Le domaine violet correspond aux estimations P-T du pic métamorphique et le domaine orange correspond à l'évènement de rétro-morphose suite à la décompression du domaine (flèche noire). Les âges ont été estimés par DUCLAUX et al. (2008).

jusqu'à 0.23). Ces données permettent de restreindre le champ P-T de stabilité de cette granulite entre 840 et 910°C et entre 0.88 et 1.04 GPa, en excluant l'analyse de bordure du grenat (champ jaune de la Figure 3.7). Si on intègre cette dernière donnée aux calculs, le champ de stabilité est élargi vers de plus basses températures (jusqu'à 700°C, champ orange sur la Figure 3.7) et de plus basses pressions (jusqu'à 0.55 GPa). Ces deux gammes de valeurs correspondent respectivement aux estimations de PELLETIER (2001) pour l'assemblage granulitique à Opx+Pl+Gt±Bt et pour l'assemblage de rétro-morphose à Gt+Pl+Bt+Ilm+Qtz. Ainsi, la composition chimique du coeur du grenat est caractéristique des conditions de cristallisation de l'échantillon alors que la composition chimique des bordures a évolué au cours de la rétro-morphose.

#### 3.4.2.3 Conclusion

Ces résultats constituent les premières données de modélisation thermobarométrique par une approche directe au sein des échantillons néoarchéens du craton de Terre Adélie. Les deux échantillons montrent une évolution thermo-barométrique similaire avec un pic métamorphique estimé à 800°C et 0.7 à 1 GPa, suivit d'une décompression jusqu'à 0.4-0.5 GPa. Ces deux échantillons proviennent du Nunatak Aurora, situé au sein du dôme granulitique et n'ont pas enregistré la rétro-morphose en faciès amphibolite qui a été mise en évidence par PELLETIER (2001) dans les échantillons prélevés en bordure de ce dôme. D'après DUCLAUX et al. (2008), le pic métamorphique et la fusion partielle de la croûte ont eu lieu à 2.45 Ga et l'épisode de rétro-morphose (ou de décompression au coeur du dôme) est daté à 2.42 Ga. La concordance de ces deux modèles avec les estimations précédentes

effectuées par PELLETIER (2001) via une approche inverse suggère qu'ils constituent une première approximation vraisemblable qui pourra servir de base à de prochaines études.

L'utilisation d'une approche thermodynamique directe permettra d'affiner les modèles P-T de formation et d'évolution des roches du TAC et de la MSZ en testant l'influence de plusieurs paramètres difficilement mesurables telles que le  $\text{Fe}^{3+}$  ou les fluides.

#### 3.4.3 L'évènement à 1.7Ga : exemple de l'orthogneiss mylonitique RPM98-111

L'évènement paléoproterozoïque est étudié ici grâce à un orthogneiss mylonitique prélevé sur le Nunatak de Correll qui se situe au coeur de la zone de cisaillement du Mertz. Il est essentiellement composé de feldspaths (plagioclases et potassiques) et d'amphibole. Du quartz et des oxydes (ilménite, magnétite) sont également présents en tant que phases secondaires (Figure 3.5). Les cristaux d'amphibole et de feldspaths ont des tailles similaires, comprises entre 0,2 et 1 mm. L'amphibole est calcique, de type hornblende verte. Les cristaux de quartz et d'oxydes sont situés par endroit entre les grains d'amphibole et de feldspaths.

Le calcul de la pseudo-section a été fait grâce à la base de données de HOLLAND et POWELL (1998) et ses mises à jours, tout d'abord dans le système chimique  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-CaO-Na}_2\text{O-H}_2\text{O-TiO}_2$ . Les modèles de solutions solides utilisés sont les suivants : DIENER et al. (2007) pour les amphiboles et BALDWIN et al. (2005) pour les feldspaths. Dans un premier temps, la pseudosection a été définie à partir de la composition chimique de la roche totale entre 300 et 1100°C et entre 0.1 et 1.2 GPa. L'assemblage minéralogique de l'échantillon n'a pas pu être reproduit par le modèle qui prédisait la présence systématique de clinopyroxène et/ou de grenat et/ou d'olivine en quantité importante. Etant donné que la circulation de fluides (notamment  $\text{H}_2\text{O}$  et  $\text{CO}_2$ ) au sein des zones de cisaillement est largement référencée (par exemple PILI et al., 1997b), le calcul de la pseudo-section a été réitéré dans le nouveau système  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-CaO-Na}_2\text{O-H}_2\text{O-CO}_2\text{-TiO}_2$ . Une paragenèse correspondant à celle de l'échantillon RPM98-111 a ainsi pu être modélisée en saturant le milieu en  $\text{H}_2\text{O}$  et en  $\text{CO}_2$ . Ceci suggère une circulation de fluides importante au sein de la zone de cisaillement. La pseudosection obtenue est présentée dans la Figure 3.9. Le champ 13 reproduit la composition minéralogique de l'échantillon qui est dominée par l'amphibole et les feldspaths et qui contient quelques cristaux de quartz et d'ilménite. Ce champ (en jaune sur la Figure 3.9) est restreint à des températures de 670 à 700°C et des pressions de 0.64 à 0.7 GPa. Ces résultats sont cependant à nuancer car les compositions chimiques des différentes phases ne sont pas complètement reproduites par le modèle. En particulier, les amphiboles de l'échantillon RPM98-111 contiennent environ 1,5% de  $\text{K}_2\text{O}$  mais les modèles de solution solide d'amphibole ne prennent pas en compte le potassium. Dans la pseudo-section, le potassium est donc contenu dans les K-feldspaths qui constituent la phase principale alors que l'échantillon contient davantage de plagioclases.

Les résultats obtenus sont différents des estimations précédentes basées sur l'observation des phases présentes au sein de la zone de cisaillement du Mertz par TALARICO et KLEINSCHMIDT (2003a); DI VINCENZO et al. (2007); DUCLAUX et al. (2008). Ces

### 3.4. Nouvelles données d'évolution métamorphique du TAC

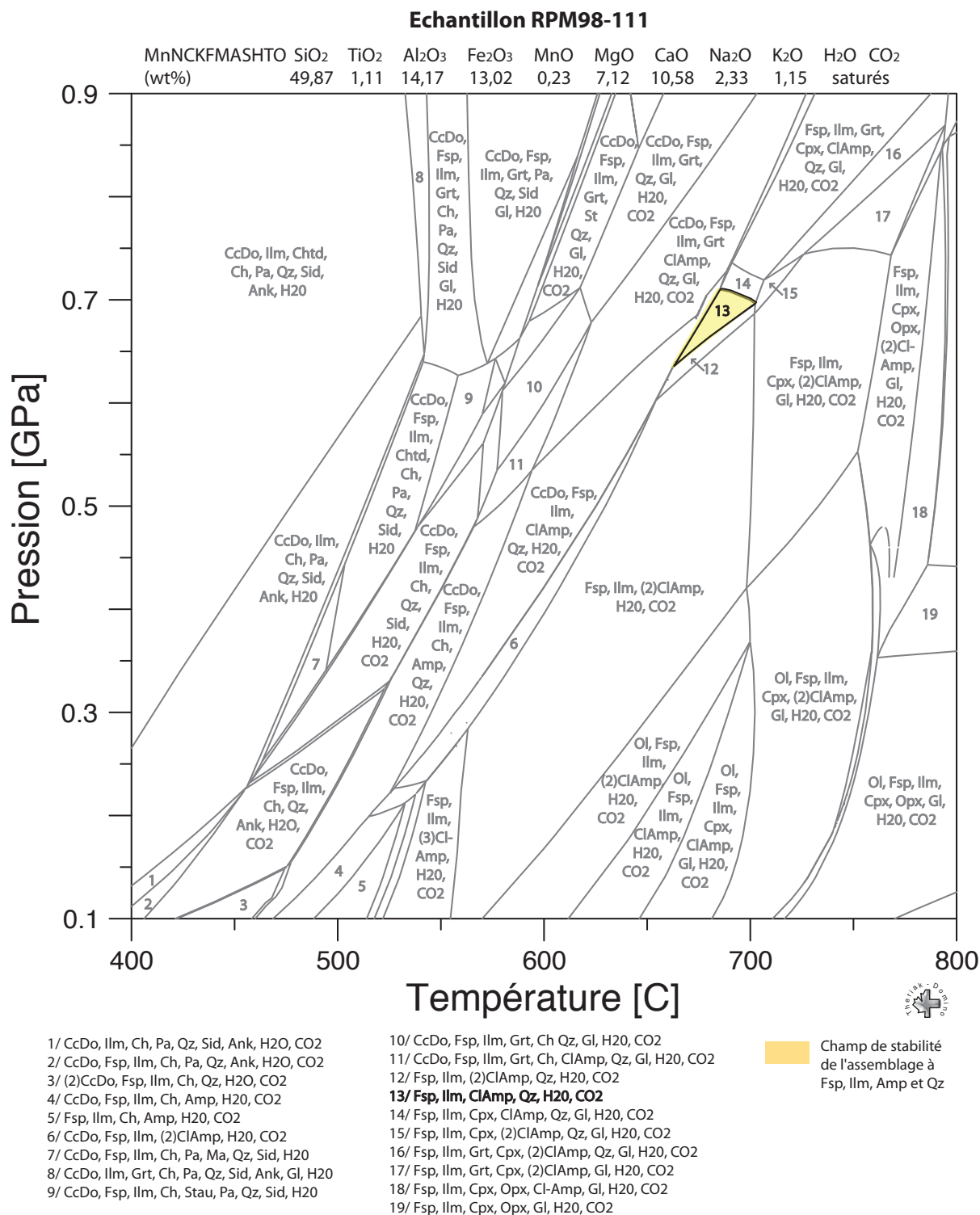


FIGURE 3.9 – Pseudosection de l'échantillon RPM98-111. Le champ jaune correspond au champ de pressions et températures au sein duquel l'assemblage minéralogique correspondant à celui de l'échantillon a été modélisé.

### **Chapitre 3. Le craton de Terre Adélie et la zone de cisaillement du Mertz**

---

auteurs suggèrent que la zone de cisaillement du Mertz a été active dans les conditions du faciès amphibolite de bas degrés et du faciès schiste vert, correspondant à des conditions de plus basses pressions et de plus basses températures que celles obtenues à partir de l'échantillon RPM98-111. Il est donc important de poursuivre cette étude métamorphique de manière plus systématique. Notamment, l'étude d'autres échantillons provenant du Nunatak de Correll apportera une meilleure contrainte des conditions métamorphiques de la déformation et de ses éventuelles variations depuis le faciès amphibolite jusqu'au faciès schiste vert. De même, il sera intéressant d'étudier des échantillons provenant des zones de cisaillements paléoprotérozoïques situées au sein du domaine d'âge néoarchéen, afin de mieux comprendre leur lien avec la MSZ.

# Microstructures, deformation mechanisms and seismic properties of a Paleoproterozoic shear zone : the Mertz Shear Zone, East-Antarctica.

---

## Sommaire

---

<b>4.1</b>	<b>Résumé . . . . .</b>	<b>45</b>
<b>4.2</b>	<b>Abstract . . . . .</b>	<b>46</b>
<b>4.3</b>	<b>Introduction . . . . .</b>	<b>47</b>
<b>4.4</b>	<b>Geological settings . . . . .</b>	<b>49</b>
4.4.1	Terrains adjacent to the MSZ . . . . .	49
4.4.2	The MSZ and the 1.7 Ga event . . . . .	49
4.4.3	Field scale structures . . . . .	51
4.4.3.1	Correll Nunatak . . . . .	52
4.4.3.2	Aurora Peak and Murchinson Mount . . . . .	52
4.4.3.3	Stillwell Island . . . . .	53
4.4.3.4	Cape Gray . . . . .	53
<b>4.5</b>	<b>Microstructures . . . . .</b>	<b>53</b>
4.5.1	Methods . . . . .	53
4.5.2	Microstructures from various rock types . . . . .	54
4.5.2.1	Neoproterozoic deformations . . . . .	58
	Strongly deformed rocks . . . . .	58
	Moderately deformed rocks . . . . .	58
	Weakly deformed rocks . . . . .	59
4.5.2.2	Paleoproterozoic deformation . . . . .	60
	Strongly deformed rocks : mylonites from the MSZ . . . . .	60
	Moderately deformed rock : localized shear zone . . . . .	60
4.5.3	Crystallographic preferred orientations . . . . .	61
4.5.3.1	Quartz . . . . .	61
4.5.3.2	Feldspar . . . . .	63
4.5.3.3	Biotite and amphibole . . . . .	63
4.5.3.4	Orthopyroxene . . . . .	66



<b>4.6</b>	<b>Seismic properties of the crust affected by the MSZ . . . . .</b>	<b>66</b>
4.6.1	Methods of modelling . . . . .	66
4.6.2	Results . . . . .	69
<b>4.7</b>	<b>Discussion . . . . .</b>	<b>71</b>
4.7.1	Mechanisms of deformation . . . . .	71
4.7.1.1	Quartz . . . . .	71
4.7.1.2	Feldspar . . . . .	73
4.7.1.3	Biotite and Amphibole . . . . .	74
4.7.1.4	Orthopyroxene . . . . .	75
4.7.2	Deformation in the MSZ . . . . .	76
4.7.2.1	Spatial and temporal variations of the deformation . . . . .	76
4.7.2.2	Deformation conditions and cinematic . . . . .	77
4.7.3	Crustal seismic anisotropy generated by the MSZ . . . . .	77
4.7.3.1	Seismic model of the deformed lower crust . . . . .	77
4.7.3.2	Contribution to the interpretation of SKS data in the TAC . . . . .	78
<b>4.8</b>	<b>Conclusions . . . . .</b>	<b>80</b>
<b>4.9</b>	<b>Les fabriques "non-communes" des orthopyroxènes . . . . .</b>	<b>81</b>
4.9.1	Introduction . . . . .	81
4.9.2	Contexte géologique . . . . .	83
4.9.3	Méthodes analytiques . . . . .	84
4.9.3.1	Détermination du repère structural . . . . .	84
4.9.3.2	Analyses à la microsonde . . . . .	84
4.9.3.3	Mesures EBSD . . . . .	84
4.9.4	Pétrologie des échantillons . . . . .	85
4.9.5	Orientation préférentielles de réseau . . . . .	87
4.9.6	Discussion . . . . .	87
4.9.6.1	Composition chimique . . . . .	89
4.9.6.2	Conditions de température . . . . .	92
4.9.6.3	Microstructures . . . . .	92
4.9.7	Conséquences pour les propriétés sismiques . . . . .	93
4.9.7.1	Méthodes de modélisation . . . . .	93
4.9.7.2	Impact des fabriques d'orthopyroxène . . . . .	94
4.9.7.3	Résultats . . . . .	95
4.9.8	Conclusion et perspectives . . . . .	96

---

Ce chapitre porte sur l'étude des microstructures, en particulier celles résultant des orientations préférentielles du réseau cristallographique (OPR) dans le but de préciser les mécanismes et les conditions de la déformation mais aussi de modéliser les propriétés sismiques de la zone de cisaillement du Mertz (MSZ). Le chapitre est composé d'un résumé en français, d'un article soumis à la revue *Tectonophysics* en juillet 2015 présentant l'étude des microstructures, des mécanismes de déformation et des propriétés sismiques de la MSZ, ainsi que d'un complément d'étude sur les fabriques d'orthopyroxènes. L'article

intitulé "Microstructures, deformation mechanisms and seismic properties of a Paleoproterozoic shear zone : the Mertz Shear Zone, East Antarctica" a fait l'objet d'une collaboration avec Jérôme Bascou, Claire Maurice, Jean-Yves Cottin, Nicolas Riel et René-Pierre Ménot.

## 4.1 Résumé

Une étude couplant l'observation des structures de déformations au microscope optique et des mesures des OPR grâce à un MEB (Microscope Electronique à Balayage) équipé d'un système EBSD (Electron BackScatter Diffraction) a été menée. Cette approche a été réalisée sur des échantillons prélevés (i) au cœur de la MSZ (sur le Nunatak Correll) et dans des zones de cisaillement du TAC structurellement liées à la MSZ, ainsi que (ii) dans des boudins tectoniques au sein desquels sont préservés les structures formées dans le faciès granulite d'âge Néoarchéen (Figure 4.1). Les échantillons ont été regroupés selon leur taux de déformation. Les échantillons très déformés et modérément déformés de l'évènement paléoprotérozoïque (faciès amphibolite à schiste-vert) sont ainsi distingués des échantillons très déformés, modérément déformés et peu déformés de l'évènement néoarchéen (faciès granulite).

Cette étude a permis de confirmer que la déformation paléoprotérozoïque est localisée dans un réseau anastomosé de zones de cisaillement. Ce réseau est dense au niveau de la MSZ et devient plus éparse en s'éloignant de la zone de cisaillement. La grande majorité des mylonites prélevées au niveau de la MSZ montrent des microstructures et des OPR qui indiquent un évènement tectonique dont les conditions de température, d'intensité de déformation et de régime de contrainte semblent similaires le long de la MSZ. L'étude microstructurale des échantillons néoarchéens indique également la préservation de structures de déformation antérieures à l'activation de la MSZ au sein des boudins tectoniques. Les OPR des différentes phases des échantillons prélevés dans les boudins tectoniques indiquent une déformation majoritairement coaxiale, avec une composante non-coaxiale pour les échantillons les plus déformés. Cette déformation semble être moins localisée que celle liée à la MSZ.

Les deux évènements d'âge Paléoprotérozoïque et Néoarchéen impliquent des processus de déformation plastique. En effet, les mylonites de la MSZ sont majoritairement déformées par rotation de sous-grains associée à de la migration de joints de grain à des températures intermédiaires pendant une déformation non-coaxiale. Les échantillons du domaine granulitique, quant à eux, ont enregistré une déformation à plus haute température dominée par des mécanismes de migration de joints de grain ainsi qu'un épisode important de recristallisation majoritairement marqué par des processus de rotation de sous-grains pendant la rétomorphose. Ces processus sont responsables de la formation d'une variété d'OPR des différents minéraux présents dans les échantillons. Tout d'abord, les OPR de quartz des échantillons du Paléoprotérozoïque sont caractérisés par des axes [0001] formant une guirlande asymétrique. Celle-ci est interprétée comme résultant de l'activation des systèmes de glissement de type prismatique  $\langle a \rangle$  et rhomboïdal  $\langle a \rangle$  dans les mylonites et de type prismatique  $\langle a \rangle$ , rhomboïdal  $\langle a \rangle$  et basal  $\langle a \rangle$  dans les échantillons modérément déformés. Dans les échantillons métamorphisés en faciès granu-

litique au Néoarchéen, la déformation du quartz dans les mylonites implique l'activation des systèmes de glissement prismatique  $\langle a \rangle$  (et rhomboïdal  $\langle a \rangle$  pour certains), et l'activation tardive du système basal  $\langle a \rangle$ , certainement au cours de la rétro-morphose. Les échantillons modérément déformés présentent des quartz dont les axes  $[0001]$  forment une croix symétrique liée à l'activation des systèmes de glissement prismatique  $\langle a \rangle$ , rhomboïdal  $\langle a \rangle$  et basal  $\langle a \rangle$  en régime de déformation coaxial. La majorité des OPR de feldspaths ont des maxima de densité très faibles, ce qui suggère une déformation à haute température. Les cristaux de biotite présentent des OPR marqués qui révèlent l'activation du système de glissement basal, à l'exception des cristaux de biotite formés au cours de la rétro-morphose néoarchéenne. Cette phase ne subit aucune déformation au cours de l'évènement paléoproterozoïque comme le montre les OPR qui n'ont aucune correspondance avec le repère structural. Les OPR d'amphibole des échantillons d'âge Paléoproterozoïque suggèrent une déformation plastique par fluage-dislocation grâce à l'activation du système dominant  $(100)[001]$ . Enfin, l'orthopyroxène est caractérisé par trois types d'OPR que nous qualifions de "classique", "non-commune" et "composite". L'OPR "classique" a été observée dans les échantillons néoarchéens très déformés. Elle est largement référencée dans la littérature et est souvent corrélée à l'activation du système de glissement  $(100)[001]$ . L'OPR "non-commune" a été identifiée dans les échantillons néoarchéens peu déformés. Elle est peu référencée dans la littérature, surtout en tant que fabrique dominante. Nous suggérons qu'elle pourrait être liée à des processus de recristallisation statique (annealing). L'OPR "composite" a été mesurée dans un échantillon modérément déformé et combine les fabriques "classiques" et "non-communes".

A partir des OPR mesurées, des compositions modales et des constantes élastiques des minéraux, nous avons modélisé les propriétés sismiques de la croûte continentale au niveau de la MSZ. Ce modèle permet d'estimer quelle part du signal sismique enregistré aux stations le long de la côte de Terre Adélie et George V Land peut être attribuée à la croûte déformée. En effet, l'étude de l'anisotropie sismique des ondes SKS enregistrées au niveau du TAC (chapitre 5) repose sur l'hypothèse que l'anisotropie enregistrée en surface est uniquement liée à la structure du manteau sous les stations. Grâce à ce modèle sismique de la croûte déformée du TAC, nous avons pu tester cette hypothèse afin de mieux contraindre l'interprétation des résultats sismologiques. Nos résultats montrent que la faible teneur en amphibole et en biotite des roches formant le TAC, ainsi que l'interaction entre les OPR des différents minéraux, génèrent une croûte continentale isotrope, en particulier pour les ondes S (et donc SKS). L'anisotropie sismique enregistrée en surface au niveau du TAC et de la MSZ apparaît donc bien liée aux structures mantelliques sans qu'il y ait contribution des structures crustales de la MSZ.

## 4.2 Abstract

The Mertz shear zone (MSZ) is a lithospheric scale structure that recorded mid-crustal deformation during the 1.7 Ga orogeny. We performed a microstructural and crystallographic preferred orientation (CPO) study of samples from both mylonites and tectonic boudins that constitute relics of the Terre Adélie Craton (TAC). The deformation is highly accommodated in the MSZ by anatomized shear bands, which become more

scattered elsewhere in the TAC. Most of the MSZ amphibolite-facies mylonites display similar CPO, thermal conditions, intensity of deformation and dominant shear strain. Preserved granulite-facies boudins show both coaxial and non-coaxial strain related to the previous 2.45 Ga event. This former deformation is more penetrative, less localized and shows a deformation gradient, later affected by a major phase of recrystallization during retrogression at 2.42 Ga. Both MSZ samples and granulite-facies tectonic boudins present microstructures that reflect a variety of deformation mechanisms associated with the rock creep that induce contrasted CPO of minerals (quartz, feldspar, biotite, amphibole and orthopyroxene). In particular, we highlight the development of an "uncommon" CPO in orthopyroxene from weakly deformed samples characterized by (010)-planes oriented parallel to the foliation plane, [001]-axes parallel to the stretching lineation and clustering of [100]-axes near to the Y structural direction.

Lastly, we computed the seismic properties of the amphibolite and granulite facies rocks in the MSZ area in order to evaluate the contribution of the deformed intermediate and lower continental crust to the seismic anisotropy recorded above the MSZ. Our results reveal that (i) the low content of amphibole and biotite in the rock formations of the TAC, and (ii) the interactions between the CPO of the different mineralogical phases, generate a seismically isotropic crust. Thus, the seismic anisotropy recorded by the seismic stations for the TAC, including the MSZ, must be due to mantle rather than crustal structures.

### Keywords

Crustal deformation; shear zone; microstructures; crystallographic preferred orientation (CPO); East Antarctica; strain Localization

## 4.3 Introduction

Lithospheric scale shear zones are described as localization areas where the deformation is localized between adjacent terrains and dominated principally by simple shear. In association with faults in the upper crust, they profoundly influence the formation and the evolution of mountain belts and sedimentary basins (ALSOP and HOLDSWORTH, 2004). They are thus key regions that provide us insights into deformation, rheology and dynamics of the lithosphere (BUROV, 2011; VAUCHEZ et al., 2012).

Depending on the interplay of different physical parameters such as far-field forces, lithology, pressure and temperature conditions, fluid transfer and strain rate, various deformation mechanisms can be activated. This has a strong influence on the resulting microstructures, such as grain shape and size, and crystallographic preferred orientation associated with dominant slip systems in minerals undergoing dislocation creep deformation (NICOLAS and POIRIER, 1976; PASSCHIER and TROUW, 1996; VAUCHEZ et al., 2012).

The Mertz shear zone (MSZ) in Antarctica is a lithospheric shear zone that separates the 2.4 Ga old granulite and amphibolite facies terrains to the west from a 0.5 Ga old intrusive complex related to the Ross Orogeny to the east. Available geochronological data ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  on amphibole and biotite) show that the MSZ was active at 1.7

and 1.5 Ga in amphibolite and greenschist facies conditions, respectively (DI VINCENZO et al., 2007; DUCLAUX et al., 2008). Older granulite-facies activity at 2.4 Ga was suggested by KLEINSCHMIDT and TALARICO (2000) for the MSZ. However, DUCLAUX et al. (2008) interpreted this Neoproterozoic age (2.4 Ga) as being related to a regional orogenic tectonothermal event. This Neoproterozoic Siderian orogenic event is recorded over the entire eastern region of the Terre Adélie Craton (MÉNOT et al., 2005; MÉNOT et al., 2007; DUCLAUX et al., 2008). The deformation of the Terre Adélie Craton (TAC) occurred during Neoproterozoic to Paleoproterozoic times. This was a critical period in the Earth's evolution (HAMILTON, 1998) which included the transition from Archean geodynamics, with heat loss mostly associated with massive magmatic transfer from a mantle which was much hotter than at present, to modern style geodynamics related to plate tectonics (LEE et al., 2008; DHUIME et al., 2012). The MSZ constitutes one of the oldest known shear zones preserved from the early period of modern plate tectonics through its 1.7 Ga activation. It could have been contiguous with the Kalinjala or Coorong shear zones (South Australia) before the opening of the Southern Ocean during the Cretaceous period (TALARICO and KLEINSCHMIDT, 2003a; GIBSON et al., 2013). Despite its very old age (1.7 to 1.5 Ga), MSZ activity was not associated with voluminous magma injection and differs strikingly from younger Neoproterozoic and Cambrian shear zones for example in Madagascar (GRUJIC and MANCKTELOW, 1998; MARTELAT et al., 1999a). Other examples of shear zones from Paleo- to Mesoproterozoic times in Colorado (ANDERSON and CULLERS, 1999; SHAW et al., 2001), from Neoproterozoic times in South-Africa (KISTERS et al., 1998), from Pan-African times in North Africa (BOULLIER and BERTRAND, 1981), in West-Africa (ADISSIN GLODJI et al., 2014) and in North-East Brazil (TOMMASI et al., 1994; NEVES and VAUCHEZ, 1995; NEVES et al., 1996; NEVES et al., 2000), and more recently during the Cretaceous in New Zealand (BARKER et al., 2010), are commonly associated with high magma production and emplacement (see BROWN and SOLAR (1998) for a synthesis of deformation and linked melt production).

Knowledge of the deep structures' continuity (potentially down to the mantle) allows a better understanding of the deformation distribution across the lithosphere and therefore its rheology. However, the lack of mantle-derived melt injection during the activation of the MSZ does not provide an argument for a possible continuity of the deformation down to the mantle. Structural studies show that amphibolite and retrogressed granulite are both affected by the 1.7 Ga deformation (PELLETIER et al., 2002; MÉNOT et al., 2005; GAPAIS et al., 2008), but no lower crust or mantle xenoliths were found. These observations only argue that the MSZ penetrates at least down to the intermediate crust. Because of the lack of geological evidence, other tools have to be used to image the deep structure of the shear zone.

A geophysical approach can provide alternative information. SKS-wave anisotropy is an efficient tool for mapping mantle structure deformation (SILVER, 1996), as SKS samples an entire vertical section through both the asthenosphere and lithosphere. For the Terre Adélie and George V Land region, no clear continuation of the MSZ into the lithospheric mantle was observed using the SKS-wave anisotropy study of LAMARQUE et al. (2015) despite a strong variation in crustal thicknesses on both sides of the MSZ from the airborne gravity study of JORDAN et al. (2013) and receiver function analysis

LAMARQUE et al. (2015). In order to fully interpret the seismic recordings for the MSZ, it is therefore necessary to determine the crustal contribution of the SKS-wave anisotropy measurements.

The present study focuses, firstly on the description of deformation processes based on analysis of micrometric to millimetric scale structures. It was performed by both optical analysis and electron backscatter diffraction (EBSD) crystallographic preferred orientation (CPO) measurements in samples from the strongly deformed domains of the MSZ (mylonites) and from the less affected areas outside the shear zone where numerous tectonic boudins are preserved. Subsequently, CPO measurements and modal compositions allow us to calculate the contribution of the crust, in particular the one due to the MSZ ductile deformation. Results are compared to the SKS-wave anisotropy measurements of the TAC performed by LAMARQUE et al. (2015).

## 4.4 Geological settings

The Mertz shear zone (MSZ) is a major structure clearly visible at the Correll Nunatak ( $67^{\circ}35'S$ ,  $144^{\circ}16'E$ ; STILLWELL, 1918; DI VINCENZO et al., 2007; MÉNOT et al., 2007), Figure 4.1. The MSZ activation occurred during the 1.7 Ga tectono-metamorphic event (DI VINCENZO et al., 2007; DUCLAUX et al., 2008), synchronously with the structuration of the Dumont d'Urville and Cape Hunter sedimentary basins, the activation of the Zélée shear zone ( $141^{\circ}E$ ) and the development of a network of anastomosed narrow shear zones that have affected the Neoproterozoic basement, which is still visible at Stillwell Island for example.

The MSZ marks the boundary between the Neoproterozoic TAC and a metasedimentary complex intruded by a 0.5 Ga-old granitic suite related to the Ross Orogeny (FANNING et al., 2002; DI VINCENZO et al., 2007).

At Correll Nunatak, the mylonitic foliation is decimeter-thick sub-vertical and oriented  $N340^{\circ}$  to N-S. The mineral lineation is found to be gently dipping and most of shear markers clearly indicate a dextral shear sense (KLEINSCHMIDT and TALARICO, 2000; TALARICO and KLEINSCHMIDT, 2003a, this study). From mineral assemblage observations, the MSZ might represent a mid-crustal strike-slip fault that could have accommodated large horizontal displacements during successive shearing events at 1.7 and 1.5 Ga in amphibolite and greenschist facies conditions, respectively (DI VINCENZO et al., 2007; DUCLAUX et al., 2008). However, the last activation of the MSZ at 1.5 Ga was discussed by MÉNOT et al. (2005), who suggested that a younger age (maybe post-Ordovician) cannot be formally ruled out because Paleozoic rocks are found to be juxtaposed east of the MSZ.

Within the MSZ, some tectonic boudins preserve such Neoproterozoic penetrative structures of the TAC. They are predominantly composed of felsic to mafic orthogneisses and granites intruding metasedimentary country rocks. This 2.55-2.44 Ga old continental crustal segment (OLIVER and FANNING, 2002; DUCLAUX et al., 2008) exposes two distinct tectonic units (Port Martin and East Commonwealth Bay) that were metamorphosed under amphibolite and granulite facies conditions respectively, and represent intermediate to deep crustal sections (MÉNOT et al., 2005), Figure 4.1. More detailed geological settings

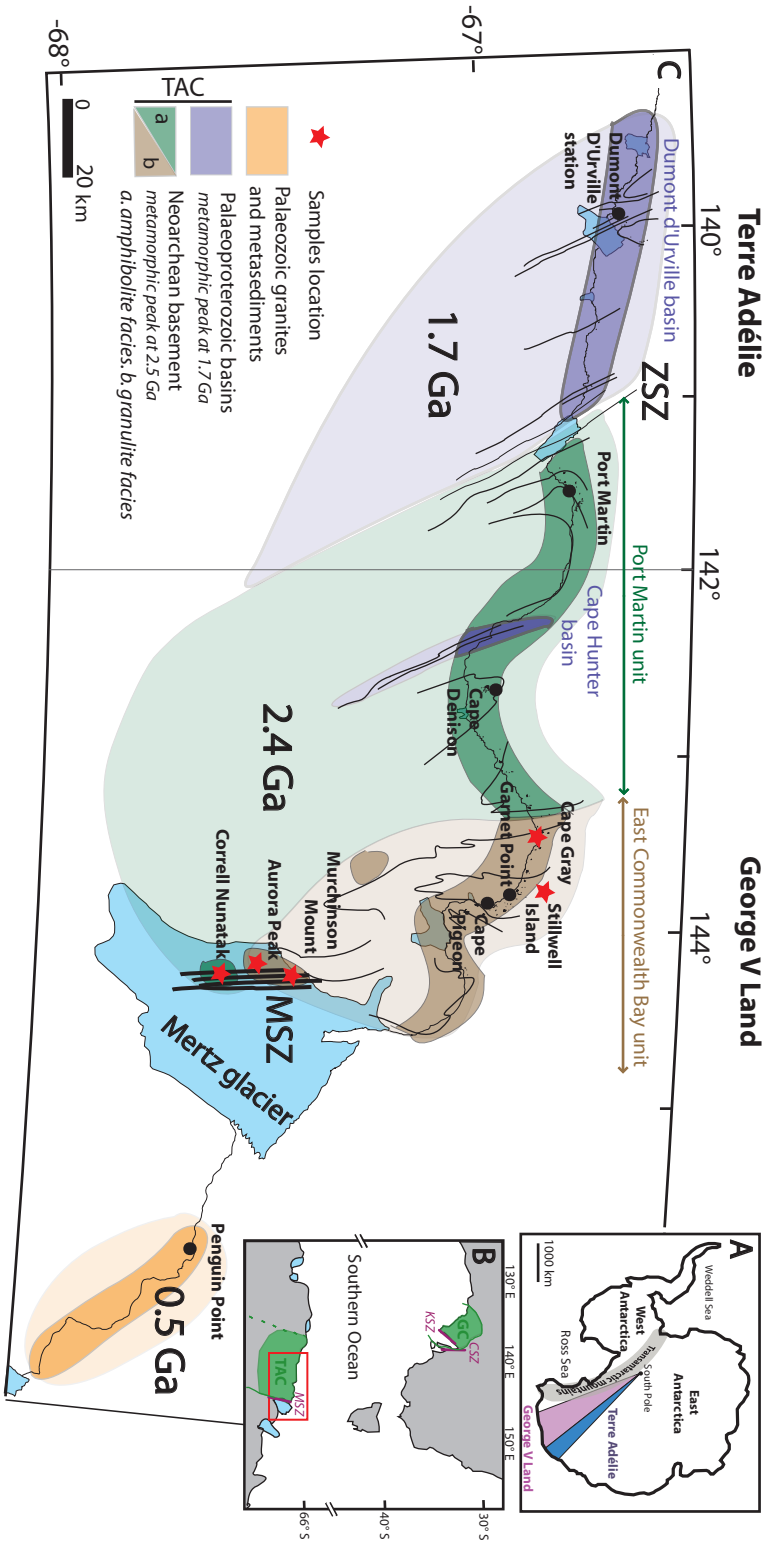


Figure 4.1 – **A**: Location of Terre Adélie and George V Land in the Antarctic continent. **B**: Link between south Australia and Antarctica. TAC = Terre Adélie Craton, GC = Gawler Craton, MSZ = Mertz shear zone, KCSZ = Kalinjala shear zone, CSZ = Coorong shear zone. **C**: Synthetic geological map of the Terre Adélie Craton (after MÉNOT et al., 2007). Purple areas are Paleoproterozoic terrains, which correspond to the Dumont D’Urville and Cape Hunter Basins; green and brown areas are Neoproterozoic crust, mainly being intermediate to upper amphibolite crust and brown granulite facies crust. Orange area represents the Paleozoic crust, mainly composed of granitoids. Darkest colours correspond to outcrops. MSZ denotes the Mertz shear zone and ZSZ denotes the Zélée shear zone. Directions of field-measured structures are drawn in black. Locations of studied samples are marked by red stars. See also MÉNOT, (in press) for more complete geological description.

are presented in supplementary materials (appendix A) with a structural description of the studied outcrops.

## 4.5 Microstructures

### 4.5.1 Methods

We studied 20 samples located at Correll Nunatak in the amphibolite facies unit and at Aurora Peak, Murchinson Mount, Cape Gray and Stillwell Island in the granulite domain (Figure 4.1). We grouped the samples according to their deformation microstructures (strongly, moderately and weakly deformed samples), then, we selected one or two representative samples from each group.

Crystallographic orientations were measured by electron backscatter diffraction (EBSD) technique using a scanning electron microscope JEOL JSM 5600 at the University of Montpellier and a JEOL JSM 6500F at the Ecole des Mines at Saint-Etienne. Polished thin sections were made parallel to the lineation and perpendicular to the foliation (XY plane). Electron backscatter diffraction patterns (EBSP) were acquired at accelerating voltage of 17 kV and a working distance of 25mm. They were manually or automatically (step size of 10  $\mu\text{m}$ ) acquired and indexed using the Channel 5 software from HKL Technology, Denmark. For analysis, 5-7 Kikuchi bands were matched with expected EBSPs. The accuracy of the crystallographic orientation of each measurement is typically lesser than 1°.

Crystallographic orientations are displayed using pole figures, with equal area lower hemisphere projections, where the sample lineation is represented by X, the foliation plane is represented by (XY) and the direction normal to the foliation plane by Z. The fabric strength is quantified by using the dimensionless J-index (BUNGE, 1982), which is equal to 1 for a random distribution and tends toward infinity for a single crystal orientation.

In some samples, foliation plane and lineation direction were not easy to identify. In order to replace EBSD measurements in the structural frame (X, Y, Z), we used magnetic foliation and lineation identification by anisotropic magnetic susceptibility (AMS) measurements. The AMS was measured using a MFK1 Kappabridge instrument (AGICO, Brno) at the University of Saint-Étienne (France). We evaluate the three principal susceptibility axes ( $K_1$ ,  $K_2$  and  $K_3$  with  $K_1 \leq K_2 \leq K_3$ ) of the AMS ellipsoid in a low-magnetic field (200  $\text{A}\cdot\text{m}^{-1}$ ). Axes  $K_1$  and  $K_3$  can be associated with the magnetic lineation and to the magnetic foliation pole, respectively. We performed measurements on cubes, one of the faces being parallel to the corresponding thin section. In metamorphic rocks magnetic foliation and lineation generally correspond closely to the tectonic structures (BORRADAILE and HENRY, 1997; EGYDIO-SILVA et al., 2005, personal observations in mylonites from Correll) and we can thus discuss crystallographic fabrics in relation to the structural framework.



### 4.5.2 Microstructures from various rock types

We describe microstructures from both the Neoproterozoic granulite facies condition deformation and the Paleoproterozoic amphibolite to greenschist facies conditions deformation related to the MSZ. To study Neoproterozoic deformation, we selected samples from East Commonwealth Bay (Aurora, Murchinson, Stillwell, Cape Gray) where the lower crustal structure is well preserved. Four strongly deformed rocks (GD06-28 and RPM98-114 from Aurora, RPM98-101 from Murchinson and RPM98-138 from Stillwell) and five moderately deformed rocks (RPM98-121, GD06-25, RPM98-122 and RPM98-126 from Aurora and RPM98-169B from Cape Gray) were also analyzed. Moreover, three weakly deformed rocks were studied: two from a granulite facies preserved core at Aurora (RPM98-118 and RPM98-120) close to the MSZ, and another far from the MSZ at Cape Pigeon (RPM98-166). The MSZ Paleoproterozoic tectonic event is studied at Correll Nunatak (DI VINCENZO et al., 2007) using six mylonite samples (RPM98-106, GD06-07, GD06-08, GD06-10, GD06-12 and GD06-16), and using sample 12-CJB-12D from a localized shear zone in the anatectic granites of Stillwell Island. Name, location and modal composition of selected samples are indicated in Table 4.1. Mineral abbreviations are from WHITNEY and EVANS (2010). Modal compositions were evaluated from both automatic EBSD analyzes and images analyzes (photographs of thin sections). Figure 4.2 and Figure 4.3 show the structural context of the outcrops and photographs of corresponding thin-sections, respectively. Detailed petro-microstructural descriptions of studied samples are given in complementary materials (Appendix A). We focus below on minerals for which EBSD measurements were carried out.

#### 4.5.2.1 Neoproterozoic deformations

##### Strongly deformed rocks

Quartz is present as isolated grains in RPM98-114, as aggregated grains in RPM98-101 and as ribbons in GD06-28. In all samples, the grain size is about 0.05 to 0.5 mm and all crystals present irregular and lobed grain boundaries with evidence of plastic deformation (undulose extinction). Feldspars grains are recrystallized with grain angles of  $120^\circ$  (around 0.1 to 0.3 mm in grain size) in sample GD06-28. In the two others samples, few porphyroclasts (about 0.1 mm in size) show evidence of plastic deformation whereas recrystallized grains have textural equilibrium (0.01-0.02 mm). Orthopyroxene mainly consists of recrystallized grains (around 0.05 mm) aligned along the foliation (XY) plane in sample GD06-28 whereas it is present as isolated porphyroclasts of 0.1-0.2 mm with some associated recrystallized grains in sample RPM98-114. In both samples, orthopyroxene grains do not show evidence of kinking but are slightly affected by a late amphibolitization, along fractures and cleavage. In sample RPM98-114, biotite (0.1 to 0.2 mm long) also occurs as a late recrystallization phase around orthopyroxene.

##### Moderately deformed rocks

Quartz grains in all samples have very irregular and lobed grain boundaries as well as marked undulose extinction. They are aggregated and tend to form polycrystalline ribbons. In some cases, they can contain small inclusion of feldspar and biotite. Feldspars are

Petrology	Sample name	Location	Mineralogy						
			Opx	Pl	KF	Ox	Bt	Qtz	Others
<b>Granulite facies samples (2.4 Ga)</b>									
<b>Strongly deformed rocks</b>									
Gneiss with Opx+Pl	GD06-28	Aurora	12	40	4	1	<1	43	
	RPM98-114	Aurora	5	45	5	5	<1	39	Gt<1
Gneiss	RPM98-101	Murchinson	<1	29	59	<1		12	
<b>Moderately deformed rocks</b>									
Granulite	RPM98-121	Aurora	<1	62	4	2	<1	31	Cpx<1
	GD06-25	Aurora	1	32	22	1		44	
Gneiss	RPM98-122	Aurora	2	26	3	<1	3	51	Gt 14
	RPM98-138	Stillwell		33	35	3	5	10	Sill 13 Gt<1
<b>Weakly deformed rocks</b>									
Gneiss with Opx+Pl	RPM98-118	Aurora	15	70	3	5	5	<1	Amp<1 Cpx<1
	RPM98-120	Aurora	15	71	5	5	2		Amp<1 Cpx<1
	RPM98-166	Cape Gray	16	66	13	3	1	<1	Amp<1 Cpx<1
<b>Amphibolite facies samples (1.7 Ga)</b>									
<b>Strongly deformed rocks</b>									
Orthogneiss	RPM98-106	Correll		27	48		<1	24	Cpx<1
	GD06-07	Correll		50	8	<1	6	15	Amp 21
	GD06-08	Correll		46	12		10	5	Amp 27
	GD06-10	Correll		39	38		6	12	Amp 5
	GD06-12	Correll		41	37		<1	5	Amp 20
	GD06-16	Correll		33	1	<1	5	6	Amp 55
	GD06-18	Correll		40	25		12	8	Amp 15
<b>Moderately deformed rocks</b>									
Deformed Granite	12-CJB-12D	Stillwell		21	13		8	56	Amp<1

Table 4.1 – Petrology, sample name, location and modal composition (%) of the 18 selected samples. Opx=orthopyroxene, Pl=feldspar plagioclase, KF=K-feldspar, Ox=oxide, Bt=biotite, Qtz=quartz, Am=amphibole, Gt=garnet, Cpx=clinopyroxene, Sill=sillimanite.

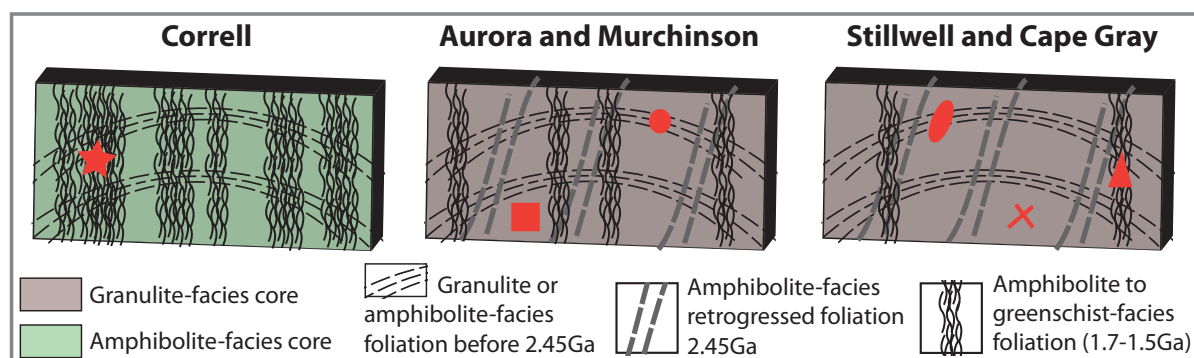


Figure 4.2 – Vertical cross-sections of outcrops from Correll, Aurora and Murchinson, and Stillwell and Cape Gray. We distinguish: 1/ the granulite-facies (Aurora Peak, Stillwell Island and Cape Gray) and amphibolite-facies (Correll Nunatak) cores formed at 2.8-2.6 Ga, which constitute the weakly deformed rocks, 2/ the preserved granulite-facies or amphibolite-facies foliation imprinted between 2.6 and 2.45 Ga, 3/ the amphibolite-facies foliation associated with the retrogression in the lower and intermediate crust at 2.45 Ga. This deformation is associated with the development of the dome-basin structures. At Correll Nunatak, this deformation could have been entirely reworked during the MSZ activation, 4/ the amphibolite to greenschist-facies conditions of deformation occurring between 1.7 and 1.5 Ga, related to the MSZ. Red symbols refer to samples presented in Figure 4.3: stars and triangles = 1.7 Ga amphibolite deformation at Correll (samples RPM98-106, GD06-07, GD06-08, GD06-10, GD06-12, GD06-16, GD06-18) and Stillwell (sample 12-CJB-12D) respectively, circles and ellipses = granulite deformation prior to 2.45 Ga at Aurora (samples GD06-28, RPM98-114, RPM98-101, RPM98-121, GD06-25, RPM98-122) and at Stillwell (sample RPM98-138) respectively, cross and squares = granulite core at Cape Gray (sample RPM98-166) and at Aurora (samples RPM98-120 and RPM98-118) respectively.

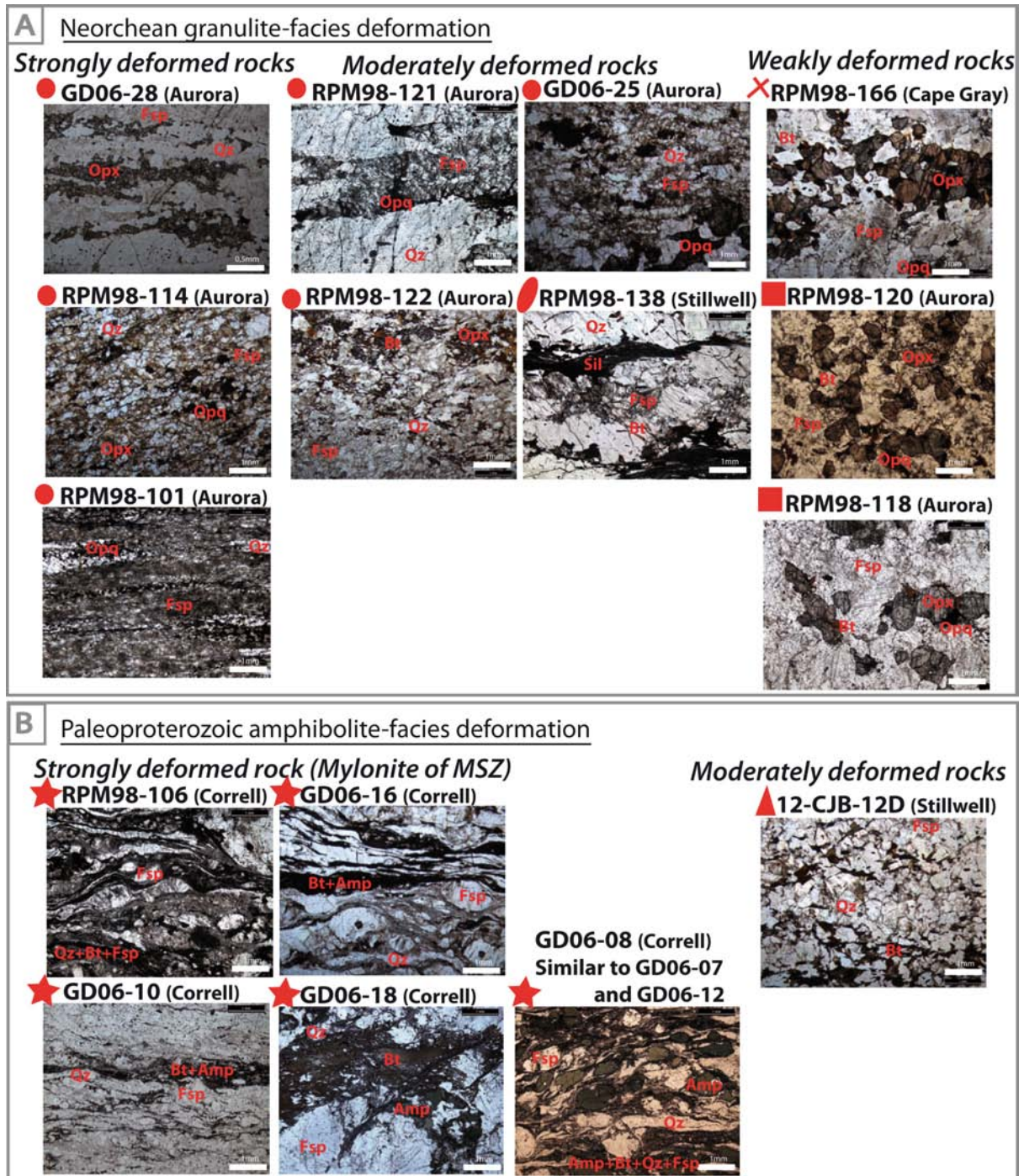


Figure 4.3 – **A**: Photographs of the Neorchean granulite-facies thin-sections. **B**: Photographs of the Paleoproterozoic amphibolite-facies thin-sections. See Figure 4.2 for structural context.

mainly present in moderately deformed samples as recrystallized grains (0.05 to 0.2 mm) with equilibrated textures. In samples RPM98-121 and RPM98-138, few porphyroclasts are preserved and show evidence of plastic deformation (undulose extinction, curved and bevelled twins). Biotite grains, when present, are mainly aligned along the foliation plane and can be measured from 0.1-0.2 mm long (sample RPM98-121) to 1.0-1.2 mm long (sample RPM98-122). Orthopyroxene is present in sample GD06-25 as grains about 1 mm aligned along the foliation (XY) plane, and in sample RPM98-122 as isolated grains of 0.1-0.2 mm with no evidence of kinking and with texturally equilibrated grain boundaries.

### **Weakly deformed rocks**

Orthopyroxene grains are rounded with a grain size of 0.5-2.0 mm. They do not present evidence of kinking nor alteration although they are fractured. They occur as isolated grains or as cluster of 4-5 grains generally aligned along the foliation (XY) plane. Late-stage biotite and quartz symplectites are concentrated around orthopyroxene grains or along their fractures. These biotite grains are not aligned along the foliation (XY) plane as their crystallization from orthopyroxene grains occurred after the 2.4 Ga granulite tectonic event. Plagioclase grains are bigger than the ones in strongly and moderately deformed samples (about 1 mm). The polygonal grain boundaries, with angles around 120°, suggest a large degree of recrystallization. In samples RPM98-166 and RPM98-118 we clearly distinguish two generations of plagioclases: the first one is represented by the porphyroclasts and the second one by the neoblasts. In sample RPM98-166 plagioclase neoblasts are in textural equilibrium but some porphyroclasts present irregular grain boundaries and bevelled twins, suggesting plastic deformation. Plagioclase porphyroclasts from sample RPM98-118 show little evidence of plastic deformation. Lastly, sample RPM98-120 contains only a few recrystallized grains and the plagioclase porphyroclasts do not show plastic deformation structures.

### **4.5.2.2 Paleoproterozoic deformation**

#### **Strongly deformed rocks: mylonites from the MSZ**

All samples are characterized by coexisting large porphyroclasts and mylonitic bands of highly deformed minerals. Porphyroclasts are mainly K-feldspar grains (microclines) with undulose extinction and around 1 mm in size. Some porphyroclasts are made of plagioclase and amphibole grains and assemblages of quartz, feldspar and biotite replace others. Fine grains (less than 0.1 mm) of biotite, amphibole, plagioclase and quartz constitute deformation bands around the porphyroclasts and define the foliation. Quartz forms irregular ribbons showing evidence of grain boundary migration such as lobed edges and/or plastic deformation (undulose extinction) depending on the sample. The microstructure of sample GD06-18 slightly differs with the foliation defined by biotite alignment (0.3 to 1 mm long). Quartz is aggregated in areas containing porphyroclasts (about 0.3 mm) and neoblasts (0.05 mm) formed by dynamic recrystallization (subgrain rotation).

#### **Moderately deformed rock: localized shear zone**

The deformation is mainly localized into shear bands composed of biotite and small

neoblast grains of quartz and feldspar (less than 0.2 mm). Biotite grains are mainly aligned along the foliation (XY) plane but another direction at 45° is also observed (SC structures). Bands of larger quartz and feldspar grains (0.3-0.5 mm) are characterized by partial recrystallization with equilibrated structures (120° angles) for feldspar. The recrystallization was not complete as some grain boundaries are irregular.

### 4.5.3 Crystallographic preferred orientations

#### 4.5.3.1 Quartz

Quartz CPO are presented in Figure 4.4. First, we present results of quartz CPO from samples collected in the Neoproterozoic granulite facies tectonic boudins. The fabric strength of GD06-28 ( $J_{index} = 4.9$ ) is significantly higher than for other samples ( $J_{index} < 3$ ). Quartz CPO of sample GD06-28 are characterized by [11-20]-axes ([a]-axes) oriented in a girdle in the (XZ) plane with a stronger concentration at about 25° to the lineation X-axis. The [0001]-axes ([c]-axes) tend to form a girdle along a plane that passes through Y-axis, at an angle of 30° to the (XZ) plane. The maximum concentration of [0001]-axes is clearly defined close to Y. Strongly deformed samples RPM98-114 and RPM98-101 have similar quartz fabrics to sample GD06-28, with [11-20]-axes oriented in a girdle in the (XZ) plane with the maximum concentration close to the lineation X-axis and [0001]-axes with two point maxima, the most concentrated close to the Y-axis, and the second one oriented at about 30° to the Z-axis. Moderately deformed sample RPM98-121 has the quartz [11-20]-axes oriented close to the lineation and the c-axes oriented in a girdle in the YZ plane. Maximum concentration of [0001]-axes in this sample is at 20° to the Z-axis. Moderately deformed quartz [0001]-axes of the Neoproterozoic sample GD06-25 form an incomplete and asymmetric cross girdle with an opening angle about 90°. Maximum concentration of [11-20]-axes is extremely low, oriented at around 10° to the lineation. Quartz fabrics from the moderately deformed samples RPM98-122 and RPM98-138 are very weak. [0001]-axes are in a girdle around the (XY) plane with maximum concentration at 30° to the X-axis, and weakly clustered around the Y-axis, respectively. The [11-20]-axes do not have a clear orientation.

All the mylonite samples from the 1.7 Ga amphibolite event present similar quartz CPO, except for sample GD06-18. The [0001]-axes are mainly in girdle around the (YZ) plane with maximum concentrations ranging between 3 and 5. Maximum concentrations are located close to the Y-axis for samples GD06-07, GD06-08 and GD06-12, and at 20 to 40° from the Y-axis in samples RPM98-106, GD06-10 and GD06-12. The [11-20]-axes are in a girdle around the (XZ) plane for all these samples, with maximum concentrations oriented at a low angle to the X-axis (from 0 to 30°). In sample GD06-16, the concentration of [11-20]-axes is extremely weak. Samples GD06-08 and GD06-10 have [0001]-axes more concentrated around the Y-axis than the other samples. Sample GD06-18 has a different quartz CPO, with [0001]-axes oriented parallel to the Z-axis and [11-20]-axes parallel to the X-axis. Finally, sample 12-CJB-12D, which was moderately deformed during the Paleoproterozoic amphibolite facies tectonic event, shows poorly concentrated [0001]-axes (maximum density < 3) in a girdle at 30-50° angle to the foliation plane, with a maximum at 30° to the Y-axis. The [11-20]-axes tend to be oriented in a girdle around

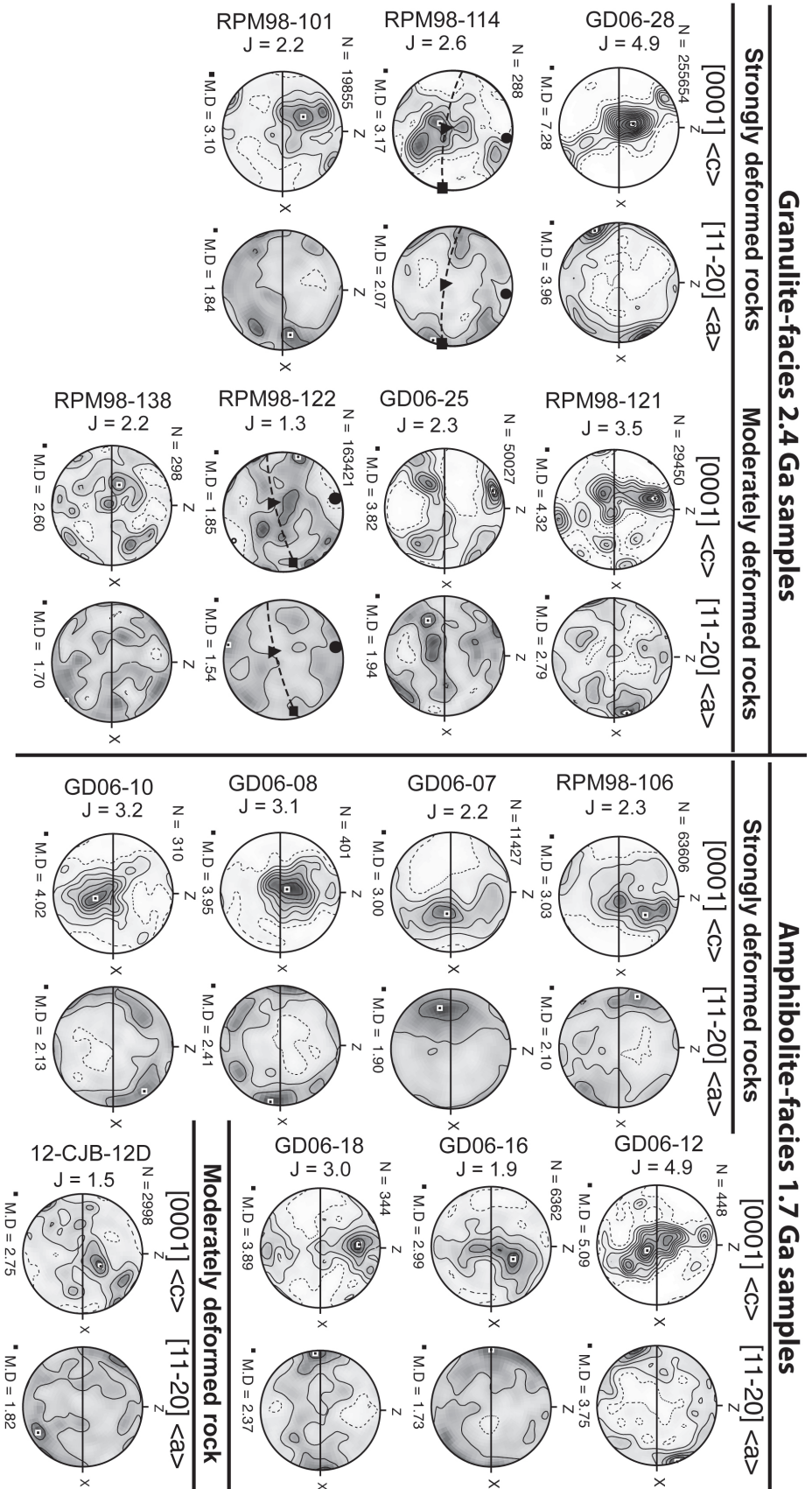


Figure 4.4 – Quartz CPO for strongly and moderately deformed samples in both 2.4 Ga granulite-facies and 1.7 Ga amphibolite-facies. CPO are represented on equal area, lower hemisphere projections. Foliation is marked by a black line when clearly observed and by a dashed line when the plane was less clear. Lineation, when determined, is marked by the structural axis X. When foliation and lineation were not identifiable, measurements of magnetic foliation and lineation were carried out. Square, triangle and circle represent  $K_1$  (magnetic lineation),  $K_2$  and  $K_3$  (pole of magnetic foliation) respectively. The density contours are from 0.5 (dashed line) to the maximum density at intervals of 0.5. N is the number of measurements and M.D the maximum density represented by a small square.

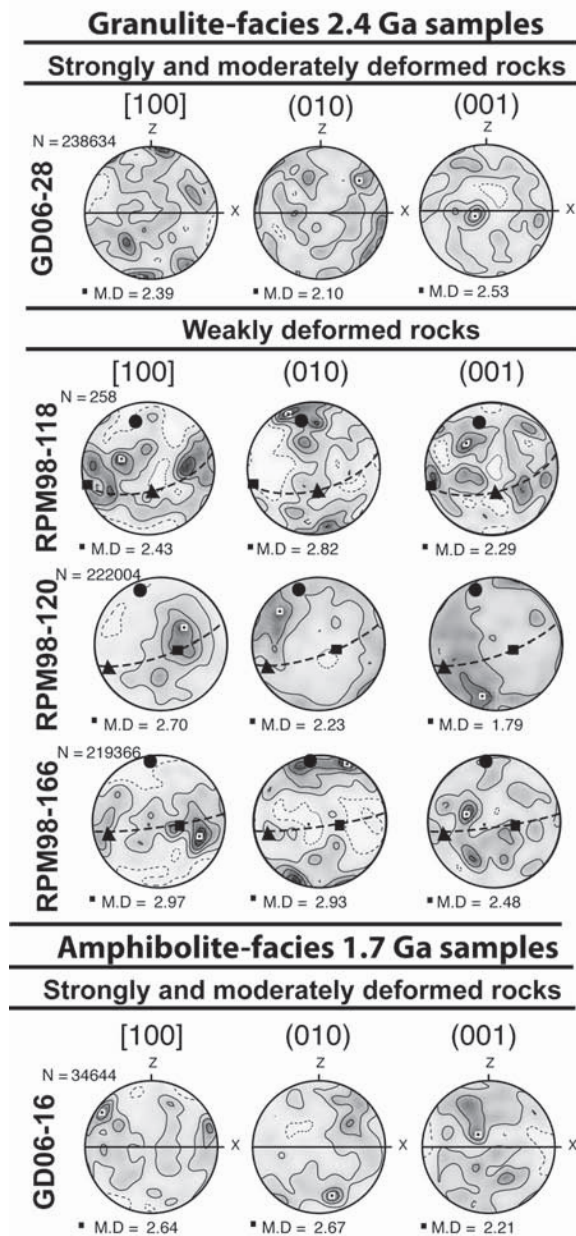


Figure 4.5 – Plagioclase CPO for strongly, moderately and weakly deformed samples in both 2.4 Ga granulite-facies and 1.7 Ga amphibolite-facies. CPO are represented on equal area, lower hemisphere projections. Foliation is marked by a black line when clearly observed and by a dashed line when the plane was less clear. Lineation, when determined, is marked by the structural axis X. When foliation and lineation were not identifiable, measurements of magnetic foliation and lineation were carried out. Square, triangle and circle represent  $K_1$  (magnetic lineation),  $K_2$  and  $K_3$  (pole of magnetic foliation) respectively. The density contours are from 0.5 (dashed line) to the maximum density at intervals of 0.5. N is the number of measurements and M.D the maximum density represented by a small square.

the (XZ) plane but the maximum density is low and the fabric is weak.

#### 4.5.3.2 Feldspar

Feldspar constitutes the main phase (from 30 to 70%) of all studied samples and plagioclase is more abundant than K-feldspar. We present the CPO for plagioclase in Figure 4.5. They are low, almost isotropic, with maximal density from 1.85 to 3.17.

In the Neoproterozoic domain, all strongly and moderately deformed granulite facies samples display quasi-isotropic feldspar fabrics (Figure 4.5). Maximum concentration (M.D.) of [100]-axes, (010)-poles and (001)-poles range from 2.1 to 2.5 with no clear relation to the structural framework. Samples with the clearest feldspar CPO in relation to the structural framework are RPM98-118 and RPM98-166 from the weakly deformed group. In both samples, poles of (010) are parallel to the magnetic foliation pole and



[100]-axes are parallel to the magnetic lineation. The (001)-poles are not clearly oriented in relation to the structural framework.

In samples deformed at 1.7 Ga under amphibolite facies conditions, feldspar CPO are also extremely low and show no clear relation to the tectonic foliation. GD06-16 is the sample with the most clearly defined feldspar CPO. It presents an alignment of (010)-poles parallel to the foliation plane and [100]-axes parallel to the lineation.

### 4.5.3.3 Biotite and amphibole

CPO for biotite and amphibole are displayed in Figure 4.6. Biotite crystals CPO were measured in the Neoproterozoic domain for the moderately deformed samples RPM98-122 and RPM98-138 and for the weakly deformed samples RPM98-166 and RPM98-120. In the amphibolite facies samples from Paleoproterozoic shear zones, strongly deformed samples GD06-07 and GD06-16 as well as moderately deformed sample 12-CJB-12D are all biotite-bearing. In both granulite and amphibolite facies domains, strongly and moderately deformed samples present clear biotite fabrics, with [001]-axes ([c]-axes) clustering more strongly than the other crystallographic axes and oriented perpendicular to the foliation. Axes [100] and [110] tend to be oriented in a girdle in the foliation plane. Biotite CPO from weakly deformed samples present different patterns. Sample RPM98-166 shows biotite [001]-axes concentrated in a two point maxima oriented at a high angle to the foliation and lineation. Sample RPM98-120 shows biotite [100]-axes close to the magnetic lineation, [110]-axes oriented at 30° to the magnetic foliation and [001]-axes that tend to be close to the magnetic  $K_2$  (Y-axis), i.e. perpendicular to magnetic lineation and within the magnetic foliation plane.

Amphibole is only present in the Paleoproterozoic amphibolitic mylonites. We measured amphibole CPO in strongly deformed samples GD06-07, GD06-08, GD06-12 and GD06-16. For all samples, the [001]-axes are parallel to the stretching lineation. In sample GD06-07, both (100) and (010) tend to be oriented parallel to the foliation. In sample GD06-08, amphibole (100) is oriented parallel to the foliation. In samples GD06-12 and GD06-16, both (100) and (010) for amphibole present two maxima close to Y and Z. However, in all four samples, maximum densities are higher for (100)- than for (010)-poles.

### 4.5.3.4 Orthopyroxene

Orthopyroxene is a main phase in granulite rocks but is not present in amphibolites from the 1.7 Ga shear zones. CPO for orthopyroxene are displayed in Figure 4.7. Strongly deformed Neoproterozoic samples GD06-28 and RPM98-114 show preferred orthopyroxene orientation characterized by (100) oriented parallel to the foliation plane, [001] parallel to the stretching lineation and clustering of [010] near to the Y structural direction. Others samples have different fabrics. Moderately deformed sample GD06-25 shows preferred orientation of orthopyroxene with (010) oriented parallel to the foliation plane, [100]-axes parallel to the stretching lineation and [001]-axes oriented in the foliation plane with two density maxima close to the Y-axis. Orthopyroxene CPO for the moderately deformed sample RPM98-122 are very interesting: [001] is clearly parallel to the stretching lineation,

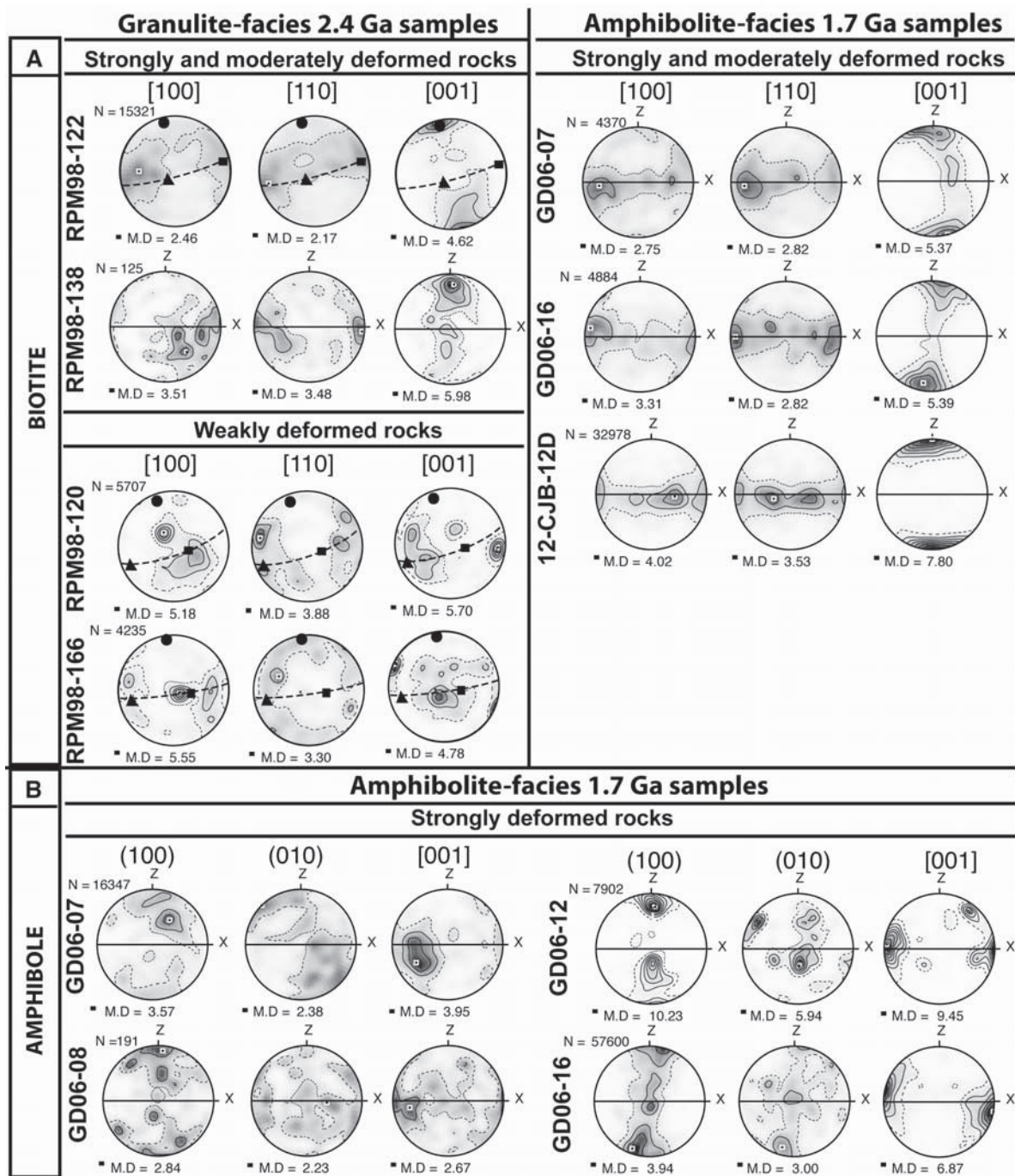


Figure 4.6 – Biotite and amphibole CPO for strongly, moderately and weakly deformed samples in both 2.4 Ga granulite-facies and 1.7 Ga amphibolite-facies. CPO are represented on equal area, lower hemisphere projections. Foliation is marked by a black line when clearly observed and by a dashed line when the plane was less clear. Lineation, when determined, is marked by the structural axis X. When foliation and lineation were not identifiable, measurements of magnetic foliation and lineation were done. Square, triangle and circle represent  $K_1$  (magnetic lineation),  $K_2$  and  $K_3$  (pole of magnetic foliation) respectively. The density contours are from 1 (dashed line) to the maximum density at intervals of 1. N is the number of measurements and M.D the maximum density represented by a small square.

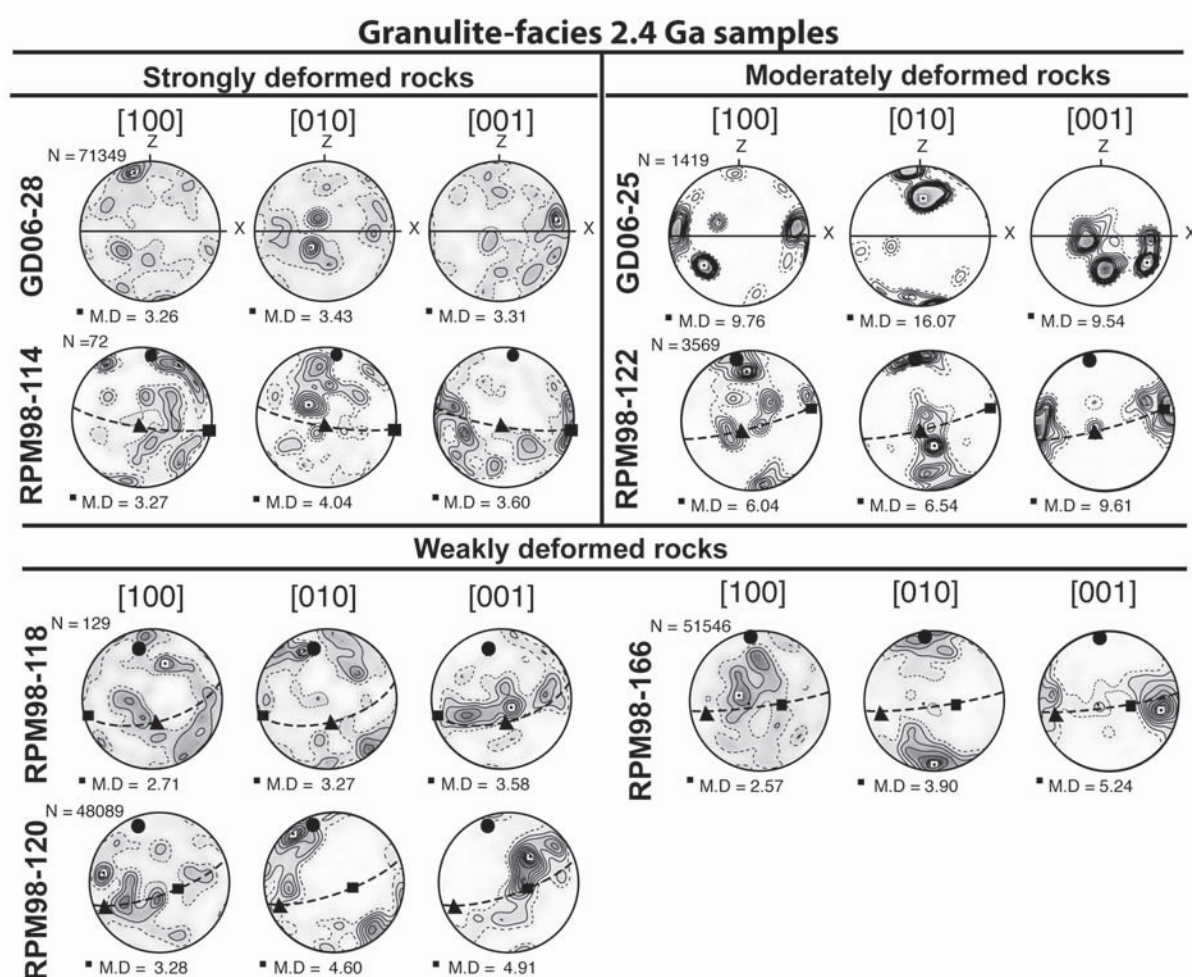


Figure 4.7 – Orthopyroxene CPO for strongly, moderately and weakly deformed samples in 2.4 Ga granulite-facies. CPO are represented on equal area, lower hemisphere projections. Foliation is marked by a black line when clearly observed and by a dashed line when the plane was less clear. Lineation, when determined, is marked by the structural axis X. When foliation and lineation were not identifiable, measurements of magnetic foliation and lineation were done. Square, triangle and circle represent  $K_1$  (magnetic lineation),  $K_2$  and  $K_3$  (pole of magnetic foliation) respectively. The density contours are from 1 (dashed line) to the maximum density at intervals of 0.5. N is the number of measurements and M.D the maximum density represented by a small square.

but both (100)- and (010)-poles have concentrations perpendicular to the foliation plane. Weakly deformed RPM98-166 and RPM98-120 samples show a clear preferred orthopyroxene orientation with (010) oriented parallel to the foliation plane, [001]-axes parallel to the stretching lineation and clustering of [100]-axes near to the Y structural direction. The last weakly deformed sample RPM98-118 has orthopyroxene (010) oriented parallel to the foliation, as in the other weakly deformed samples. However, [001]-axes are oriented in a girdle in the foliation plane with a maximum density close to the K2 magnetic axis (Y-axis). Orthopyroxene [100]-axes do not show any orientation with respect to the magnetic framework.

## 4.6 Seismic properties of the crust affected by the MSZ

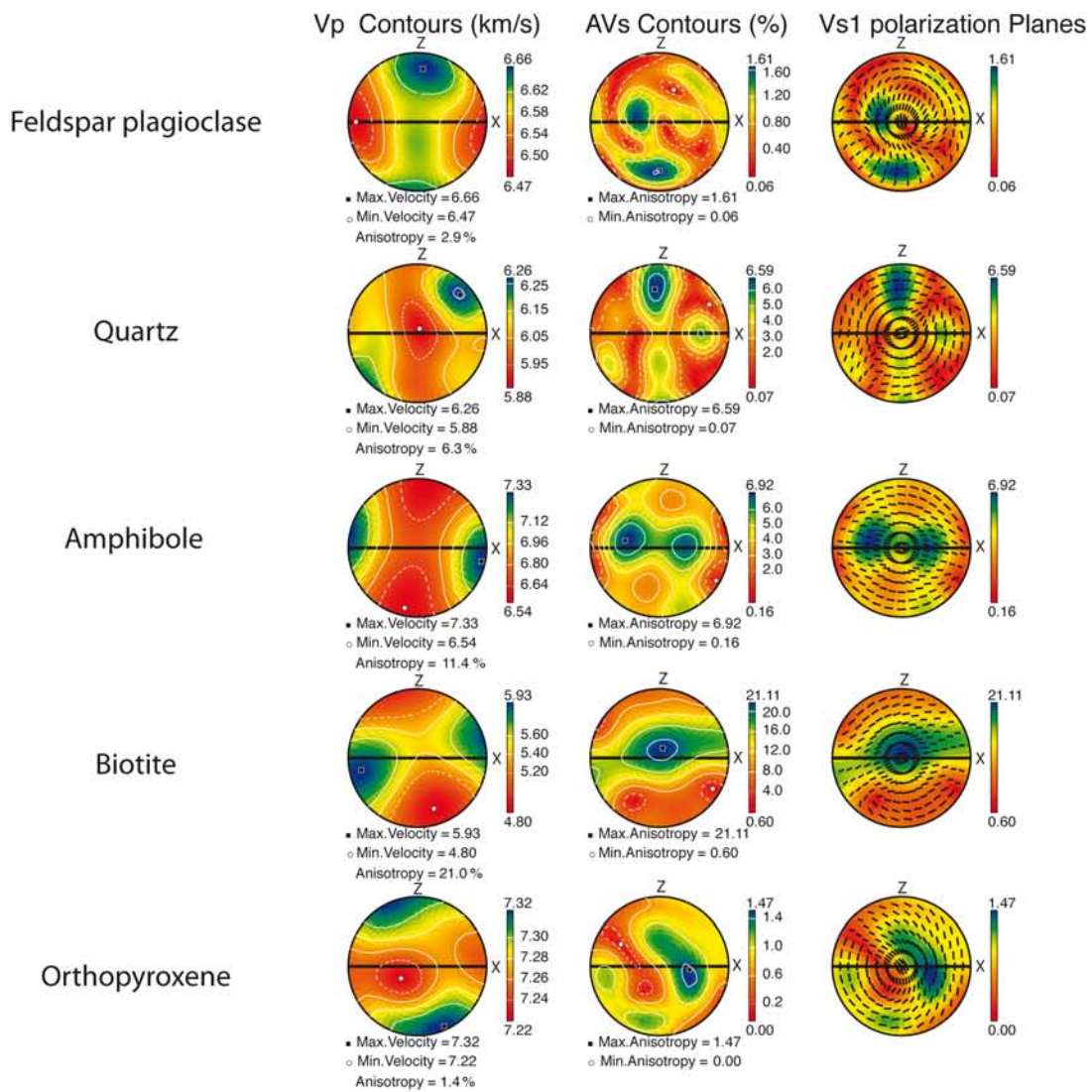
### 4.6.1 Methods of modelling

In order to evaluate the impact of the crystallographic preferred orientation of deformed minerals on seismic anisotropy in the deep continental crust, we computed seismic properties of amphibolite and granulite facies rocks from the TAC. Computations were performed using the single crystal elastic stiffness matrix, the CPO of the main minerals and density using the MAINPRICE (1990) software through the Voigt-Reuss-Hill averaging system. Input parameters are as follows:

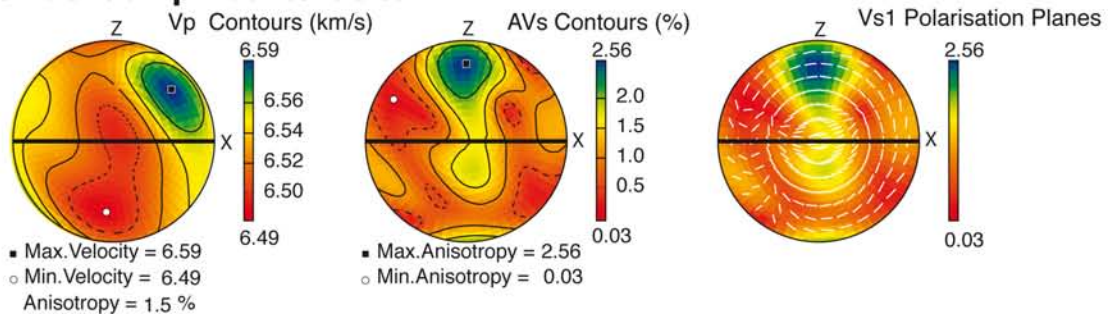
- (1) Mineral proportions and compositions of amphibolite and granulite facies rocks of the TAC were estimated from thin sections using automatic EBSD mapping, image analysis, and calculations from microprobe data on minerals and based on whole-rock chemistry. Modal abundance was estimated from the 18 studied samples, with corroboration from previous estimations from field, microstructural and geochemical studies (Pelletier, 2001). Mineral proportions are detailed in supplementary material (Appendix A).
- (2) EBSD-measured CPO of representative minerals from strongly and moderately deformed samples. CPO for feldspar is from sample RPM98-120, for quartz is from RPM98-114, for amphibole from GD06-16, for biotite CPO from RPM98-122 and for orthopyroxene from GD06-28, based on the commonly found (100)[001] fabric. Spinel, garnet, clinopyroxene, sillimanite and cordierite were considered as being isotropic.
- (3) Single crystal elastic constants and density data for hypersthene were calculated from data in BASS and WEIDNER (1984); WEIDNER et al. (1978). Others crystal elastic constants are taken from ALEKSANDROV et al. (1974) for plagioclase, MCSKIMIN et al. (1965) for quartz, ALEKSANDROV and RYZHOVA (1961) for amphibole and biotite, LI et al. (1995) for oxide (spinel), BABUSKA et al. (1978) for garnet, COLLINS and BROWN (1998) for clinopyroxene, VAUGHAN and WEIDNER (1978) for sillimanite and HAUSSÜHL et al. (2011) for cordierite.

### 4.6.2 Results

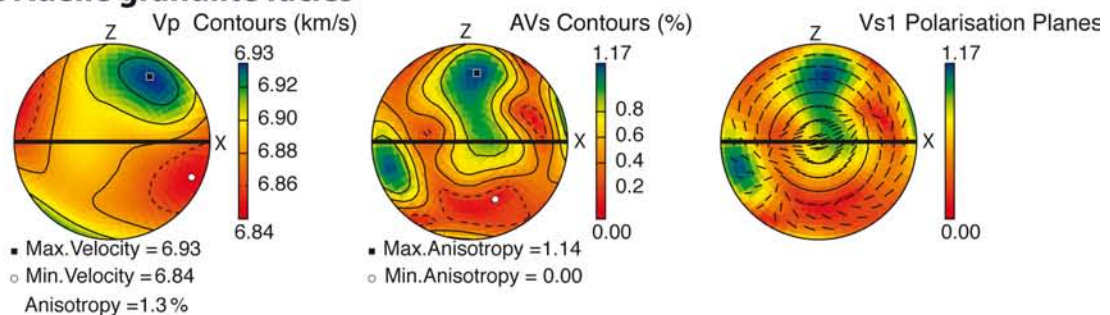
P-wave velocities, P- and S-wave anisotropy and the orientation of the fast S-wave polarisation plane are presented in Figure 4.8. Firstly we show results for various aggregates



**Terre Adélie amphibolite facies**



**Terre Adélie granulite facies**



## 4.6. Seismic properties of the crust affected by the MSZ

---

composed of 100 % plagioclase, 100 % quartz, 100 % amphibole, 100 % biotite and 100 % orthopyroxene and then for the amphibolite and granulite facies, taking into account the rocks types and modal contents described in complementary materials (Appendix A).

For the plagioclase aggregate, P-wave anisotropy is low (2.9 %). The maximum of P-wave velocity is close to the perpendicular to the foliation ( $V_{pmax} = 6.7 \text{ km.s}^{-1}$ ) and the minimum of P-wave velocity is parallel to the lineation ( $V_{pmin} = 6.5 \text{ km.s}^{-1}$ ). The maximum S-wave anisotropy is also very low (1.6 %) and close to 0 in the case of an S-wave propagating parallel to Y. For the quartz aggregate, P-wave anisotropy is relatively strong (6.3 %) and the slowest ( $5.9 \text{ km.s}^{-1}$ ) direction of propagation is close to the structural axe Y. The maximum S-wave anisotropy is 6.6 % and close to 3.0 % close to the structural axe Y. For S-waves propagating parrallel to the structural axe Y, the Vs1 polarization planes describe an angle of about  $20^\circ$  to the foliation. The amphibole aggregate shows strong P-wave anisotropy (11.4 %), with the lowest velocity of about  $6.5 \text{ km.s}^{-1}$  perpendicular to the foliation and the highest velocity of about  $7.3 \text{ km.s}^{-1}$  parallel to lineation. The maximum S-wave anisotropy is very high (6.9 %) and greater than 5.0 % for an S-wave propagating parallel to the Y-axis. The polarization planes of the speed velocity waves (Vs1) are oriented parallel to the foliation. For the biotite aggregate, P-wave anisotropy is remarkably strong, about 21 % with a velocity of  $5.4 \text{ km.s}^{-1}$  for a P-wave propagating parallel to Y. The maximum S-wave anisotropy is also the strongest one (21.1 %) and it is maximal for an S-wave propagating parallel to Y. The orientation of the fast S-wave polarization plane shows a low angle to the foliation plane. Finally, the orthopyroxene aggregate shows a low P-wave anisotropy (1.4 %) with a velocity of  $7.3 \text{ km.s}^{-1}$  for a P-wave propagating parallel to Y. The maximum S-wave anisotropy is also low (1.5 %) and close to 0 for an S-wave propagating parallel to Y.

We also modeled a representative granulite and amphibolite facies crust for the Terre Adélie craton (Figure 4.8) from modal proportions estimated (see complementary materials appendix A for details). It appears that P-wave anisotropy (1.3 % for granulite and 1.5 % for amphibolite) and maximum S-wave anisotropy (1.1 % for granulite and 2.6 % for amphibolite) are low. The anisotropy of the granulite domain is less than 1 % and the anisotropy of the amphibolite terrain is about 1.5 % for S-waves propagating parrallel to Y (i.e. propagating vertically in the displayed projection considering a foliation with a vertical dip).

---

Figure 4.8 (*facing page*) – Representative patterns of calculated seismic properties of the TAC crust affected by the MSZ. Equal area, lower hemisphere projections in X, Y, Z framework. Solid red line: foliation (XY plane) is vertical and lineation (X) is horizontal in the foliation plane. The seismic properties are: P-wave velocity ( $V_p$ ,  $\text{km.s}^{-1}$ ), S-wave anisotropy (AVs %) defined for a specific direction as  $100 \cdot (V_{s1} - V_{s2}) / [(V_{s1} + V_{s2}) / 2]$  where  $V_{s1}$  and  $V_{s2}$  are the fast and slow S-wave velocities, respectively, and the direction of the Vs1 polarization planes.

### 4.7 Discussion

#### 4.7.1 Deformation mechanisms from microstructure observation and CPO analyzes

##### 4.7.1.1 Quartz

From microstructure observation and CPO analyzes, we can distinguish four main quartz fabric patterns related to the intensity and the pressure-temperature conditions of deformation: (1) the Neoproterozoic granulite-facies mylonites, (2) the moderately deformed Neoproterozoic granulite rocks, (3) the Paleoproterozoic amphibolite facies mylonites, and, (4) the moderately deformed Paleoproterozoic rocks.

Quartz microstructures from the Neoproterozoic granulite facies mylonites (samples GD06-28, RPM98-114 and RPM98-101) are characterized by undulose extinction and irregular and lobed grain boundaries related to subgrain rotation recrystallization (SGR) and grain boundary migration (GBM) plastic deformation processes. PASSCHIER and TROUW (1996) defined the subgrain rotation recrystallization as the increase in angle between the crystal lattice on either side of the subgrain boundary until the subgrain forms a new grain. The authors defined the GBM high temperature process as the "increase in grain boundary mobility to an extent that grain boundaries can sweep through entire crystals to remove dislocations and possibly subgrain boundary". In the Neoproterozoic granulite mylonites, the [0001] and [11-20]-axes patterns in these three samples are typical of quartz CPO resulting from the dominant activation of prismatic  $\langle a \rangle$  and basal  $\langle a \rangle$  slip systems, with a contribution of a rhomboidal  $\langle a \rangle$  slip system only in samples RPM98-101 and RPM98-114. The activation of the prismatic  $\langle a \rangle$  with subordinate rhomboidal  $\langle a \rangle$  slip systems is commonly interpreted as a medium to high temperature deformation (WENK et al., 1989; WENK and CHRISTIE, 1991; PASSCHIER and TROUW, 1996; MENEGON et al., 2008; PENNACCHIONI et al., 2010). However, the activation of a basal  $\langle a \rangle$  slip system interpreted as lower temperature deformation (PASSCHIER and TROUW, 1996), and could be related to the retrogression event that occurred at about 2.42 Ga in the granulite domain (DUCLAUX et al., 2008). In that case, the prismatic  $\langle a \rangle$  slip system would have been preserved in quartz during retrogression. This has been already identified by TOY et al. (2008) in the quartz fabrics from the Alpine Fault mylonites. The authors showed that the dominant activation of the prismatic  $\langle a \rangle$  slip system during the deformation prevents easy basal  $\langle a \rangle$  slip. In that case, the prismatic  $\langle a \rangle$  slip system will be largely preserved. Moreover, strongly deformed granulite-facies sample GD06-28 shows a quartz CPO characterized by a higher concentration of [0001]-axes close to the Y-axis than the other samples. It could indicate that the prismatic  $\langle a \rangle$  slip system has been more strongly activated in this sample than in samples RPM98-114 and RPM98-101. This quartz CPO is also related to a specific microstructure characterized by well-defined ribbons and more evidence of GBM processes such as lobed grain boundaries, variable grain size, and grain boundary mobility structures. This is interpreted by JESSELL and LISTER (1990) and STIPP et al. (2002b) as being related to an increase in deformation temperature, but could also be related to a decreasing strain rate at constant temperature (STIPP et al., 2002a; LAW, 2014).

The quartz microstructures of moderately deformed granulite-facies samples are characterized by grains showing evidence of SGR and GBM. However, in contrast to the strongly deformed granulite-facies samples, grains ribbon formation is not complete in moderately deformed samples. The [0001]-axes cross girdles and [11-20]-axes patterns in the quartz are representative of the activation of prismatic  $\langle a \rangle$ , rhomboidal  $\langle a \rangle$  and basal  $\langle a \rangle$  slip systems (MENEGON et al., 2008; AUGENSTEIN and BURG, 2011) at medium temperature (STIPP et al., 2002b). The symmetry of the quartz [0001]-axes cross girdles in these samples could indicate a co-axial (pure shear) deformation (LAW, 1990). Moreover, the low maximum density of these quartz CPO, in particular for sample RPM98-122, may be related to a notable recrystallization imprint during retrogression as shown by TOY et al. (2008) for samples close to the Alpine fault.

Paleoproterozoic amphibolite-facies mylonites display SGR and GBM microstructures associated with the [0001] and [11-20] partial girdle patterns for all samples except GD08-18. These patterns suggest the activation of both prismatic  $\langle a \rangle$  and rhomboidal  $\langle a \rangle$  slip systems. Similar fabrics were measured by PENNACCHIONI et al. (2010) in quartz veins deformed at medium temperature. The stronger concentration of [0001]-axes around the Y-axis reveals a more intense activation of the prismatic  $\langle a \rangle$  slip system in samples GD06-08 and GD06-10, related to a higher temperature EGYDIO-SILVA et al. (2002) or a lower strain rate deformation (STIPP et al., 2002a; LAW, 2014). The asymmetry of the [0001]-axes single girdle observed in these samples was predicted by ETCHECOPAR (1977) in models of two-dimensional simple shear deformation. Sample GD06-18 differs from the other amphibolite-facies mylonites. Microstructural observations indicate that for this sample recrystallization is dominated by SGR processes. In addition, its CPO is typical of the activation of a (0001)[11-20] slip system, usually developed during lower temperature deformation (STIPP et al., 2002b; PETERNELL et al., 2010; LAW, 2014). A low temperature deformation could be related to the very localized activation of the shear zone that could occurred in green-schist-facies at 1.5 Ga, as shown by DI VINCENZO et al. (2007) and DUCLAUX et al. (2008) from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating on biotite.

Finally, the moderately deformed Paleoproterozoic amphibolite-facies rocks display recrystallization microstructures associating SGR and GBM processes and CPO characterized by the [0001]-axes that form single girdle patterns suggesting the activation of associated prismatic  $\langle a \rangle$ , rhomboidal  $\langle a \rangle$  and basal  $\langle a \rangle$  slip systems. As for the amphibolite-facies mylonites, the asymmetry of the [0001]-axes girdle is probably related to dominant shear strain but the development of a basal  $\langle a \rangle$  slip system suggests a lower temperature of deformation.

Quartz fabrics are sensitive to temperature conditions during deformation but they do not constitute a good quantitative thermometer, as they are also sensitive to water-content (MAINPRICE and PATERSON, 1984; TULLIS and YUND, 1989; NAKASHIMA et al., 1995; MANCKTELOW and PENNACCHIONI, 2004), water fugacity (KRONENBERG and TULLIS, 1984; POST et al., 1996; CHERNAK et al., 2009; HOLYOKE and KRONENBERG, 2013), strain rate (TULLIS et al., 1973) and strain regime (SCHMID and CASEY, 1986; TOY et al., 2008) see also LAW (2014) and references therein for a review. However, we clearly distinguish two different tectonic events in the granulite-facies and amphibolites-facies rocks respectively, with contrasting microstructures and CPO for the two quartz popu-



lations. The activation of a basal  $\langle a \rangle$  slip system in strongly deformed granulite-facies samples could be related to the retrogression event. In sample GD06-28, the preservation of a quartz CPO suggesting the activation of prismatic  $\langle a \rangle$  slip system despite the recrystallization during the retrogression suggests a strong activation of this slip system during the peak metamorphic deformation. In addition, the symmetrical patterns observed for quartz CPO of moderately deformed granulite-facies samples suggest that they have recorded co-axial deformation. The amphibolite-facies rocks at Correll Nunatak were deformed during Paleoproterozoic times by predominantly simple shear deformation. These results suggest that the quartz CPO patterns from Neoproterozoic boudins were preserved in spite of further deformation during Paleoproterozoic times.

### 4.7.1.2 Feldspar

Optical microstructure analysis reveals strong evidence of plastic deformation (undulose extinction, fine curved planes) in porphyroclasts embedded in large areas of recrystallized grains. Pervasive grain boundary migration and grain growth suggests deformation mechanisms combining diffusion creep and dislocation creep. Such mechanisms are described for syn- to post-kinematic deformation at high temperature conditions (EGYDIO-SILVA et al., 2002). However, fabrics measured in the present study display extremely weak maximum concentration of axes (M.D.  $< 3$ ). This lack of strong fabric can be interpreted in different ways: (1) the activation of diffusion creep in association with dislocation creep due to deformation at high temperature (LAPWORTH et al., 2002; ROSENBERG and STÜNITZ, 2003), (2) grain boundary diffusion creep facilitated by significant grain size reduction during dynamic recrystallization (JIANG et al., 2000; MEHL and HIRTH, 2008; RAIMBOURG et al., 2008; SVAHNBERG and PIAZOLO, 2010; JI et al., 2014), and, (3) simultaneous activation of several slip systems facilitated under high temperature conditions (GANDAIS and WILLAIME, 1984; ZHANG et al., 1994). Interestingly, the samples that show the clearest fabric are from the weakly deformed areas (RPM98-166, RPM98-120 and RPM98-118). According to previous hypotheses, the fact that these samples present the clearest fabric could be due to a lower temperature of deformation or to the absence (or quasi-absence) of grain size reduction during dynamic recrystallization. Equilibrated microstructures marked by few undulose extinctions, few or no neoblasts and grain boundaries with angles oriented at  $120^\circ$  do not argue for a low temperature deformation but suggest a high degree of static recrystallization or a magmatic flow texture overprinted by incipient high temperature plastic deformation, as suggested by previous studies (BENN and ALLARD, 1989; BOIRON et al., 2013; SATSUKAWA et al., 2013; JI et al., 2014). This CPO pattern with (010)-planes parallel to the foliation and [100]-axes parallel to the lineation have been documented in naturally deformed rocks (ROSENBERG and STÜNITZ, 2003; MEHL and HIRTH, 2008; SATSUKAWA et al., 2013) and in experimentally deformed anorthite aggregates (JI et al., 2000; JI et al., 2004). This CPO pattern is commonly attributed to dislocation glide with activation of the dominant (010)[100] slip system or to anisotropic growth at high temperature (JI et al., 2000; JI et al., 2004; SATSUKAWA et al., 2013). Finally, as suggested by quartz CPO, the weakly deformed samples may also register a different strain regime (more coaxial) than moderately and strongly deformed ones. Correlations between the type and orientation of the strain

regime and the feldspars CPO has already been highlighted by previous studies (KRUEHL, 1987; HEIDELBACH et al., 2000; ILDEFONSE and MAINPRICE, 2005; SATSUKAWA et al., 2013).

#### 4.7.1.3 Biotite and Amphibole

Biotite CPO (Figure 4.6) for amphibolites facies samples GD06-07, GD06-16 and 12-CJB-12D and for granulites facies samples RPM98-122 and RPM98-138, with the [001] axes (or c-axes) oriented perpendicular to the foliation plane, are commonly interpreted as being typical of plastic deformation with basal glide (BARRUOL and MAINPRICE, 1993a; JI et al., 1993; LLOYD et al., 2009; NISHIZAWA and KANAGAWA, 2010; VALCKE et al., 2006, and references therein). From TEM analysis of experimentally deformed biotite, CHRISTOFFERSEN and KRONENBERG (1993) show that this CPO is related to the activation of (001)[100] and (001)[110] slip systems. Weakly deformed granulite-facies samples (RPM98-166 and RPM98-120) show no clear orientation or relationship with the structural axes (X, Y, Z). However, biotite grains are rare in the later samples, thus CPO is based on a small number of crystals. Moreover, these biotite grains are crystallized in all directions, mainly around orthopyroxene-quartz-oxide assemblages. Microstructural analysis argues for a secondary crystallization of these biotite grains following the granulite facies deformation stage (PELLETIER, 2001) and the lack of clear CPO in these samples reveals the absence of plastic deformation in these minerals. Observation of randomly oriented secondary biotite in less deformed granulite-facies samples allows us to conclude that (1) the retrogression of the granulite facies crust, associated with hydration and late-crystallization of biotite ( $\text{Opx} \Rightarrow \text{Bt} + \text{Qz} + \text{Ilm}$ ), occurred after the deformation in granulite-facies conditions, and (2) the 1.7 Ga deformation in amphibolite-facies conditions was localized into shear zones and did not affect the granulite-facies cores.

Amphibole fabric measurements in samples from Correll Nunatak suggest dislocation glide with activation of the dominant (100)[001] slip system (Figure 4.6). This slip system has already been identified in amphibolite rocks from the intermediate and lower crust (JI et al., 1993; JI et al., 2013; KITAMURA, 2006; TATHAM et al., 2008; MCNAMARA et al., 2012; GETSINGER and HIRTH, 2014). In sample GD06-16, the secondary (010)[001] slip system is also activated. Activation of this secondary slip system has already been reported in naturally deformed samples (IMON et al., 2004; KITAMURA, 2006; DÍAZ ASPIROZ et al., 2007; TATHAM et al., 2008; LLANA-FÚNEZ and BROWN, 2012). In their experimental study, KO and JUNG (2015) did not observe the activation of the (010)[001] slip system for temperatures ranging from 0 to 700°C at 1 GPa, and the presence of this slip system could thus indicate a higher temperature of deformation.

#### 4.7.1.4 Orthopyroxene

In granulite samples, we identify different orthopyroxene CPO patterns (Figure 4.7). The two strongly deformed samples present similar CPO, whose patterns has already been identified in numerous studies (BARRUOL and MAINPRICE, 1993a; JI et al., 1993; EGYDIO-SILVA et al., 2002; LUND et al., 2006; KANAGAWA et al., 2008; RAIMBOURG et al., 2011, for crustal rock studies). This CPO is usually interpreted as evidence of

plastic deformation by dislocation glide with activation of the dominant (100)[001] slip system. We refer to this fabric as the "common" CPO. In the weakly deformed samples (RPM98-118, RPM98-120 and RPM98-166) the fabric is different and less common. These samples show (010) oriented parallel to the foliation plane, [001]-axes parallel to the stretching lineation, and clustering of [100] close to the Y structural direction. We refer to this fabric as the "uncommon" CPO. The moderately deformed sample RPM98-122 presents a composite fabric, combining both "common" and "uncommon" CPO. Temperature, pressure, chemical composition and water-content are known to influence the deformation processes. Such control by intensive parameters has been well documented for some minerals, as for example olivine (JUNG and KARATO, 2001; COUVY et al., 2004; KATAYAMA and KARATO, 2006). Likewise, we discuss the influence of these factors on CPO development in naturally deformed orthopyroxene from the deep continental crust.

Measurements of activation of secondary (010)[100] slip systems in naturally deformed Mg-rich orthopyroxene were performed by STEUTEN and VAN ROERMUND (1989) on Alpine-type peridotite using TEM observations. More recently, MANTHILAKE et al. (2013) highlighted the effects of aluminium and water-content on activated slip systems in experimentally deformed orthopyroxene. NAZÉ et al. (1987) and ROSS and NIELSEN (1978) conducted TEM investigations on natural and experimental orthopyroxenes and experimental deformation on wet polycrystalline enstatite, respectively. They both concluded that activation of (010)[001] needs higher temperature and strain rate conditions than for (100)[001]. These observations are in agreement with those of JI and SALISBURY (1993) and EGYDIO-SILVA et al. (2002) that the observed orthopyroxene CPO could be developed by the activation of the dominant (100)[001] and secondary (010)[001] slip systems in high-grade amphibolite to granulite-facies samples. "Uncommon" orthopyroxene CPO were also observed in granulite rocks by LUND et al. (2006). These authors attribute the orthopyroxene CPO variations to the spatial distribution of orthopyroxene grains. The uncommon CPO is observed in the isolated grains in a quartz-feldspathic matrix, which suffered higher differential stresses than clustered grains.

In our samples, the chemical composition of the orthopyroxene does not seem to play a significant role, as the orthopyroxene in all the samples is similar in composition. Thus we cannot directly link  $\text{Al}_2\text{O}_3$  or FeO or MgO-contents to the variation in orthopyroxene CPO patterns. On the hand, as observed by LUND et al. (2006) in samples from granulites in the Napier Complex, we measured an "uncommon" CPO in isolated orthopyroxene grains in samples RPM98-118, RPM98-120 and RPM98-166, as opposed to a "common" CPO observed in clustered grains in GD06-28. However, the origin of the "uncommon" fabric development proposed by LUND et al. (2006) is not in agreement with samples RPM98-122 and RPM98-114 where the "common" fabric is found in isolated grains. In our study, the main difference between samples that display "common" and "uncommon" CPO is their microstructure. Thus, RPM98-166, RPM98-120 and RPM98-118 show evidence of annealing, marked by polycrystalline feldspar mosaics with angles close to  $120^\circ$  and no evidence of intra-grain plastic deformation. Samples RPM98-114 and GD06-28 are mylonitic with a lineation marked by pyroxene alignment and quartz ribbon elongation. Both samples also show clear evidence of dynamic recrystallization, containing orthopyroxene neoblasts, kink bands and disorientation of porphyroclasts. Sample RPM98-122 contains

evidence of contrasting deformation intensity, with deformation bands containing quartz with light undulose extinction and static recrystallized bands containing feldspar with characteristic angles of  $120^\circ$ . Therefore, "uncommon" fabrics could be associated with annealing processes, but further studies are needed to test this hypothesis. In particular, water content measurements and experimental deformation and static recrystallization could be useful to gain insight into how the "uncommon" orthopyroxene fabric may develop and under what conditions. Moreover, it could be interesting to carry out a TEM investigation in order to observe the activation of the (010)[001] slip system during the development of the "uncommon" fabric. We would also like to be clear that this study focusses on crustal deformation whereas the "uncommon" fabric can also affect mantle deformation as it has been observed in peridotite studies (CHRISTENSEN and LUNDQUIST, 1982; VAUCHEZ and GARRIDO, 2001; TOMMASI et al., 2008; JUNG et al., 2010; BAPTISTE et al., 2012). It is thus very important to improve our understanding of the processes associated with the orthopyroxene CPO variations.

## 4.7.2 Deformation in the MSZ

### 4.7.2.1 Spatial and temporal variations of the deformation

Macroscopic and microscopic observations of samples allow us to distinguish two stages of deformation. The older one is observed in tectonic boudins preserved intact during the later tectonic event. This first stage took place under granulite-facies conditions during the Neoproterozoic regional tectonic and metamorphic event, at about 2.5 to 2.4 Ga. This high-temperature deformation led to weakly, moderately and strongly deformed rocks. In the granulite facies samples, both microstructures and CPO analysis argue for a change in deformation mechanisms from weakly deformed rocks with no evidence of plastic deformation or clear static recrystallization, to strongly deformed rocks (mylonites) forming shear bands several metres in width which show evidence of plastic deformation. The evolution of active deformation mechanisms is particularly visible in quartz microstructures from moderately to strongly deformed rocks as they present variable microstructures characteristic of subgrain rotation (SGR) and grain boundary migration (GBM) that reflect an increase in diffusion creep processes. In addition, moderately and strongly deformed granulite-facies samples display contrasted quartz CPO suggesting changes in strain regimes. Feldspar in granulite facies samples show also a microstructural with undulose extinction and indented boundaries more common in the most strongly deformed samples. However, there was a phase of major feldspar recrystallization in some samples, which partially erased evidence of plastic deformation. Biotite alignment and the fabric resulting from basal glide is also due to the Neoproterozoic deformation for moderately to strongly deformed granulite facies samples. On the contrary, weakly deformed rocks (or those with intense annealing) contain randomly oriented post-granulitic biotite crystals. Finally, orthopyroxene is present in granulites facies samples as large rounded grains in weakly deformed sample, and as porphyroclasts and neoblasts in mylonites. These results confirm terrain-scale observations about granulite facies deformation variations as described at Aurora, Stillwell and Cape Gray (see Figures 4.2 and 4.3).

The last stage of deformation is represented by the 1.7 Ga amphibolite-facies samples.

It is characterized by a penetrative deformation at Correll Nunatak located in the core of the MSZ, and by narrow shear bands elsewhere in the Neoproterozoic granulite facies domain. The Paleoproterozoic deformation is marked by well-defined boundaries between shear bands and cores of preserved rocks that did not undergo the Paleoproterozoic deformation. This localized deformation appears through many shear zones in the world (RAMSAY, 1980; PLATT and BEHRMANN, 1986; MOHANTY and RAMSAY, 1994; TOMMASI et al., 1994; TOMMASI et al., 1995; NEVES and VAUCHEZ, 1995; BROWN and SOLAR, 1998; ZHOU et al., 2002; OLIOT et al., 2014) and could thus be a feature of the intermediate crustal deformation.

### 4.7.2.2 Deformation conditions and cinematic

The preserved deformation microstructures in granulite-facies samples from the Neoproterozoic domain allow us to study the deformation conditions of the 2.4 Ga orogenic event. In particular, a study of the quartz CPO reveals that these recorded deformation events occurred in similar or higher temperature conditions than during the 1.7 Ga event. PELLETIER (2001) estimated the pressure-temperature for sample RPM98-114 to be 800°C, 8.9 Kbar and 715°C, 5 Kbar at peak metamorphism and during retrogression, respectively. The symmetric quartz [0001]-axes cross-girdles of the moderately deformed samples indicate a predominantly pure shear deformation. Finally, RPM98-166 and RPM98-120 constitute the less deformed granulites of the TAC. They show evidence of plastic deformation with a high degree of recrystallization in feldspar microstructures. The "uncommon" fabric of the orthopyroxene in these samples could also be related to an intense annealing stage.

Amphibolite facies samples RPM98-106, GD06-07, GD06-08, GD06-10, GD06-12, GD06-16 and GD06-18 (from Correll Nunatak) and 12-CJB-12D (Stillwell Island) are representative of localized shear zones probably related to the 1.7 Ga deformation event (Figures 4.2 and 4.3). They show evidence of strong plastic deformation. Moreover, in the amphibolite rocks from the MSZ, some samples show a clear asymmetry of [11-20] and [0001]-axes. These fabrics argue for a strong simple shear component (BOUCHEZ et al., 1983; SIMPSON and SCHMID, 1983). This result is concordant with microstructural and terrain-scale observations where most textural indicators reveal simple shear activation with a dextral sense (TALARICO and KLEINSCHMIDT, 2003a; MÉNOT et al., 2005).

### 4.7.3 Crustal seismic anisotropy generated by the MSZ

#### 4.7.3.1 Seismic model of the deformed lower crust

The seismic anisotropy computation of monomineral aggregates shows that the biotite and amphibole contents are the main contributors to seismic anisotropy, as they represent the two most anisotropic phases of the continental crust. This result is in agreement with many previous studies (SIEGESMUND et al., 1989; JI and SALISBURY, 1993; JI et al., 1993; BARRUOL and KERN, 1996; WEISS et al., 1999; GODFREY et al., 2000; TATHAM et al., 2008; LLOYD et al., 2009; NISHIZAWA and KANAGAWA, 2010; WARD et al., 2012; JI et al., 2015).

The P- and S- wave velocity models created from modal compositions, measured CPO and elastic constants of the different phases allow us to conclude that the deformed crust of the TAC can be considered as being seismically isotropic (less than 1% anisotropy for both amphibolite and granulite facies crustal sections). A similar conclusion was reached by BARRUOL and MAINPRICE (1993b); JI et al. (1993); WEISS et al. (1999) for mafic rocks and rocks low in amphibole and biotite. Moreover, the studies of JI et al. (1993); WARD et al. (2012) show that the assemblage with different phases has a reduced magnitude of seismic anisotropy, for example interactions between feldspar and quartz or pyroxene, or between micas and quartz respectively. In our case, the crust appears to be isotropic, in particular for S (or SKS) wave propagation, because of the low amphibole and biotite contents observed in the various rock formations of the TAC and because of interactions between the CPO of the different phases. The calculated model is different from those of ALMQVIST et al. (2013) and FERRÉ et al. (2014), who also modelled the seismic properties of a crustal shear zone and a late Archean crust, respectively. Differences between the seismic models reflect the mineralogical contrasts between the studied samples and thus highlight the importance of representative samples used to perform lithospheric seismic studies in a specific region.

#### 4.7.3.2 Contribution to the interpretation of SKS data in the TAC

A seismological study of the Terre Adélie and George V Land region was done by LAMARQUE et al. (2015), who used SKS anisotropy to interpret mantle structures beneath the TAC and the MSZ. The SKS waves are propagating vertically from the core-mantle boundary to the Earth's surface. Thus, they sample the entire mantle and the crust. If they cross an anisotropic layer, they are split into two perpendicular polarized shear waves propagating at different velocities. In the mantle, because of the CPO pattern of olivine, the orientation of the polarization plane of the fast split shear waves is directly related to the orientation of the foliation and the lineation. Results of LAMARQUE et al. (2015) show similar orientation of the polarization plane of the fast split shear waves across the TAC. To interpret these results, the authors assumed no crustal contribution and they conclude that the TAC is characterized by constant mantle structures. In this study, we performed a seismic crustal model to evaluate the contribution of the crust to the anisotropy of SKS waves. In the case of the MSZ, which is oriented north-south with a vertical foliation and a sub-horizontal lineation, the SKS waves will cross the crust parallel to Y-axis.

As the crustal section affected by the MSZ displays isotropic seismic features, we propose: (i) that all the anisotropy registered by the SKS-wave study of LAMARQUE et al. (2015) is due to mantle deformation, and (ii) that the MSZ crustal deformation has not impacted on the consistency of the SKS results between stations situated above the craton and above the MSZ (see Figure 4.9). These results suggest that the mantle preferred orientation is homogenous throughout the TAC and that the MSZ does not extend into the mantle. However, these new results do not permit us to eliminate the possibility that a former extension of the MSZ into the lithospheric mantle has been erased by a more recent tectonic event (for example rifting associated with opening of the Southern Ocean).

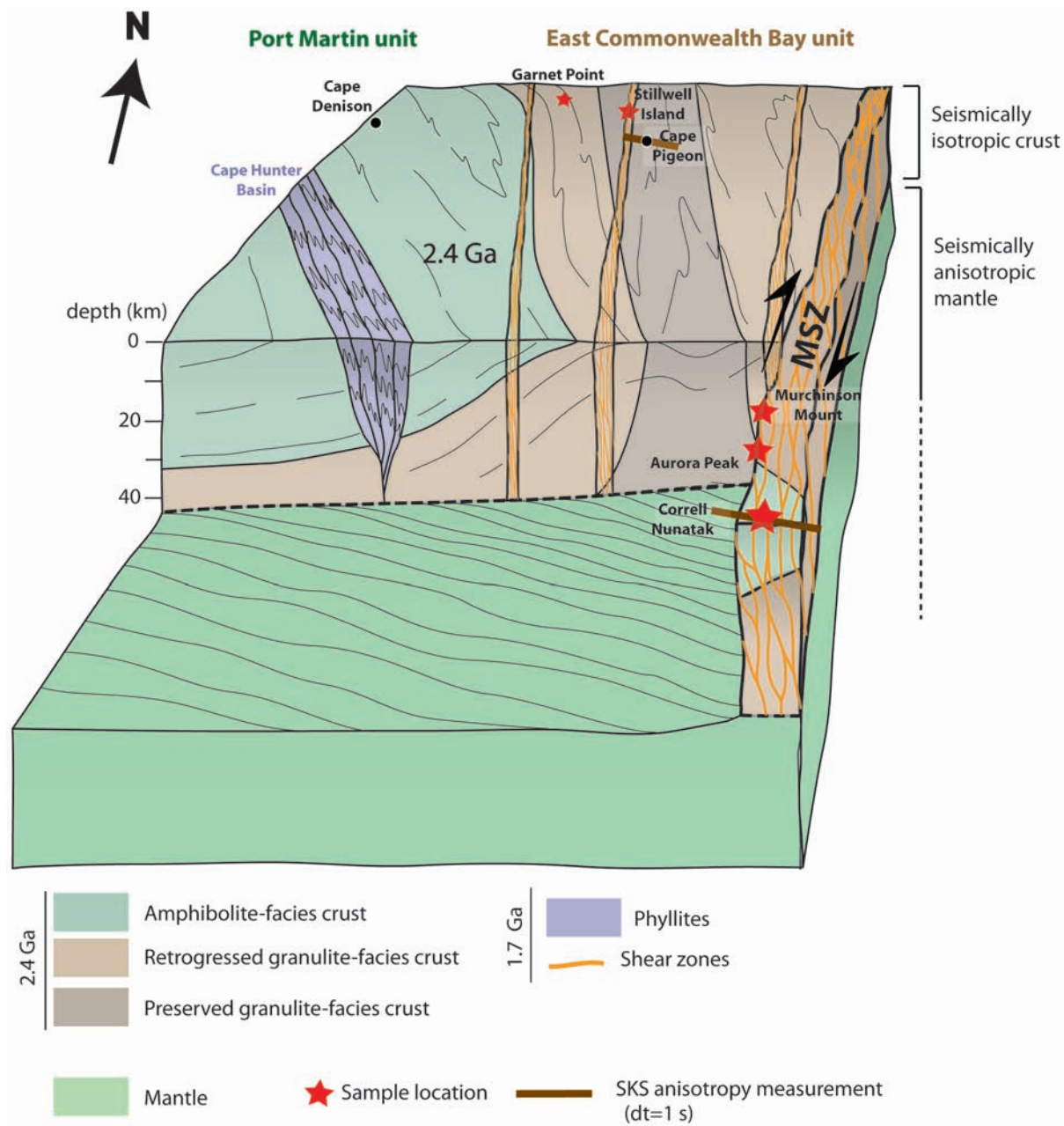


Figure 4.9 – Synthetic 3D-diagram including observed crustal structures and interpreted mantle structures from the seismological data (SKS anisotropy measurements) from LAMARQUE et al. (2015) and the seismic model of the crust from this study.

## 4.8 Conclusions

The study of amphibolite-to-greenschists-facies rocks sampled along the Paleoproterozoic Mertz shear zone, as well as the tectonic boudins of the Neoproterozoic granulite-facies domain in the Terre Adélie Craton allow us to look in detail at the deformation processes from a crystal to lithospheric scale. We have found the following:

(1) The Paleoproterozoic amphibolite-facies deformation is penetrative in the core of the MSZ (at Correll Nunatak). Elsewhere in the TAC, this deformation is more localized, forming narrow shear bands constituted of moderately to strongly deformed rocks. The transition between shear bands and tectonic boudins is sharp. The deformation in the MSZ predominantly occurred under simple shear strain regime.

(2) The Neoproterozoic granulite-facies deformation is preserved in tectonic boudins (unaffected by the MSZ deformation). This pervasive deformation is characterized by a gradient from weakly to strongly deformed samples, and a retrogression event characterized by marked stages of dynamic and static recrystallization. Pure shear is a strong component of the granulite-facies deformation, especially for moderately deformed samples.

(3) Both events involved plastic deformation processes. Mylonites forming the MSZ recorded dominant SGR with subordinate GBM processes at medium temperatures during simple shear. The granulite-facies boudins record predominant GBM with subordinate SGR at higher temperatures; followed by predominant SGR processes during retrogressive recrystallization.

(4) These processes led to the development of various CPO patterns of minerals:

- Quartz CPO related to the MSZ rocks are characterized by a single asymmetric girdle of [0001]-axes interpreted as resulting of the prismatic  $\langle a \rangle$  and rhomboidal  $\langle a \rangle$  slip systems activation in mylonite samples and prismatic  $\langle a \rangle$ , rhomboidal  $\langle a \rangle$  and basal  $\langle a \rangle$  slip systems activation in moderately deformed rocks. In the granulite rocks, mylonites are characterized by the activation of a prismatic  $\langle a \rangle$  (and rhomboidal  $\langle a \rangle$  for some samples) slip system with subsidiary activation of basal  $\langle a \rangle$  slip, probably related to retrogression. Moderately deformed samples have quartz CPO with a symmetric cross girdle form indicating activation of prismatic  $\langle a \rangle$ , rhomboidal  $\langle a \rangle$  and basal  $\langle a \rangle$  slip systems.

- Maxima densities of feldspar CPO are weak. This lack of strong crystallographic fabrics can be interpreted in terms of high temperature deformation. The clearest fabrics were observed in granulite-facies samples with evidence of a marked static recrystallization stage.

- Biotite show a well-marked CPO related to basal glide except for biotites that recrystallized during the retrogression of weakly deformed granulite-facies samples.

- Amphibole fabric measurements in samples from the MSZ suggest dislocation glide with activation of the dominant (100)[001] slip system.

- Orthopyroxene CPO are characterized by a "common" fabric related to the activation of the (100)[001] slip system in strongly deformed samples. In weakly deformed samples, affected by annealing processes, we observed an "uncommon" fabric characterized by (010) oriented parallel to the foliation plane and [001]-axes parallel to the lineation. Moderately deformed samples display a "composite" fabric that combines patterns from



the "common" and "uncommon" fabrics.

(5) Based on the seismic properties model, we highlight that the crust affected by the MSZ could be isotropic, in particular for the teleseismic S (or SKS) wave propagation. Consequently, all the seismic properties registered by the SKS-wave study of LAMARQUE et al. (2015) in various sites of the TAC are due to mantle deformation. There is no evidence of the MSZ extending downwards into the mantle as the mantle preferred orientation is homogenous beneath the entire TAC.

### Acknowledgements

This work was supported by the French Polar Institute (IPEV, Institut Paul Emile Victor) through the program ArLiTA (Architecture de la Lithosphère de Terre Adélie). ArLiTA also benefited of the support of the INSU-SYSTER program. We also want to thank Fabrice Barou (Université de Montpellier), Sergio Sao-Joao and Marilynne Mondon (Ecole des Mines de Saint-Etienne) for efficient support during EBSD acquisition. Thanks are due to Colette Alboussière and Chantal Perrache (Université Jean Monnet, Saint-Etienne) for the excellent quality of the analyzed thin sections. We thank also Andréa Tommasi, Fatna Kourime and Giulia Palazzin for discussions about CPO studied minerals. The constructive review by Shaocheng Ji was highly appreciated.

## 4.9 Les fabriques "non-communes" des orthopyroxènes du domaine granulitique : déformations et implications pour l'anisotropie sismique de la croûte inférieure

### 4.9.1 Introduction

Au cours de notre étude des microstructures de déformation des mylonites de la MSZ et des granulites du TAC, nous avons mis en évidence des fabriques cristallographiques "non-communes" dans les orthopyroxènes. Etant donné que ces minéraux constituent une phase silicatée majeure de la croûte profonde et du manteau de la Terre, il est nécessaire de comprendre leurs mécanismes intra-cristallins de déformation. En effet, l'analyse des mécanismes de déformation des minéraux majoritaires est une étape importante dans l'étude de la rhéologie de la lithosphère. Or, malgré leur abondance, les mécanismes de déformations des orthopyroxènes dans la croûte et dans le manteau restent très mal contraints. Le microscope électronique à transmission (MET) est le seul outil qui permet, à l'heure actuelle, d'identifier directement les systèmes de glissement activés dans des minéraux déformés naturellement ou expérimentalement (KOHLSTEDT et VANDER SANDE, 1973; NAZÉ et al., 1987; MANTHILAKE et al., 2013, pour l'orthopyroxène). Ces études montrent que lors de la déformation par fluage-dislocation, l'activation du système de glissement (100)[001] est très largement dominante, et peut-être associée à l'activation d'un ou plusieurs systèmes de glissement secondaire de type (010)[001], (100)[010] et/ou 210[001]. Cependant, la mise en œuvre des analyses menées au MET est relativement lourde, et ces études restent, de ce fait, assez rares.

#### 4.9. Les fabriques "non-communes" des orthopyroxènes

---

La mesure des orientations préférentielles de réseaux (OPR), grâce à l'analyse des images de diffraction des électrons rétrodiffusés (EBSD), apporte des informations complémentaires indirectes sur la déformation des matériaux étudiés. Les OPR des minéraux peuvent provenir de plusieurs processus physiques tels que la déformation plastique, la recristallisation dynamique ou statique (NICOLAS et POIRIER, 1976). MAINPRICE et NICOLAS (1989) ont montré qu'il existe un lien fort entre les OPR mesurés et l'activation des systèmes de glissement au cours de la déformation plastique. Ils ont étudié le lien entre les microstructures caractéristiques des mécanismes de fluage dislocation et les fabriques (ou OPR) des axes cristallographiques qui présentent de forts maxima de concentration. Ils en ont conclu que les fortes concentrations des axes cristallographiques coïncident avec des plans (ou des pôles de plans) de glissements dominants et qu'il y a donc un lien direct entre les OPR et le(s) système(s) de glissement(s) activé(s). Cependant, dans certains cas les OPR peuvent être dus à d'autres processus comme par exemple la diffusion ou la recristallisation statique (AUGENSTEIN et BURG, 2011). Dans la littérature, les mesures d'OPR sont largement dédiées aux phases les plus abondantes telles que l'olivine dans les péridotites (par exemple ZHANG et KARATO, 1995; TOMMASI et al., 1999; JUNG et KARATO, 2001). Dans les roches mantelliques, la plupart des études (e.g. FALUS et al., 2008; SOUSTELLE et al., 2010; SATSUKAWA et al., 2011; BAPTISTE et al., 2012) montrent des OPR d'orthopyroxènes caractérisées par l'axe [100] perpendiculaire à la foliation et l'axe [001] parallèle à la linéation, ce qui suggère l'activation du système de glissement (100)[001] au cours de la déformation. L'activation de ce système de glissement est en accord avec les mesures au MET lors de travaux précédemment citées. Ponctuellement, des OPR d'orthopyroxènes différentes ont été mises en évidence dans des roches de la croûte (BARRUOL et MAINPRICE, 1993a; JI et SALISBURY, 1993; EGYDIO-SILVA et al., 2002; LUND et al., 2006; RAIMBOURG et al., 2008), des péridotites (CHRISTENSEN et LUNDQUIST, 1982; VAUCHEZ et GARRIDO, 2001; TOMMASI et al., 2008; JUNG et al., 2010; BASCOU et al., 2011; BAPTISTE et al., 2012; FRETS et al., 2012) ainsi que dans des minéraux déformés de manière expérimentale (ROSS et NIELSEN, 1978; MANTHILAKE et al., 2013). Les raisons de ces variations d'OPR ne sont pas bien comprises et les modèles de déformation des orthopyroxènes restent mal contraints. Pour déformer un agrégat cristallin de façon homogène et cohérente, il est nécessaire que chaque cristal dispose de cinq systèmes de glissements indépendants (critères de Von Misès). Lorsque un minéral possède moins de cinq systèmes de glissement, la déformation sera complétée par d'autres mécanismes comme le "kinking" (NICOLAS, 1989). De nos jours seulement quatre systèmes de glissements ont été identifiés grâce au MET dans des orthopyroxènes (NAZÉ et al., 1987; MANTHILAKE et al., 2013). Il est donc indispensable de poursuivre l'étude des modes de déformation des orthopyroxènes grâce aux mesures d'OPR ainsi qu'aux analyses au MET lorsque cela est possible.

Dans cette partie est présentée une étude de la déformation des orthopyroxènes contenus dans des roches du faciès granulite de la croûte néo-archéenne du craton de Terre Adélie (TAC). Toutes les analyses EBSD (sauf deux) montrent clairement l'existence d'une fabrique "non-commune". Notre étude montre donc, pour la première fois, que cette fabrique est la principale développée dans des roches naturellement déformées. Pour d'autres minéraux tels que le quartz (JESSELL et LISTER, 1990; KRUHL et PETERNELL, 2002;

LAW, 2014) ou l'olivine (JUNG et KARATO, 2001; COUVY et al., 2004; KATAYAMA et KARATO, 2006; YANG et al., 2010), certains facteurs tels que la pression, la température, le taux de déformation, les concentrations en éléments chimiques ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ , et terres rares par exemple), la teneur en eau et les microstructures (agrégat ou dispersion des grains par exemple) sont déjà connus pour influencer le développement de fabriques. Nous avons essayé d'identifier des liens potentiels entre certains de ces facteurs et la présence de la fabrique d'orthopyroxène "non-commune" au sein des roches étudiées. En d'autres termes, nous avons cherché à savoir si des variations de température, de composition chimique, de teneur en eau et/ou de microstructures pouvaient être la cause du développement de ces fabriques "non-communes".

Enfin, nous avons modélisé les propriétés sismiques anisotropes d'une croûte continentale dont tous les orthopyroxènes seraient affectés par une fabrique non-commune afin d'évaluer l'impact de cette fabrique sur la propagation ou l'anisotropie des ondes sismiques. Les trois paragraphes suivants (Contexte géologique, Méthodes d'analyses et Résultats) ont été développés en détails dans le chapitre précédent. Nous rappelons ici de manière concise les éléments nécessaires à la compréhension de l'étude menée spécifiquement sur la déformation des orthopyroxènes.

### 4.9.2 Contexte géologique

Les échantillons étudiés proviennent du domaine néoarchéen du TAC constitué de roches métamorphisées dans le faciès granulite et qui affleure dans le secteur de East Commonwealth Bay. Ce domaine qui est limité à l'est par la zone de cisaillement du Mertz ( $146^\circ\text{E}$ ) présente à l'ouest une continuité tectonique avec les roches du faciès amphibolite du même âge à l'ouest. Il est principalement composé de paragneiss qui sont intrudés par des orthogneiss felsiques à mafiques. L'ensemble des gneiss est daté à 2.55-2.44 Ga (OLIVER et FANNING, 2002; DUCLAUX et al., 2008). Les conditions du pic métamorphique ont été estimées par PELLETIER (2001) à  $800^\circ\text{C}$  et 9 KBar sur la base d'analyses ponctuelles des équilibres chimiques entre les minéraux constituant les paragneiss (échantillon RPM98-144 notamment) grâce au logiciel THERMOCALC et à la base de données de HOLLAND et POWELL (1998). Au cours de cette étude, l'auteur a mis en évidence deux stades majeurs de déformation au sein du domaine granulitique : (i) un pic métamorphique en faciès granulite entre 2.55 et 2.44 Ga, et (ii) une rétro-morphose de ces roches en faciès amphibolite lors de leur remontée à 2.42 Ga (DUCLAUX et al., 2008). Le second stade est plus ou moins marqué selon les échantillons. Par la suite, l'activation synchrone à 1.7 Ga (DI VINCENZO et al., 2007; DUCLAUX et al., 2008) de la MSZ, de la zone de cisaillement de la Zélée, et d'un réseau anastomosé de zones de cisaillement pluri-centimétriques a affecté le domaine granulitique. Cependant, ces zones de cisaillement représentent des domaines très localisés et les boudins granulitiques n'ont pas été affectés et ont préservé les assemblages relatifs aux épisodes néoarchéens.

Notre étude de la déformation des orthopyroxènes est basée sur l'analyse de six échantillons du domaine granulitique. Cinq de ces échantillons proviennent du Nunatak Aurora à l'Est du domaine granulitique (RPM98-114, RPM98-118, RPM98-120, RPM98-122 et GD06-28) et le sixième (RPM98-166) provient de Cape Gray.

### 4.9.3 Méthodes analytiques

#### 4.9.3.1 Détermination du repère structural

Dans certains échantillons, la déformation étant faible, il était difficile de déterminer clairement le plan de foliation et la linéation par l'observation macroscopique. Cependant, il est indispensable de pouvoir replacer les OPR dans un repère structural clairement identifié afin de relier les mesures à la déformation. Nous avons donc procédé à des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) en complément des observations macroscopiques. Les mesures d'ASM ont été faites grâce au MFK1 Kappabridge (AGICO, Brno) installé à l'université de Saint-Etienne. Les mesures réalisées en champ faible ( $200 \text{ A.m}^{-1}$ ) nous ont permis de déterminer la direction des trois axes principaux  $K_1$ ,  $K_2$  et  $K_3$  (avec  $K_1 \leq K_2 \leq K_3$ ) de l'ellipsoïde d'ASM. Les axes  $K_1$  et  $K_3$  correspondent respectivement à la linéation magnétique et au pôle du plan de foliation magnétique. Nous avons effectué ces mesures dans des cubes dont l'une des faces a été coupée parallèlement à la lame mince correspondante, sur laquelle les analyses EBSD ont été effectuées. Dans les roches où la foliation et la linéation étaient clairement identifiables macroscopiquement, les mesures d'ASM ont montré des résultats concordants, ce qui permet de valider le bon accord entre foliation tectonique et foliation magnétique dans les gneiss étudiés. Ceci est aussi en accord avec les études réalisées dans d'autres roches métamorphiques (BORRA-DAILE et HENRY, 1997 ; EGYDIO-SILVA et al., 2005). Nous pouvons donc replacer les OPR de tous les échantillons dans un repère structural déterminé soit macroscopiquement, soit de manière indirecte par les mesures d'ASM (notamment pour la linéation).

#### 4.9.3.2 Analyses à la microsonde

Les analyses chimiques ont été effectuées pour déterminer la composition des orthopyroxènes à la microsonde CAMECA SX 100 de l'université de Clermont-Ferrand. Les huit éléments majeurs Si, Al, Mg, Fe, Ti, Mn, Ca, Na ont été analysés. Des standards naturels et synthétiques ont été utilisés pour calibrer les mesures : une forstérite pour les éléments Si et Mg, une fayalite pour Fe, un  $\text{Al}_2\text{O}_3$  pour Al, une wallastonite pour le Ca, une albite pour Na, et une pyrophanite ( $\text{MnTiO}_3$ ) pour les éléments Mn et Ti. Toutes les mesures sur les orthopyroxènes ont été faites de manière ponctuelle avec un faisceau d'environ  $1 \mu\text{m}$  (15 kV et 15 nA). Pour chaque grain, nous avons effectué entre deux et cinq mesures réparties entre les cœurs et les bordures. Les compositions moyennes ont été calculées avec au moins 10 mesures par échantillon.

#### 4.9.3.3 Mesures EBSD

Les mesures d'OPR ont été effectuées grâce à un microscope électronique à balayage (MEB) par l'analyse de la diffraction des électrons rétrodiffusés (Electron BackScatter Diffraction, EBSD). Les instruments utilisés sont des MEB de type JEOL JSM 5600 à l'université de Montpellier et JEOL JSM 6500F à l'école des Mines de Saint-Etienne. Les lames minces coupées perpendiculairement au plan de foliation et parallèlement à la linéation lorsque celle-ci était visible. Les conditions de travail caractéristiques sont : une tension à 17 kV et une distance de travail (WD) de 25 mm. L'indexation des images

d'électrons rétrodiffusés via le logiciel Channel 5 (HKL Technology, Danemark) a été réalisée en mode manuel (validation après chaque mesure de la solution proposée par le logiciel résultant de la comparaison entre l'image EBSD théorique et celle mesurée) ou automatiquement avec un pas de  $10\ \mu\text{m}$  généralement). De plus, l'indexation a été faite sur la base de 5 à 7 bandes de Kikuchi correspondantes à l'image EBSD (ou pattern) théorique. Les orientations cristallographiques sont mesurées avec une précision minimale de  $\pm 1^\circ$ .

Enfin, les OPR sont représentées par des figures de pôles projetées dans l'hémisphère inférieur (projection équiaire) dans la Figure 4.10. Lorsque le repère structural est clairement identifiable macroscopiquement, la linéation est représentée par l'axe X, la foliation par le plan (XY) représenté en trait plein, et le pôle du plan de foliation correspond à l'axe Z. Lorsque le repère structural a été déterminé par la mesure de l'ellipsoïde magnétique, la linéation est représentée par l'axe  $K_1$  (carré), la foliation par le plan ( $K_1K_2$ ) représenté en pointillés, et le pôle du plan de foliation correspond à l'axe  $K_3$ , représenté par un cercle (Cf Figure 4.10).

### 4.9.4 Pétrologie des échantillons

Les six échantillons présentés ici se différencient par leur taux de déformation. Nous distinguons les échantillons très déformés GD06-28 et RPM98-114, l'échantillon moyennement déformé RPM98-122 et les trois échantillons peu déformés RPM98-118, RPM98-120 et RPM98-166. Tous les échantillons proviennent du Nunatak Aurora à l'exception de RPM98-166 qui provient de Cape Gray. Les compositions modales indiquées ont été estimées grâce à l'acquisition automatique à l'EBSD ainsi que via l'analyse d'images à partir de photographies de lames minces.

L'échantillon GD06-28 contient du quartz (43%), des feldspaths plagioclases (40%), des feldspaths potassiques (4%), de l'orthopyroxène (12%) ainsi que des oxydes de type magnétite et ilménite (1%) et des phases accessoires telles que les sulfures, les zircons et quelques petites biotites associées aux orthopyroxènes. Cet échantillon est caractérisé par une déformation marquée et une alternance entre des niveaux riches en feldspaths et des rubans de quartz. Le quartz présent sous forme de rubans montre une extinction ondulante et des grains de taille variable entre 0,05 et 0,5 mm. Les rubans contiennent quelques grains individualisés qui présentent des contours irréguliers et lobés. Les feldspaths plagioclases et potassiques sont recristallisés et ont des formes équilibrées avec des angles à  $120^\circ$ . Leur taille est comprise entre 0,1 et 0,3 mm. L'orthopyroxène est présent dans toute la lame; entre les rubans de quartz, dans les niveaux à feldspaths ou entre le quartz et les feldspaths. Il forme des alignements de grains recristallisés (environ 0,05 mm) dans le plan de foliation. Certains agrégats préservent la forme du porphyroclaste dont ils sont issus. Nous pouvons encore observer quelques porphyroclastes mais ceux-ci ont été largement altérés et présentent des exsolutions de clinopyroxènes, une amphibolitisation et même une chloritisation pour certains. Les oxydes de type magnétite et ilménite sont étirés, alignés dans le plan de foliation et souvent associés aux orthopyroxènes. Une veine tardive de quartz et calcite recoupe l'ensemble de l'assemblage décrit.

L'échantillon RPM98-114 est très déformé. Il est composé d'un assemblage à feldspaths plagioclases (45%), feldspaths potassiques (5%), quartz (39%), orthopyroxène

#### 4.9. Les fabriques "non-communes" des orthopyroxènes

---

(5%), oxydes de type magnétite et ilménite (5%), biotite (< 1%) et grenat (< 1%). Nous observons également des phases accessoires telles que des sulfures et des zircons. L'orthopyroxène se présente sous la forme de porphyroclastes mesurant 0,1 à 0,2 mm parfois associés à quelques néoblastes. Ils ne semblent pas déformés plastiquement car ils ne présentent pas de "kink bands" mais les grains ont été partiellement amphibolitisés de manière tardive le long des plans de clivage et des fractures. La biotite (0,1 à 0,2 mm de long) constitue également une phase tardive qui a cristallisé lors de la déstabilisation de l'orthopyroxène. Les cristaux de grenat sont regroupés en amas. Ils ont des tailles importantes et sont étirés dans le plan de foliation. Le quartz se présente en grains individualisés avec des contours très irréguliers et lobés dont la taille varie entre 0,1 et 0,3 mm. Seuls quelques cristaux montrent une déformation plastique légère marquée par une faible extinction ondulante. Enfin, les feldspaths ont des tailles similaires au quartz et les plus gros présentent des macles polysynthétiques biseautées.

L'échantillon RPM98-122 est caractérisé par un taux de déformation plus modéré. Il est composé de quartz (51%), de plagioclases (26%) de feldspaths potassiques (3%), de grenat (14%), de biotite (3%), d'orthopyroxène (2%) et d'oxydes de Fe et Ti (magnétite et ilménite, < 1%). L'orthopyroxène apparaît en grains isolés de taille constante (0,1 à 0,2 mm) avec des bordures équilibrées qui ne semblent pas être affectés par une déformation plastique (pas de "kink bands"). On distingue quelques rares grains recristallisés. Les grains ont subi une légère amphibolitisation tardive le long de fractures. Deux générations de biotites sont observables dans cet échantillon : l'une constituée par des cristaux d'environ 0,2 mm de long alignés dans le plan de foliation, et l'autre constituée par de plus gros cristaux (environ 1 mm de long) non orientés qui sont associés au grenat et/ou à l'orthopyroxène. Le grenat est présent sous forme de porphyroclastes d'environ 0,5 à 1 mm. Les grains de quartz ont des contours lobés et une légère extinction ondulante. Ils sont agrégés et tendent à former des rubans. Les feldspaths sont tous regroupés en amas recristallisés caractérisés par des contours équilibrés avec des angles à 120°.

Les échantillons RPM98-166 (Cape Gray), RPM98-120 et RPM98-118 (Aurora) ont des compositions modales semblables et contiennent des feldspaths plagioclases (66-71%) et potassiques (3-13%), de l'orthopyroxène (15-16%), des oxydes de type magnétite et ilménite (3-5%) et de la biotite (1-5%). On distingue également du quartz, du clinopyroxène et de l'amphibole en très faible quantité (< 1%). Les phases accessoires sont principalement représentées par des sulfures, du zircon, de l'apatite et du spinelle. Les grains d'orthopyroxène sont arrondis et de taille variable entre 0,5 et 2 mm. Ils sont isolés ou regroupés en amas de 4-5 individus, généralement alignés dans le plan de foliation. Ils ne semblent pas être déformés de manière plastique (pas de "kink bands") et ne sont pas altérés mais sont fracturés à certains endroits. Des symplectites de biotite et quartz sont cristallisées tardivement à proximité des amas de cristaux d'orthopyroxène et dans leurs fractures. Les cristaux de biotite ne sont pas orientés et ont recristallisé tardivement avec le quartz et les oxydes à partir de la déstabilisation de l'orthopyroxène après le pic métamorphique. Les grains de plagioclase sont plus gros dans ces échantillons que dans ceux qui sont déformés. Ils mesurent près de 1 mm. La forme équilibrée des bordures de feldspaths avec des joints de grains montrant des angles à 120° suggère une importante recristallisation à haute température. Dans les échantillons RPM98-166 et RPM98-118,

on distingue très clairement deux générations de plagioclase avec des porphyroclastes et des néoblastes. Dans l'échantillon RPM98-166 les néoblastes sont équilibrés mais quelques porphyroclastes possèdent des bordures dentelées et des macles biseautées, ce qui suggère une déformation plastique par fluage dislocation. Les porphyroclastes de l'échantillon RPM98-118 ne montrent que très peu de signes de déformation par fluage-dislocation et les néoblastes sont très bien équilibrés. Enfin, l'échantillon RPM98-120 ne contient que très peu de néoblastes et aucun porphyroclaste ne montre de signe de déformation plastique.

### 4.9.5 Orientation préférentielles de réseau

Les OPR d'orthopyroxène sont présentées dans la Figure 4.10. Les deux échantillons très déformés GD06-28 et RPM98-114 ont une orientation préférentielle caractérisée par l'axe [100] orienté perpendiculairement au plan de foliation, l'axe [001] dirigé parallèlement à la linéation et l'axe [010] concentré autour de l'axe structural Y. L'OPR de l'échantillon modérément déformé RPM98-122 montre que les axes [001] sont nettement parallèles à la linéation, comme dans les échantillons précédents, mais les deux plans (100) et (010) tendent à s'orienter parallèlement au plan de foliation. Les échantillons faiblement déformés RPM98-166 et RPM98-120 ont une fabrique différente avec le plan (010) orienté parallèlement au plan de foliation magnétique, l'axe [001] dirigé parallèlement à la linéation magnétique et l'axe [100] concentré autour de  $K_2$ . Dans le dernier échantillon faiblement déformé RPM98-118, les plans (010) sont parallèles à la foliation comme dans les deux échantillons précédents. Cependant, les axes [001] sont orientés en guirlande dans le plan de foliation avec une concentration maximale proche de l'axe magnétique  $K_2$ . Les axes [100] ne semblent pas être orientés dans une direction en lien avec les structures magnétiques.

### 4.9.6 Discussion

Nous avons identifié trois OPR d'orthopyroxène différentes. Les deux échantillons très déformés ont des OPR similaires qui ont déjà été décrites dans de précédentes études pour des roches de la croûte (BARRUOL et MAINPRICE, 1993a; JI et al., 1993; EGYDIO-SILVA et al., 2002; LUND et al., 2006; KANAGAWA et al., 2008; RAIMBOURG et al., 2011). Cette fabrique est généralement interprétée comme résultant de processus de déformation plastique par fluage dislocation avec l'activation du système de glissement dominant (100)[001]. Dans la suite, nous désignerons cette OPR en tant que fabrique "classique". Dans les échantillons peu déformés, la fabrique observée est différente et très peu référencée. Ces échantillons sont caractérisés par des plans (010) orientés parallèlement à la foliation, des axes [001] parallèles à la linéation et des axes [100] parallèles à l'axe Y. Nous désignerons par la suite cette OPR en tant que fabrique "non-commune". Enfin, l'échantillon modérément déformé RPM98-122 a une fabrique que nous qualifierons de "composite" car elle semble résulter de l'association des fabriques "classiques" et "non-communes". L'objectif des paragraphes suivants est de déterminer dans quelles conditions la fabrique non-commune peut se développer. En effet, certains paramètres comme la température, la pression, la composition chimique, la teneur en eau ou l'agencement spatial

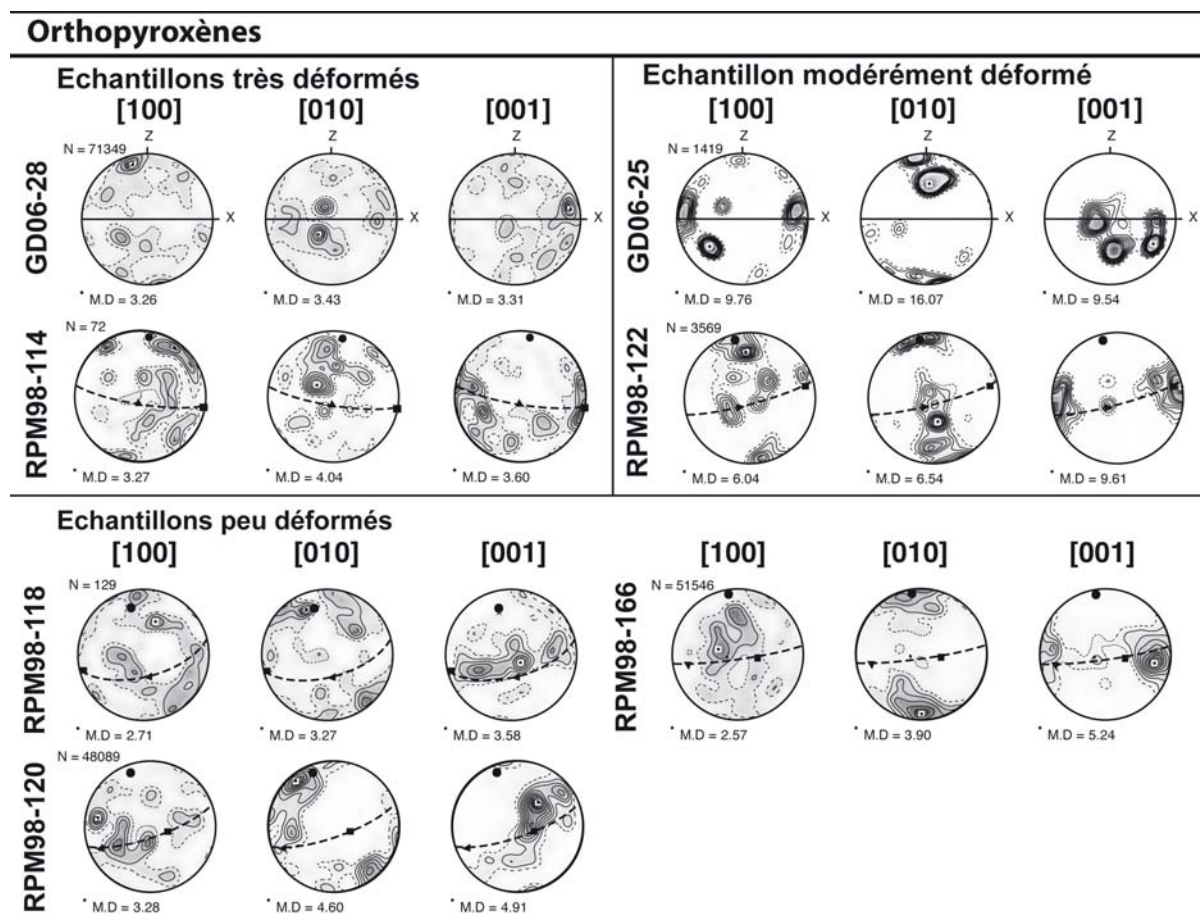


FIGURE 4.10 – OPR des cristaux d'orthopyroxène pour les échantillons très déformés, modérément déformés et peu déformés. Les OPR sont représentés dans l'hémisphère inférieure en projection équiaire. La foliation est marquée par une ligne noire quand elle est observée distinctement et par des pointillés lorsqu'elle est moins évidente. La linéation, lorsqu'elle est visible, est représentée par l'axe X. Quand la foliation et la linéation n'étaient pas identifiables, des mesures de foliation et de linéation magnétiques ont été effectuées. Dans ce cas, le carré, le triangle et le cercle représentent respectivement les axes  $K_1$  (linéation magnétique),  $K_2$  et  $K_3$  (pôle du plan de foliation magnétique). Les contours de densité sont dessinés entre 1 (pointillés) et le maximum de densité par pas de 0,5. N est le nombre d'analyses effectuées et M.D. le maximum de densité représenté par un petit carré.



Taux de déformation	Nom de l'échantillon	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	MnO	TiO <sub>2</sub>	CaO	Total
Très déformé	RPM98-114	49,57	4,14	17,65	27,9	0,35	0,07	0,08	99,76
Modérément déformé	RPM98-122	50,36	4,72	20,05	24,96	0,23	0,07	0,08	100,45
Peu déformé	RPM98-118	50,99	1,71	17,46	28,88	0,49	0,08	0,33	99,94
	RPM98-120	51,10	1,33	17,10	29,50	0,6	0,09	0,55	100,27
	RPM98-166	51,51	1,06	18,8	27,36	0,5	0,12	0,61	99,96

TABLE 4.2 – compositions chimiques en poids d'oxyde d'éléments majeurs des orthopyroxènes étudiés

des grains sont connus pour influencer les OPR d'autres phases telles que l'olivine par exemple (JUNG et KARATO, 2001 ; COUVY et al., 2004 ; KATAYAMA et KARATO, 2006). Nous testerons ici les variations de composition chimique, de température et d'agencement spatial des grains au sein de nos échantillons. Afin d'étoffer notre discussion, nous avons reporté dans la Figure 4.11 les données bibliographiques concernant la déformation des orthopyroxènes au sein de la croûte, qui implique les trois types de fabriques identifiées au sein de nos échantillons.

### 4.9.6.1 Composition chimique

L'une des premières études qui a mis en évidence l'existence d'une fabrique d'orthopyroxène "non-commune" similaire à celle observée dans les échantillons peu déformés du TAC, a été menée par STEUTEN et VAN ROERMUND (1989) dans des péridotites alpines. Grâce à des mesures à la platine universelle associées à des observations au MET, les auteurs ont montré que le système de glissement (010)[001] peut être activé en tant que système secondaire, en association avec le système dominant (100)[001]. Les auteurs ont décrit les minéraux étudiés comme des orthopyroxènes riches en magnésium mais n'ont pas établi de lien direct entre leur composition chimique et l'activation du système de glissement secondaire responsable de la fabrique non-commune. Plus récemment, MANTHILAKE et al. (2013) ont mis en évidence les effets de variations de teneur en aluminium et en eau sur l'activation des systèmes de glissements au sein de cristaux d'orthopyroxène déformés expérimentalement. Ils ont montré, pour des conditions de laboratoire ( $P=1,5$  GPa et  $T=1100^{\circ}\text{C}$ ), que la fabrique "non-commune" se développe lorsque la teneur en aluminium augmente (entre 3 et 11 %) dans des enstatites anhydres. A contrario, les enstatites pures (totalement dépourvue d'aluminium) ainsi que celles riches en aluminium et en eau développent une fabrique "classique" associée à l'activation dominante du système de glissement (100)[001] observé par ailleurs au MET par les auteurs.

Nous avons analysé les compositions chimiques de l'orthopyroxène dans nos différents échantillons. Les résultats sont présentés dans le Tableau 4.2. La variation chimique la plus frappante concerne la teneur en aluminium. En effet, les échantillons qui contiennent le plus d'aluminium ( $> 4\%$ ) sont ceux qui présentent des fabriques "classiques" et "composites" alors que les échantillons caractérisés par une fabrique "non-commune" contiennent moins d'aluminium ( $< 2\%$ ). Ceci ne semble pas correspondre aux résultats de MANTHI-

#### 4.9. Les fabriques "non-communes" des orthopyroxènes

Nom de l'échantillon	Type de roche	Conditions P-T	Texture	% d'opx	Répartition spatiale des grains d'opx	Taille et forme des grains d'opx	Microstructures des grains d'opx	FeO/MgO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%wt) ou nature des opx	Fabrique
<u>Barruol and Mairprice, 1993</u>									
87VS26	Gabbro cisailé		Porphyroclastique	20	Agrégés en rubans	étrés - 4mm de long	Qqes rec.	enstatite	classique
87VS31	Stronalite		Porphyroclastique	25	-	un peu étrés - jusqu'à 2mm	-	enstatite	composite
87MA188	Diorite		Heterogramulaire	7	-	-	-	enstatite	composite
<u>Ji et al., 1993</u>									
J152	Pyroxenite mylonitique	860°C		28,6	Matric à opx-cpx avec quelques amp.	0,05 à 0,10 mm	Kink-bands	ferrosilite	classique
J324	Granulite mafique mylonitique	830°C		10,3	Agrégés dans des niveaux à opx-cpx		-kink bands -rec	hypersthene	non-commune
<u>Egydio-Silva et al., 2002</u>									
RB607	Granulite mylonitique	730°C 500 MPa			alignés	les plus gros sont étrés 0,05 à 0,09 mm	déformation faible	28,1/18,1/ 2,1 31,2/15,8/ 1,2 30,2/16,6/ 0,8	composite
<u>Lund et al., 2006</u>									
DN33	Granulite	1000 °C 8-10 kbar		30	agregés dans des niveaux à opx isolés ou en amas de 4-5 individus	étrés		17,6/24,5/ 6,1	classique
DN38	Granulite felsique	1000 °C 8-10 kbar		30		étrés		17/24/9,4	non-commune
<u>Kanagawa et al., 2008</u>									
GbM	Gabbro mylonitique		porphyroclastique	10,5	isolés dans une matrice à pl.	0,8mm	extinction ondulante- no rec.		classique
GbUM	Gabbro ultra-mylonitique		porphyroclastique	4	isolés dans un matrice à pl-opx-cpx-amph-bt-ill	étrés 0,6mm			classique
<u>Raimbourg et al., 2011</u>									
-	Gabbros mylonitiques	800-900°C 6-7 kbar			isolés dans une matrice à pl.	étrés - jusqu'à qqes mm	Porphyroclastes avec qqes rec.	enstatite	classique

FIGURE 4.11 – Récapitulatif de l'ensemble des orthopyroxènes dont les fabriques "classiques", "composites", et "non-communes" telles que définie dans ce chapitre ont été mesurées à l'EBSD et qui proviennent d'échantillons de la croûte (continentale ou océanique).

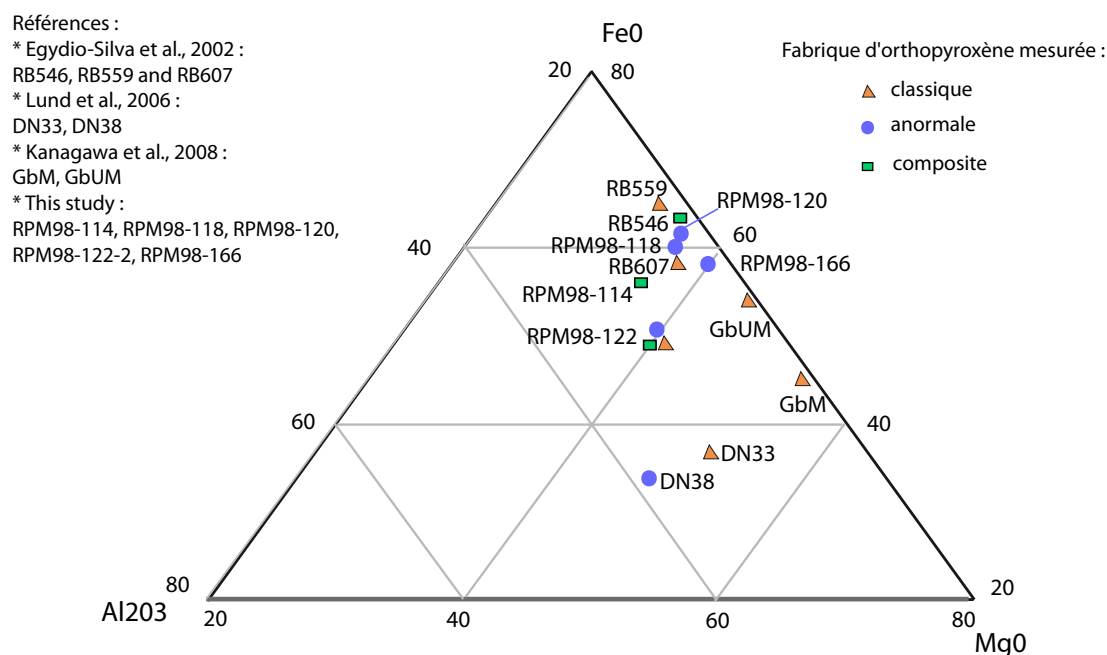


FIGURE 4.12 – Compilation de compositions chimiques mesurées dans l'orthopyroxène d'échantillons de diverses provenances. Représentation dans un diagramme ternaire  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO}$ . Les symboles correspondent aux fabriques mesurées dans ces minéraux.

LAKE et al. (2013) mais il est difficile de conclure avec les seules données de teneur en Al car l'hypothèse de ces auteurs repose sur des variations conjointes de teneurs en aluminium et en eau. Nous avons donc essayé de mesurer la quantité d'eau dans les orthopyroxènes. Cependant, toutes nos tentatives de mesures par spectroscopie infrarouge (FTIR) ont été vaines jusqu'ici car les échantillons avec une fabrication "classique" présentent des grains de petites tailles, et les orthopyroxènes avec une fabrication "non-commune" contiennent beaucoup d'inclusions. Il est donc très difficile d'obtenir une fenêtre "propre" afin de mesurer uniquement l'eau des minéraux étudiés (et non celle des inclusions ou des autres phases). Nous espérons pouvoir effectuer des mesures par spectrométrie Raman prochainement.

Afin de mieux tester l'influence du magnésium et de l'aluminium dans la déformation des orthopyroxènes de la croûte continentale inférieure, nous avons également synthétisé l'ensemble des données disponibles dans la littérature. La Figure 4.12 présente la composition des orthopyroxènes répertoriés dans un diagramme ternaire  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO}$ . Il n'est pas possible de mettre en évidence un lien direct entre composition chimique et les variations des fabriques cristallographiques d'orthopyroxène grâce à cette figure. Il est donc nécessaire de poursuivre les investigations et de coupler de manière plus systématique des analyses chimiques aux mesures EBSD.

### 4.9.6.2 Conditions de température

Les études menées au MET par NAZÉ et al. (1987) sur des orthopyroxènes naturels et artificiels ainsi que par ROSS et NIELSEN (1978) sur des enstatites poly-cristallines

## 4.9. Les fabriques "non-communes" des orthopyroxènes

---

hydratées et expérimentalement déformées ont permis de conclure que l'activation du système de glissement (010)[001] se fait à plus haute température et avec des taux de déformation plus importants que pour le système de glissement (100)[001]. Cependant, les données de la littérature montrent que ces systèmes peuvent être tous deux activés dans un large champ de conditions de pressions et de températures. Par ailleurs, lorsque la fabrique "non-commune" est observée elle est généralement associée à la fabrique "classique" et peut donc se développer dans les mêmes conditions. La Figure 4.11 référence l'ensemble des études concernant la déformation des orthopyroxènes dans la croûte. Les deux fabriques ont été mesurées dans des roches déformées à environ 850°C par JI et al. (1993), à environ 730°C et 5 Kbar par EGYDIO-SILVA et al. (2002), à environ 1000°C et 8 à 10 Kbar par LUND et al. (2006) et à environ 950°C et 8 Kbar dans cette étude. Le fait que les deux types de fabriques aient été mesurées dans des échantillons provenant du même site, et dans une large gamme de conditions de déformation, nous permet d'exclure la température en tant que facteur principal pour expliquer les variations de fabriques.

### 4.9.6.3 Microstructures

Lors de leur étude microstructurale, LUND et al. (2006) ont observé que la fabrique "non-commune" se développait préférentiellement dans des grains d'orthopyroxène isolés dans une matrice quartzo-feldspathique tandis que la fabrique "classique" était mesurée au sein d'agrégats d'orthopyroxène. Les auteurs ont interprété les fabriques comme révélant l'activation de systèmes de glissements différents, à savoir, (100)[001] pour la fabrique classique et (010)[001] pour la fabrique "non-commune". D'après leur étude, le système de glissement peu commun est activé lorsque les contraintes appliquées aux limites des grains d'orthopyroxène sont élevées, notamment dans le cas où ces grains sont isolés dans une matrice quartzo-feldspathique. Il est cependant à noter qu'il n'y a pas eu d'observation au MET dans cette étude pour confirmer l'activation du système de glissement (010)[001].

Dans nos échantillons, nous avons mesuré la fabrique "non-commune" dans les échantillons RPM98-118, RPM98-120 et RPM98-166 qui contiennent effectivement des grains isolés ou regroupés en petits amas. Par ailleurs, l'échantillon GD06-28 qui contient des bandes de porphyroclastes et de néoblastes est caractérisé par une fabrique classique. Ces deux observations correspondent à celles effectuées par LUND et al. (2006). L'hypothèse de ces auteurs pourrait expliquer la variation des fabriques observées dans ces quatre échantillons. Cependant, les échantillons RPM98-114 et RPM98-122 ne suivent pas cette logique car ils contiennent tous les deux des grains isolés d'orthopyroxène présentant des fabriques "classiques" et "composites". Dans la littérature, certaines études ont mis en évidence d'autres résultats en contradiction avec l'hypothèse du différentiel de contrainte aux limites. Par exemple, JI et al. (1993) ont mesuré des fabriques "non-communes" dans des bandes composées d'ortho- et de clinopyroxène, entourées par des niveaux à plagioclases. De même, RAIMBOURG et al. (2011) ont mis en évidence que, dans un gabbro mylonitique, des grains isolés d'orthopyroxène dans une matrice de plagioclases pouvaient présenter une fabrique "classique".

Dans nos échantillons, la principale différence entre ceux qui ont une fabrique "classique" et une fabrique "non-commune" concerne les microstructures. En effet, les échantillons RPM98-118, RPM98-120 et RPM98-166 au sein desquels la fabrique "non-

commune” a été mise en évidence présentent des microstructures qui amènent à penser qu’ils ont subi une étape importante de recristallisation statique. Ils sont caractérisés par des minéraux sans (ou avec très peu) signes de déformation plastique et parfaitement ré-équilibrés (joints de grain agencés avec des angles à 120° dans les feldspaths). A contrario, les échantillons RPM98-114 et GD06-28 (avec une fabrique classique) ont des textures mylonitiques où la foliation et la linéation sont très bien marquées et où les minéraux montrent des signes évidents de déformation plastique importante et de recristallisation dynamique, parfois accompagnées par de la diffusion. L’échantillon RPM98-122, caractérisé par une fabrique composite, est plus difficile à interpréter. Il est, en effet, caractérisé par une texture de déformation importante mais non mylonitique. La plupart des minéraux sont déformés par fluage dislocation mais certaines zones riches en plagioclase et contenant quelques grains d’orthopyroxène ne présentent pas de signes de déformation plastique. Ces zones ont soit atteint un stade extrême de rééquilibration par déformation plastique, soit subi une recristallisation statique importante. Il semble donc, a priori, que la fabrique ”non-commune” pourrait être liée aux processus de recristallisation statique, mais une plus large investigation est nécessaire avant de pouvoir réellement appuyer cette hypothèse comme par exemple des mesures au MET.

## 4.9.7 Conséquences pour les propriétés sismiques

### 4.9.7.1 Méthodes de modélisation

Lorsqu’une onde sismique traverse un cristal, la contrainte exercée  $\sigma_{ij}$  engendre une déformation élastique et donc réversible  $\varepsilon_{kl}$  d’après la loi de Hooke (1678) :

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} * \varepsilon_{kl}$$

avec :  $C_{ijkl}$ , le tenseur des constantes de rigidité élastique. Les entiers  $i, j, k$  et  $l$  peuvent prendre les valeurs 1, 2 ou 3. Ainsi, les coefficients de rigidité élastique sont donc au nombre de  $3^4 = 81$ . Cependant, du fait de propriétés de symétrie entre le tenseur des contraintes et des déformations ( $C_{ijkl} = C_{jikl} = C_{jlik} = C_{ijlk}$ ), les coefficients de rigidité élastique peuvent donc être représentés sur une matrice 6x6 de la forme :

$$\begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ C_{41} & C_{42} & C_{43} & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ C_{51} & C_{52} & C_{53} & C_{54} & C_{55} & C_{56} \\ C_{61} & C_{62} & C_{63} & C_{64} & C_{65} & C_{66} \end{pmatrix}$$

En fonction des symétries que comporte le réseau cristallin de la phase étudiée, il existe un certain nombre de relations entre les coefficients et de simplifications. NYE (1972) récapitule l’ensemble des propriétés des tenseurs élastiques pour les différents degrés de symétrie du milieu. Par exemple, un minéral orthorhombique tel que l’orthopyroxène n’est caractérisé que par 9 coefficients indépendants de rigidité élastique. Chacune de ces constantes d’élasticité est dépendante des conditions de pression et de température.

## 4.9. Les fabriques "non-communes" des orthopyroxènes

La matrice moyenne des coefficients de rigidité élastique de la roche est ensuite calculée de la manière suivante :

$$C_{ij}moy = \sum_i^S F_S \sum_i^{N_S} \frac{C_{ij}}{N_S}$$

avec :

$S$  le nombre de phases

$N_S$  le nombre de cristaux par phase

$F_S$  la fraction volumique de la phase  $S$

$C_{ij}$  la matrice des coefficients de rigidité élastique du  $N^{ième}$  grain de la famille  $S$ , en fonction de l'orientation du grain dans le repère structural.

Les différentes vitesses de propagation des ondes élastiques à travers une roche sont ensuite obtenues grâce à l'équation de Christoffel :

$$Det|C_{ijkl}X_iX_j\delta_{ih}\rho V^2| = 0$$

avec :

$\rho$ , la densité du milieu  $V$  la vitesse de l'onde traversant le milieu dans une direction donnée  $\delta$ , le Delta de Kronecker  $X_iX_j$  Les cosinus directeurs de la direction de propagation de l'onde.

Ainsi, pour modéliser l'anisotropie sismique d'une roche, ils convient de connaître pour chaque phase la matrice des coefficients de rigidité élastique ainsi que l'OPR déterminée grâce aux mesures à l'EBSD. Cela permet d'évaluer l'anisotropie sismique de chaque agrégat monocristallin. En déterminant ensuite la fraction volumique de chaque phase, il est possible de modéliser l'anisotropie sismique globale de la roche, comme présenté dans la Figure 4.13.

### 4.9.7.2 Application à l'étude de l'impact des fabriques d'orthopyroxène sur les propriétés sismiques de la croûte inférieure.

Afin d'évaluer l'impact des variations de fabriques d'orthopyroxène sur l'anisotropie sismique de la croûte continentale inférieure, nous avons modélisé les propriétés sismiques de différentes roches métamorphisées dans les conditions du faciès granulite. Les modélisations ont été effectuées à partir de plusieurs compositions modales, des OPR mesurées et des constantes élastiques et des densités des cristaux en utilisant le logiciel développé par MAINPRICE (1990). Les paramètres d'entrée sont les suivants :

(1) les compositions modales de 4 types de granulites représentatives définies par WEISS et al. (1999) et références incluses (Tableau 4.3). Ces granulites ont des compositions felsiques, intermédiaires, mafiques sans grenat et mafiques avec grenat, ce qui nous a permis de tester l'influence des variations de fabriques d'orthopyroxène pour une large gamme de compositions chimiques dans la croûte inférieure.

(2) les mesures d'OPR effectuées à l'EBSD qui sont les plus couramment référencées dans la littérature. Nous avons choisi les OPR de l'échantillon RPM98-122 pour la biotite, de l'échantillon RPM98-114 pour le quartz, de l'échantillon RPM98-120 pour les feldspaths (plagioclases et K-feldspaths) et la fabrique "non-commune" d'orthopyroxène et de l'échantillon GD06-28 pour la fabrique "classique" d'orthopyroxène. Pour les minéraux

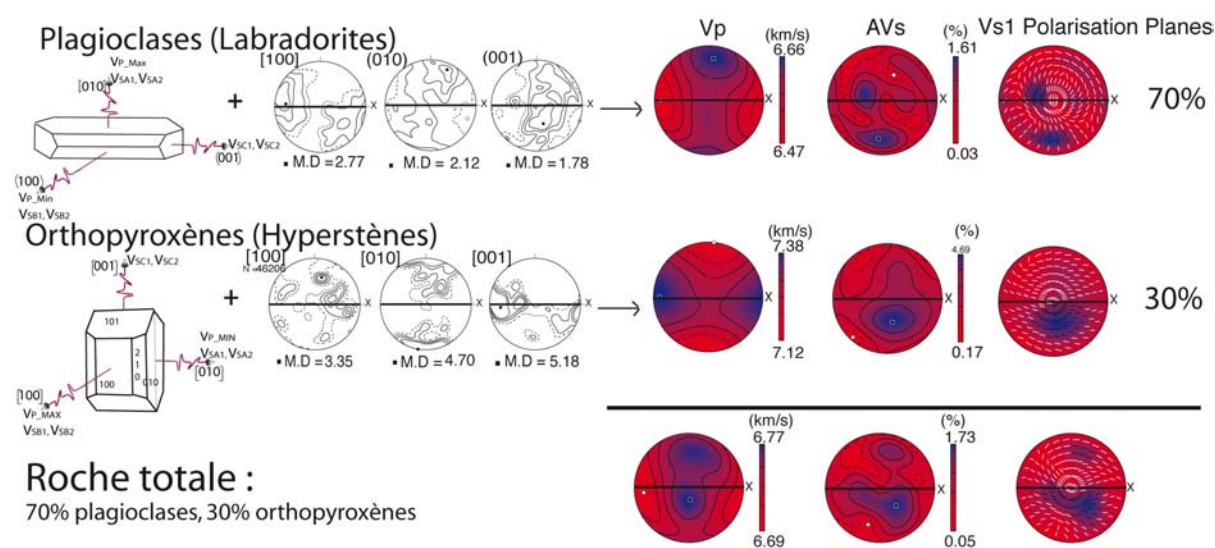


FIGURE 4.13 – Schéma de la modélisation de l’anisotropie sismique à partir des propriétés intrinsèques des monocristaux et des orientations cristallographiques préférentielles des agrégats monophasés, et en prenant en compte les proportions modales de la roche. Exemple d’un gabbro composé à 70 % de plagioclase et à 30 % d’orthopyroxène

qui ne sont pas présent dans les granulites de Terre Adélie que nous avons étudiées, nous avons choisi d’autres échantillons dont les OPR sont classiquement référencés dans la littérature. L’OPR d’amphibole provient de l’échantillon GD06-12 (Correll, Terre Adélie Craton) et l’OPR de clinopyroxène est celui de l’échantillon G4129 (Mont Viso, BASCOU et al. (2011)). Les oxydes et grenats sont considérés comme isotropes. Afin de comparer l’impact des fabriques d’orthopyroxènes, les OPR ”classiques” et ”non-communes” ont été choisies avec un Jindex similaire.

(3) les constantes élastiques des monocristaux et leur densité qui proviennent des études de ALEKSANDROV et al. (1974) pour les plagioclases, de ALEKSANDROV et RYZHOVA (1962) pour les K-feldspaths, COLLINS et BROWN (1998) pour le clinopyroxène, ALEKSANDROV et RYZHOVA (1961) pour l’amphibole et la biotite, LI et al. (1995) pour les oxydes (de type spinelle) et BABUSKA et al. (1978) pour le grenat. Enfin, pour l’orthopyroxène qui est ici un hyperstène (Tableau 4.2), nous avons calculé la moyenne des constantes élastiques de l’orthoferrosillite (BASS et WEIDNER, 1984) et de l’orthoestatite (WEIDNER et al., 1978).

### 4.9.7.3 Résultats

Les calculs des propriétés sismiques réalisés pour les granulites de type felsique, intermédiaire et mafique sans grenat ne font pas ressortir de réelles différences d’anisotropie liées à la fabrique de l’orthopyroxène. Par contre, dans les granulites mafiques contenant du grenat, la fabrique de l’orthopyroxène influence la propagation des ondes sismiques (Figure 4.14). Cette variation est visible lorsque l’on considère que 100 % des pyroxènes sont de l’orthopyroxène (55 % d’orthopyroxène dans la roche) et lorsque l’on considère

## 4.9. Les fabriques "non-communes" des orthopyroxènes

	Granulite felsique	Granulite intermédiaire	Granulite mafique (sans grenat)	Granulite mafique (avec grenat)
Quartz	25	4		
Biotite	2			
Amphibole	7	4	53	
Orthopyroxène	6	3	11	55
Clinopyroxène	2.5	3		
K-feldspaths		48		
Plagioclases	47	28	34	30
Oxides	0.5	6		8
Grenats	10	4	2	7

TABLE 4.3 – Compositions minéralogiques de 4 types de granulites définis par WEISS et al. (1999).

que les pyroxènes sont à 50 % de l'orthopyroxène et à 50 % du clinopyroxène (27,5 % d'orthopyroxène dans la roche). Dans les deux cas, la vitesse maximale de propagation des ondes P ( $V_{p_{max}}$ ) et l'anisotropie maximale des ondes S ( $AV_{s_{max}}$ ) sont orientées dans une direction proche de celle de l'axe Z lorsque le calcul prend en compte la fabrique "classique" d'orthopyroxène. Les deux paramètres  $V_{p_{max}}$  et  $AV_{s_{max}}$  tendent à s'orienter proche de l'axe Y lorsque la fabrique "non-commune" se développe. Cependant, l'effet des variations des fabriques d'orthopyroxène est limité car l'anisotropie sismique des ondes P et S reste faible (entre 1,5 et 2 %). De manière plus générale, les fabriques de l'orthopyroxène n'ont donc que très peu d'influence sur la propagation des ondes sismiques dans la croûte continentale car leur effet ne se fait ressentir que dans un seul type de roche granulitique pour lequel l'anisotropie sismique engendrée est faible.

### 4.9.8 Conclusion et perspectives

La déformation des cristaux d'orthopyroxène au sein de la croûte continentale inférieure a été investiguée dans cette partie. Des fabriques "non-communes" ont été mesurées au sein d'échantillons largement recristallisés et présentant très peu (ou pas) de signes de déformation plastique. Ces fabriques "non-communes" ne se retrouvent pas dans les échantillons mylonitiques qui présentent des fabriques classiques plus largement référencées. La présence de ces fabriques "non-communes" n'a pas pu être directement liée à des variations de compositions chimiques des phases déformées ou de température de déformation. Il semble a priori que la présence des fabriques "non-communes" soit liée à une microstructure particulière suggérant des processus de recristallisation statique à haute température. Des études complémentaires sont nécessaires pour étayer cette conclusion. Nous proposons ici quelques pistes de recherche afin de poursuivre cette étude :

(1) au sein de nos échantillons, la mesure des concentrations d'eau dans l'orthopyroxène permettrait de tester l'influence des variations conjointes de  $Al_2O_3$  et  $H_2O$  proposée par MANTHILAKE et al. (2013). Ces mesures devront être faites par spectroscopie Raman afin de nous affranchir des difficultés d'analyse au FTIR engendrées par les nombreuses



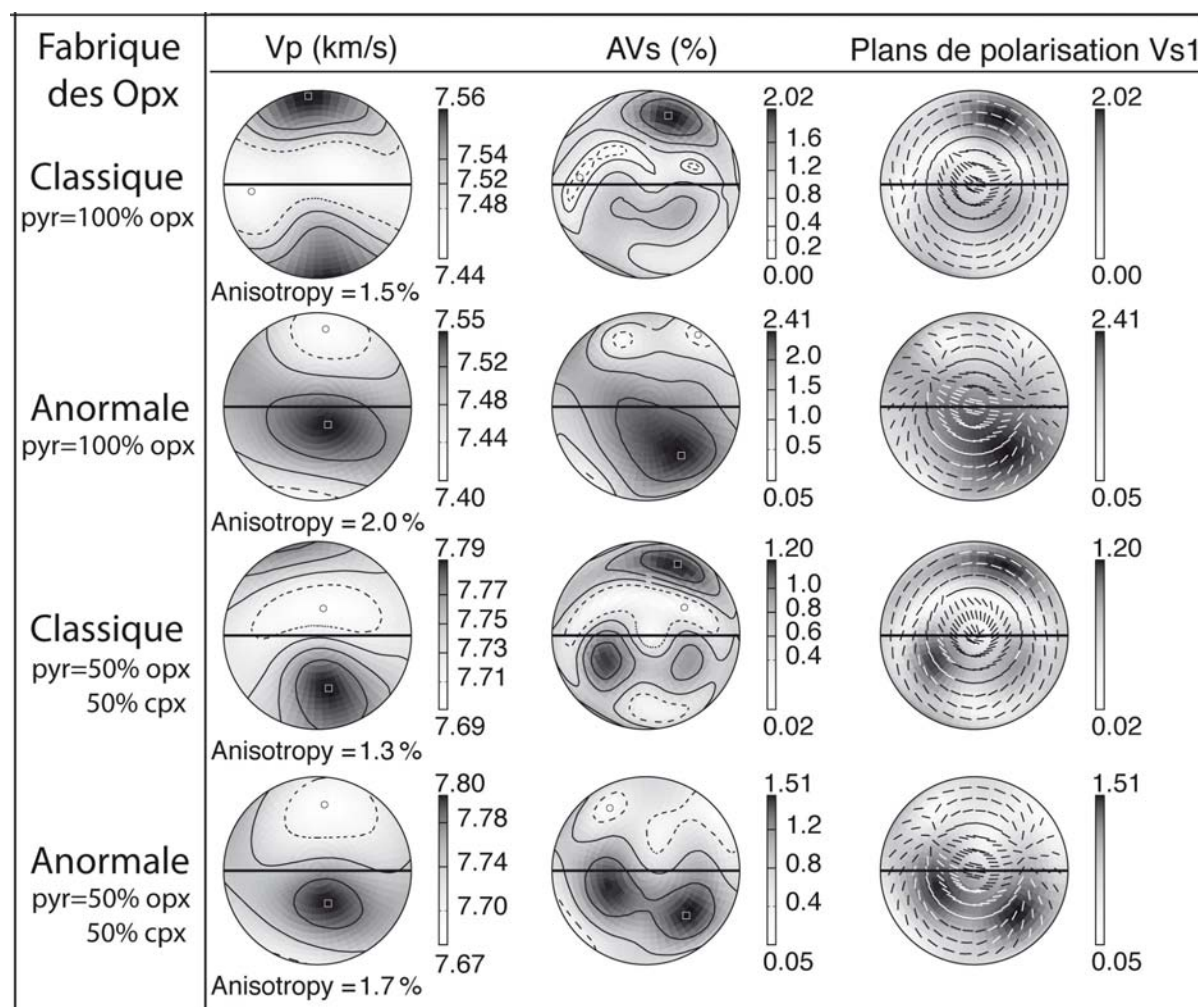


FIGURE 4.14 – Propriétés sismiques modélisées pour une roche de type granulite mafique avec grenat (cf Tableau 4.3). Projection équiaire dans l'hémisphère inférieur. La ligne noire représente la foliation (plan (XY)) et la linéation (X) est considérée horizontale. De droite à gauche, les propriétés sismiques représentées sont : VP, les vitesses des ondes P en  $\text{km.s}^{-1}$ ; AVs, l'anisotropie des ondes S (en %) et la direction du plan de polarisation de l'onde rapide  $S_1$ . L'anisotropie des ondes S (AVs) est définie pour une direction spécifique comme égale à  $100 \cdot (V_{s1} - V_{s2}) / [(V_{s1} + V_{s2}) / 2]$  où  $V_{s1}$  et  $V_{s2}$  sont les vitesses des ondes rapides ( $S_1$ ) et lentes ( $S_2$ ). Les propriétés sismiques sont calculées pour des granulites dont l'ensemble des pyroxènes sont de l'orthopyroxène (pyr = 100 % opx) ayant une fabrique "classique", pour des granulites dont l'ensemble des pyroxènes sont de l'orthopyroxène avec une fabrique "non-commune", pour des granulites contenant les deux types de pyroxènes (pyr = 50 % opx, 50 % cpx) et dont l'orthopyroxène a une fabrique classique, et enfin pour des granulites contenant les deux types de pyroxènes (pyr = 50 % opx, 50 % cpx) et dont l'orthopyroxène a une fabrique "non-commune".

#### 4.9. Les fabriques "non-communes" des orthopyroxènes

---

inclusions dans les orthopyroxènes.

(2) des analyses au MET dans les échantillons où la fabrique "non-commune" a été mesurée nous permettrait de savoir si celle-ci correspond à l'activation d'un ou plusieurs système(s) de glissement, et si oui lesquels.

(3) une analyse plus systématique des compositions chimiques et des conditions de déformation (température et pression) pourra être menée lors de prochaines études sur la déformation des cristaux d'orthopyroxène dans d'autres échantillons.

(4) des études expérimentales pourront être menées pour tester l'influence de la composition chimique et de la température ainsi que de la recristallisation statique. Cette étude a été menée dans des granulites continentales mais la fabrique "non-commune" a également été identifiée dans des péridotites mantelliques en tant que fabrique secondaire (CHRISTENSEN et LUNDQUIST, 1982; VAUCHEZ et GARRIDO, 2001; TOMMASI et al., 2008; JUNG et al., 2010; BASCOU et al., 2011; BAPTISTE et al., 2012; FRETS et al., 2012). Il sera donc nécessaire dans le futur d'élargir cette réflexion sur la déformation des cristaux d'orthopyroxène afin de mieux contraindre la rhéologie du manteau.



# Crustal and mantle structure beneath the Terre Adélie Craton, East Antarctica : insights from receiver function and seismic anisotropy

## Sommaire

<b>5.1</b>	<b>Résumé</b> . . . . .	<b>99</b>
<b>5.2</b>	<b>Article</b> . . . . .	<b>100</b>

Ce chapitre présente l'étude des structures crustale lithosphérique du craton de Terre Adélie et de la zone de cisaillement du Mertz grâce à une approche géophysique. Le chapitre est composé d'un résumé en français et d'un article publié dans la revue *Geophysical Journal International* en février 2015. L'article intitulé "Crustal and mantle structure beneath the Terre Adélie Craton, East Antarctica : insights from receiver function and seismic anisotropy" a fait l'objet d'une collaboration avec Guilhem Barruol, Fabrice Fontaine, Jérôme Bascou et René-Pierre Ménot.

## 5.1 Résumé

A la faveur du programme IPEV-Arlita et de l'INSU, un réseau temporaire de quatre stations sismologiques larges-bandes a été déployé entre octobre 2009 et octobre 2011 afin d'imager les différentes unités tectoniques qui composent la lithosphère de Terre Adélie et de l'est de George V Land. Cette étude a eu pour but d'étudier :

- la structure crustale et la profondeur de la discontinuité de Mohorovičić au dessous de chaque station sismologique, ainsi que les variations d'épaisseurs crustales entre les différents blocs tectoniques qui composent le craton de Terre Adélie et le domaine d'âge Paléozoïque situé à l'Est de la zone de cisaillement du Mertz ;
- l'anisotropie sismique du manteau supérieur qui peut être corrélée à de grands épisodes de déformation, à savoir les orogénèses successives d'âge Néoarchéen et Paléoproterozoïque, le rifting de l'océan Austral datant du Crétacé, ou le flux asthénosphérique actuel lié au déplacement des plaques tectoniques ;
- la profondeur d'enracinement de la zone de cisaillement du Mertz ;

- les connexions des structures profondes entre l’Australie et l’Antarctique qui ont été séparées au cours de l’ouverture de l’Océan Austral.

Une approche couplant l’étude des fonctions récepteur et l’analyse de l’anisotropie des ondes SKS a été menée dans cette optique. L’étude des fonctions récepteurs permet d’estimer la profondeur du Moho sous les stations. Les résultats ont montré que la croûte cratonique de Terre Adélie est épaisse de 40 à 44 km, et s’amincit à 36 km à l’aplomb de la zone de cisaillement du Mertz. La croûte Paléozoïque à l’Est de la zone de cisaillement du Mertz est plus fine (environ 28 km). La zone de cisaillement du Mertz constitue ainsi une limite majeure entre deux blocs crustaux dont la différence d’épaisseur est de l’ordre de 12 km. De plus, les épaisseurs de croûte estimées au sein du craton de Terre Adélie, se sont révélées similaires à celles du craton de Gawler en Australie du Sud (FONTAINE et al., 2013b). Ces résultats constituent donc un argument supplémentaire pour la connexion entre ces deux cratons avant l’ouverture de l’Océan Austral. La croûte du domaine Paléozoïque formée au cours de l’orogénèse de Ross semble quand à elle plus fine que celle de l’orogénèse de Delamerian en Australie du Sud. Ainsi, ces deux domaines auraient pu être formés au cours de deux épisodes orogéniques successifs mais très rapprochés dans le temps, ou bien au cours d’un même évènement présentant une variabilité structurale entre le nord et le sud.

Par ailleurs, l’analyse de l’anisotropie des ondes SKS permet d’imager l’orientation des fabriques mantelliques (foliation, linéation). Au niveau du craton de Terre Adélie, la direction de polarisation des ondes rapides ( $\Phi$ ) est globalement E-O avec des différences de temps d’arrivée ( $\delta t$ ) entre l’onde rapide et l’onde lente de l’ordre de 0,8 à 1,6 s. La direction E-O des structures mantelliques est, au premier ordre, parallèle à la direction de la marge continentale, ce qui laisse à penser que cette structuration pourrait être héritée de l’ouverture de l’Océan Austral, dernier évènement tectonique de la région. Ces résultats sont concordants avec ceux observés à la station permanente Dumont d’Urville du réseau GEOSCOPE (DRV :  $\Phi = 95^\circ\text{N}$ ,  $\delta t = 1.1\text{ s}$ ), qui se situe dans le domaine Paléoprotérozoïque du craton de Terre Adélie. Au niveau de la zone de cisaillement du Mertz, le faible nombre de données de bonne qualité ne nous permet pas de conclure quand à l’enracinement de cette structure au sein du manteau. La station du domaine Paléozoïque à l’Est enregistre une direction de polarisation de l’onde rapide  $\text{N}60^\circ\text{E}$ , ce qui est significativement différent des données collectées au sein du craton de Terre Adélie. Ces résultats suggèrent que la structuration du manteau sous le craton est différente de celle sous le domaine Paléozoïque et que la zone de cisaillement du Mertz constitue la frontière entre ces deux lithosphères distinctes.

## 5.2 Article

Cf page suivante

# Crustal and mantle structure beneath the Terre Adélie Craton, East Antarctica: insights from receiver function and seismic anisotropy measurements

Gaëlle Lamarque,<sup>1</sup> Guilhem Barruol,<sup>2</sup> Fabrice R. Fontaine,<sup>2</sup> Jérôme Bascou<sup>1</sup> and René-Pierre Ménot<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Université de Lyon, Université Jean Monnet, UMR CNRS IRD 6524, Laboratoire Magmas et Volcans, F-42023 Saint Etienne, France. E-mail: [gaelle.lamarque@univ-st-etienne.fr](mailto:gaelle.lamarque@univ-st-etienne.fr)

<sup>2</sup>Laboratoire GéoSciences Réunion, Université de La Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, UMR CNRS 7154, Université Paris Diderot, F-97744 Saint Denis, France

Accepted 2014 October 30. Received 2014 September 22; in original form 2014 June 18

## SUMMARY

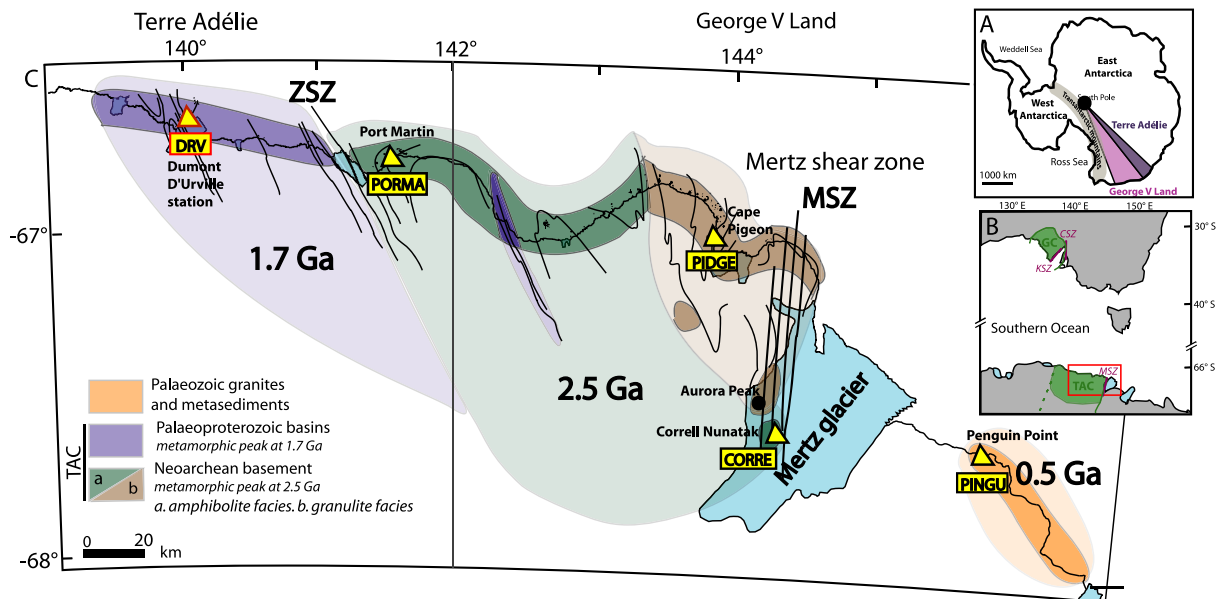
The Terre Adélie and George V Land (East Antarctica) represent key areas for understanding tectonic relationships between terranes forming the Neoproterozoic–Palaeoproterozoic Terre Adélie Craton (TAC) and the neighbouring lithospheric blocks, together with the nature of its boundary. This region that represents the eastern border of the TAC is limited on its eastern side by the Mertz shear zone (MSZ) separating more recent Palaeozoic units from the craton. The MSZ, that recorded dextral strike-slip movement at 1.7 and 1.5 Ga, is likely correlated with the Kalinjala or Coorong shear zone in South Australia, east of the Gawler Craton and may therefore represent a frozen lithospheric-scale structure. In order to investigate the lithospheric structure of the TAC and the MSZ, we deployed from 2009 October to 2011 October four temporary seismic stations, which sampled the various lithospheric units of the TAC and of the neighbouring Palaeozoic block, together with the MSZ. We used receiver function method to deduce Moho depths and seismic anisotropy technique to infer the upper mantle deformation. Results from receiver functions analysis reveal Moho at 40–44 km depth beneath the TAC, at 36 km under the MSZ and at 28 km beneath the eastern Palaeozoic domain. The MSZ therefore delimits two crustal blocks of different thicknesses with a vertical offset of the Moho of 12 km. Seismic anisotropy deduced from SKS splitting at stations on the TAC shows fast polarisation directions ( $\Phi$ ) trending E–W, that is, parallel to the continental margin, and delay times ( $\delta t$ ) ranging from 0.8 to 1.6 s. These results are similar to the splitting parameters observed at the permanent GEOSCOPE Dumont D’Urville station (DRV:  $\Phi$  95°N,  $\delta t$  1.1 s) located in the Palaeoproterozoic domain of TAC. On the MSZ, the small number of good quality measurements limits the investigation of the deep signature of the shear zone. However, the station in the Palaeozoic domain shows  $\Phi$  trending N60°E, which is significantly different to the  $\Phi$  trending measurements from stations on the TAC, suggesting that the MSZ may also represent a major frontier between the Neoproterozoic–Palaeoproterozoic and Palaeozoic terranes.

**Key words:** Seismic anisotropy; Cratons; Continental tectonics: strike-slip and transform; Crustal structure; Antarctica.

## 1 INTRODUCTION

Constraining the seismic structure of cratons is fundamental for understanding the formation and the evolution of the continental lithosphere. A large part of the Antarctica continent, located east of the Trans-Antarctic Mountains, is cratonic and has been characterized from large-scale surface wave tomography by a thick lithosphere (Roult & Rouland 1994; Roult *et al.* 1994; Ritzwoller *et al.* 2001; Morelli & Danesi 2004; Debayle *et al.* 2005; Hansen *et al.* 2014). Geological studies show that East Antarctica consists

of a homogeneous lithosphere, but likely derives from the accretion of numerous cratonic blocks (Mikhal’sky 2008; Boger 2011; Veevers 2012; Harley *et al.* 2013). In contrast, West Antarctica is characterized by thinner and younger lithosphere. The Terre Adélie Craton (TAC; 66.5–67.5°S and 135–146°E) is situated at the edge of East Antarctica shield (Fig. 1A). It covers the Terre Adélie and the western part of George V Land and extends from Rocher X (longitude: 136°40’E) in the west to the Mertz shear zone (MSZ; longitude: 146°E) in the east (Peucat *et al.* 1999; Ménot *et al.* 2007; Duclaux *et al.* 2008). Recent geophysical data (Aitken *et al.* 2014) suggest



**Figure 1.** (A) Location of Terre Adélie and George V Land in the Antarctic continent. (B) Links between south Australia and Antarctica. TAC, Terre Adélie Craton; GC, Gawler Craton; MSZ, Mertz shear zone; KSZ, Kalinjala shear zone; CSZ, Coorong shear zone. (C) Synthetic geological map of the Terre Adélie Craton (after Ménot *et al.* 2007). Purple areas are Palaeoproterozoic terranes and correspond to the Dumont D'Urville and Cape Hunter Basins; green and brown areas are Archean terranes, green area referring to the intermediate to upper amphibolitic crust and brown to the granulitic crust. Orange area represents the Palaeozoic crust, mainly composed of granitoids. Darkest colours correspond to outcrops. MSZ denotes the Mertz shear zone and ZSZ denotes the Zélée shear zone. Directions of structures measured at surface are drawn in black. Seismic stations are represented by yellow triangles with a red contour for the DRV permanent station from GEOSCOPE network, and with a black contour for PORMA, PIDGE, CORRE and PINGU temporary stations used in the ArLiTA program.

that the TAC may extend westward to the Frost Fault (127°E). Granitoid rocks dating from the Ross orogeny (500 Ma) outcrop to the east of the MSZ and are generally related to the geological evolution of the West Antarctica domain (Di Vincenzo *et al.* 2007). The MSZ thus appears to be a major boundary between the Neoproterozoic Palaeoproterozoic TAC and the Early Palaeozoic units, that is, between the East Antarctica shield and the West Antarctica orogenic belts. Based on the scarce rocky outcrops in the TAC, which is mostly covered by the ice cap, the MSZ is inferred to trend roughly NS (Talarico & Kleinschmidt 2003) and could be traced to the Kalinjala or the Coorong shear zone of south Australia (Fig. 1B) before the opening of the Southern Ocean (Kleinschmidt & Talarico 2000; Gibson *et al.* 2013). The TAC likely represents the southern extension of the Gawler Craton in south Australia (Oliver & Fanning 1997; Peucat *et al.* 1999; Fanning *et al.* 2002; Di Vincenzo *et al.* 2007).

The precise geometry of the blocks constituting the TAC, and their relationship to Palaeozoic domains are key questions that are difficult to answer. Since the Neoproterozoic and Palaeoproterozoic terranes underwent complex metamorphic and tectonic evolution, the present-day 3-D geometry of blocks boundaries is difficult to decipher by geological surface analysis alone. The ArLiTA experiment (Architecture de la Lithosphère de Terre Adélie) developed with the French polar institute (IPEV) aims at combining geological and seismological observations for improving our understanding of the deep structure of the TAC and the relationships between the different blocks that form the cratonic lithosphere. More specifically, this paper focuses on the followings.

(1) The crustal structure and in particular the depth of the Mohorovičić discontinuity (Moho depth) beneath each seismic station, and the variations in crustal thickness from block to block and across the craton boundary.

(2) The upper mantle seismic anisotropy signature (fast polarisation direction and delay time), that could be associated to large-deformation events: that is, to the Neoproterozoic pervasive deformation, related to orogenic cycles, or to the Cretaceous lithospheric deformation linked to the rifting and opening of the Southern Ocean, or finally, to the present-day asthenospheric flow induced by plate motion relative to the deeper mantle.

(3) The crustal or lithospheric nature of a major shear zone such as the MSZ.

(4) The connection of deep structures between Antarctica and Australia which were separated during the opening of the Southern Ocean.

After a description of the geological framework of this area, we present two complementary methods which allow inference of getting information on both the crustal structure and the lithospheric deformation from respectively the receiver function technique and shear wave splitting measurements. The obtained results allow to discuss the following points: (i) the lateral variation of the crustal structure across the craton boundary, (ii) the connections between the Antarctica–Australia lithospheric structures, (iii) the possible sublithospheric origin of the mantle seismic anisotropy and (iv) the age of the upper mantle deformation beneath this area.

## 2 GEOLOGICAL SETTING

A general description of the region was made by Stillwell (1918), and more recently by Ménot *et al.* (2007). The TAC is divided into two domains: the Palaeoproterozoic metasedimentary basins and the Neoproterozoic basement (Fig. 1C). The Palaeoproterozoic metasedimentary basin extends west from the Zélée shear zone (141°E) and corresponds to the highly strained and metamorphosed

**Table 1.** Recording time of the four seismic stations of the temporary network of the ArLiTA program (PORMA, PIDGE, CORRE and PINGU) and of the permanent DRV seismic station from the GEOSCOPE network.

Name	Location	Latitude (N)	Longitude (E)	Elevation (m)	Running dates
DRV	Station Dumont D'Urville	−66.665	140.002	40	1986 to present
PORMA	Port-Martin	−66.818	141.390	27	2009/11–2010/03 and 2011/01–2012/01
PIDGE	Cape Pigeon	−66.982	143.893	50	2009/11–2011/01
CORRE	Nunatak Correl	−67.583	144.275	80	2009/11–2010/09
PINGU	Pinguin Point	−67.596	146.077	50	2009/11–2010/07

Palaeoproterozoic Dumont d'Urville basin. It consists of metapelitic migmatitic gneisses with metagraywackes, silicic metavolcanic rocks and mafic intrusions. The Neoproterozoic basement extends from the Zélée shear zone (141°E) to the MSZ (146°E) and is predominantly composed of felsic to mafic orthogneisses and granodiorites intruding metasedimentary rocks, which include marbles and calc-silicates. This 2.55–2.44 Ga continental crust segment (Oliver & Fanning 2002; Duclaux *et al.* 2008) exposes two distinct tectonic units that equilibrated under granulite and amphibolite facies conditions, which represent deep and intermediate crustal sections, respectively (Ménot *et al.* 2005). A thermal and tectonic event occurred at 1.7 Ga, as proposed by Di Vincenzo *et al.* (2007) on the base of Ar/Ar dating. According to Duclaux *et al.* (2008), the 1.7 Ga event is likely to be restricted to narrow fluid-bearing anastomosed shear zones, concentrated on the edges of the Neoproterozoic domain (Mertz and Zélée shear zones).

The easternmost part of the TAC is bounded by the MSZ (146°E), which juxtaposed the 2.4-Ga-old granulite and amphibolite terrains to the west with a 0.5-Ga-old intrusive complex to the east, related to the Ross Orogeny (Fanning *et al.* 2002; Di Vincenzo *et al.* 2007). The lateral extension and length of the MSZ are poorly constrained due to the scarcity of the outcrops usually ice-covered. It is well identified at the Correll and Aurora Nunataks (67°35'S 144°16'E and 67°23'S 144°14'E, respectively; Fig. 1C) and could have been contiguous with the Kalinjala or Coorong shear zone (Gawler Craton, south Australia) before the Cretaceous opening of the Southern Ocean (Talarico & Kleinschmidt 2003). The MSZ has several kilometres wide steeply dipping pervasive mylonitic foliation and subhorizontal to 20° north-plunging lineation with a predominantly dextral motion (Kleinschmidt & Talarico 2000). This suggests that the MSZ might represent a mid-crustal strike-slip fault that could have accommodated large horizontal displacements. Microstructural and thermobarometric studies (Talarico & Kleinschmidt 2003) show that the MSZ deformation likely resulted in successive shear structures occurring under different metamorphic conditions as granulite, medium pressure amphibolite and greenschist facies up to 1.5 Ga (Talarico & Kleinschmidt 2003; Duclaux *et al.* 2008). However, Ménot *et al.* (2005) highlighted that a younger age (maybe post-Ordovician) cannot be formally ruled out because Palaeozoic rocks are found to the East of Mertz Glacier.

### 3 SEISMIC DATA

Within the framework of the ArLiTA project, we deployed 4 three-component broad-band seismic stations in Terre Adélie and George V Land from 2009 October to 2012 October along a 300-km-long profile from Port Martin to Penguin Point Eastward. The interstation spacing ranged from 60 to 100 km, allowing the various lithospheric blocks that form the TAC to be sampled (Fig. 1C). We also included data from the GEOSCOPE permanent three-component broad-band seismic station DRV installed at the French Dumont D'Urville polar base. Temporary stations were installed on rocky outcrops to record

teleseismic events optimally. They were powered by two 80 watts solar panels connected to batteries of 500 AH to survive the polar nights between May and August. Continuous seismic signals were acquired by Guralp CMG-40 60s, three component sensors and digitized at 40 Hz by Taurus Nanometrics acquisition systems. The GEOSCOPE station DRV provided continuous data digitized at 20 Hz since 1986, first from an STS-1 sensor that was subsequently replaced by an STS-2 sensor on 2010 February 6. The temporary deployment provided 8–18 months of continuous data that we use in this study (Table 1). This group of stations have also recently been used to monitor the local and regional cryoseismic activity (Barruol *et al.* 2013).

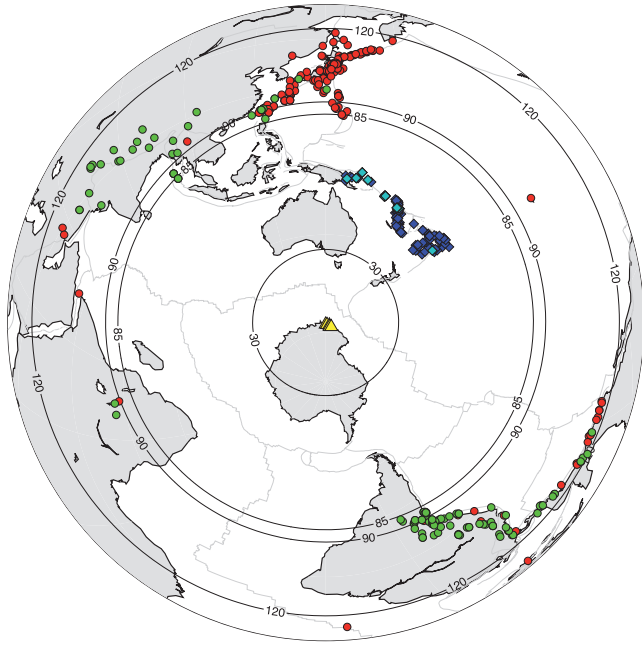
### 3.1 Teleseismic analysis methods

#### 3.1.1 Receiver function method

In order to estimate the depth of the main horizontal seismic boundaries in each crustal block, and particularly the Moho depth beneath each station, we used the receiver function technique. This approach aims to retrieve the *P*-to-*S* converted phases within the coda of teleseismic *P* waves (Langston 1977, 1979) and, therefore, the depth of the crustal discontinuities beneath a recording site, where impedance contrasts are present. The converted phases are detected by deconvolving the radial by the vertical component (Ammon 1991). This operation removes the effects of the source, the near source, the propagation path and the instrumental response. The first-order information retrieved from the receiver function is the crustal thickness. The Moho discontinuity represents one of the most significant seismic interfaces in terms of variations in elastic properties. Receiver functions are sensitive to shear velocity contrasts of interfaces located beneath the seismic station, but are only weakly sensitive to the absolute velocities (Julià *et al.* 2000; Tkalčić *et al.* 2006). Because of the increasing seismic velocity with depth, the incoming energy is refracted and the rays arrive with steeply dipping incidence at the station. For instance, for a 40-km-thick crust, the Fresnel zone width at the base of the crust (a measure of the distance from the seismic station sampled by the *Pms* phase) is about 10 km.

To perform such receiver function analysis, we selected events with magnitude ( $M_b$ ) greater than 5.5 and occurring at epicentral distances between 30° and 90° (see location Fig. 2). We kept teleseismic events with signal-to-noise ratios greater than 2. We prepared and selected data from each station following the procedure described by Fontaine *et al.* (2013a): (1) we cut the waveforms 5 s prior to and 30 s after the initial *P*-wave arrival to isolate the seismic phases, (2) we rotated data into the radial-transverse reference frame and we applied a Gaussian low pass filter centred around 1.2 Hz in order to eliminate the influence of small-scale crustal heterogeneities. (3) We deconvolved the radial by the vertical component in the time domain (Ligorria & Ammon 1999). (4) In order to reduce the possible effects of crustal anisotropy and of dipping seismic



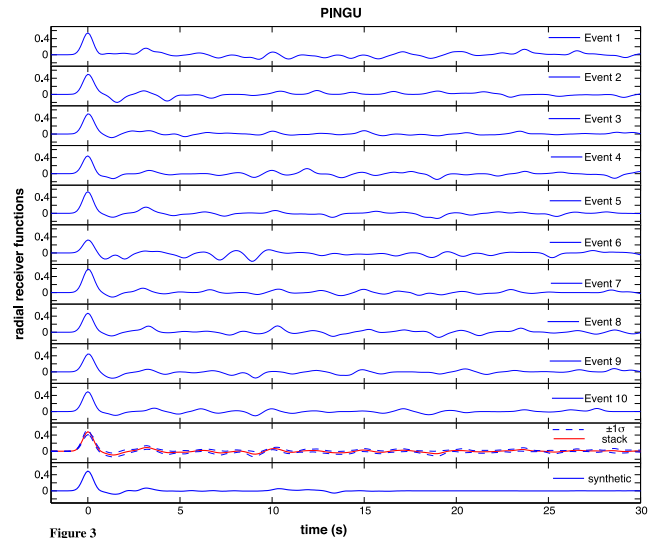


**Figure 2.** Location of earthquakes used for seismological analysis. Blue diamonds: events used for receiver function analysis, occurring at epicentral distances between  $30^\circ$  and  $90^\circ$ , with a backazimuth between NS and  $N90^\circ$ E and with magnitude  $M_b \geq 5.5$ . Light blue diamonds: events selected at PINGU station (see Fig. 3). Selected events used for *SKS* splitting analysis (i.e. at epicentral distances between  $85^\circ$  and  $120^\circ$  and magnitudes  $>5.5$ ) are represented by red (null-measurements) and green circles (non-null-measurements). Yellow triangles represent the seismic stations.

discontinuities, we selected earthquakes with backazimuths between  $N0^\circ$  and  $N90^\circ$ , that is, the quadrant with the highest number of data, and with a narrow range of ray-parameters (median of the ray parameters of all seismic events of the quadrant  $\pm 0.006$  and  $\pm 0.004$  s  $\text{km}^{-1}$  at the permanent station). At DRV, we also rejected deep events (depths  $> 100$  km) mainly from the Tonga-Fidji region in order to select events with similar incidence angles. (5) We used the approach of Tkalčić *et al.* (2011) and kept only events with cross-correlation coefficients higher or equal to 0.70 (except at DRV station: 0.85) with at least 10 per cent of other RFs. The resulting radial receiver functions were then stacked. Fig. 3 shows an example of observed and stacked receiver functions at station PINGU. Shear wave velocity contrasts of interfaces and relative traveltimes of the converted waves refracted at these interfaces are constrained by individual receiver functions along the ray path. Stacking several individual receiver functions that sample similar Fresnel zones allows the strong impedance variations to be identified more easily and reduces the effects from local heterogeneities by increasing the signal-to-noise ratio.

### 3.1.2 Inversion for 1-D seismic structure with six layers

In southeastern Australia and beneath the Gawler Craton, Fontaine *et al.* (2013a,b) used the neighbourhood algorithm (NA; Sambridge 1999a,b) to retrieve the Moho depths and the 1-D crustal structure beneath each seismic station. Because of the non-uniqueness of the RF solution (Ammon *et al.* 1990), the NA method combines a Monte Carlo search technique and the properties of the Voronoi geometry in parameter space to find an ensemble of the best-fitting models and performs a global optimization. Fontaine *et al.* (2013b) showed good agreement between Moho depths and results from seismic reflection profiles. Here, we applied the same non-linear inversion



**Figure 3.** Observed radial RFs from the 10 selected individual events and the resulting stack at the PINGU station.

method to match the observed radial RFs. Due to the limited back-azimuthal coverage obtained at the temporary ArLiTA stations, we assumed horizontal seismic discontinuities and an isotropic crust. We represented the crust and uppermost mantle structures by a six-layers, 1-D seismic velocity model (Table 2). Parameters of this model were proposed by Shibutani *et al.* (1996) and used by Fontaine *et al.* (2013b) for the Gawler Craton in southern Australia. We tested four-layers, five-layers and a different six-layers model but we obtained more realistic *S*-wave velocities with the Australian six-layers model, as shown in Fig. S1. During the NA inversion, the synthetic radial RF for each six-layers model was calculated using Thomson–Haskell matrix methods (Thomson 1950; Haskell 1953).

### 3.1.3 Shear wave splitting data and method

We processed seismic data recorded along the coasts of Terre Adélie and George V Land to detect and characterize anisotropy from teleseismic shear wave splitting. When *SKS* waves propagating from the core-mantle boundary to the Earth's surface cross an anisotropic layer, they are split into two perpendicularly polarized shear waves propagating at different velocities. By using three component seismic records, one can retrieve the shear wave splitting parameters  $\Phi$  and  $\delta t$ , which are the two quantitative observables of the anisotropic structure crossed by the seismic shear wave (Silver & Chan 1991). The orientation  $\Phi$  of the polarization plane of the fast split shear wave is directly related to the orientation of the pervasive fabric (foliation and lineation) of the anisotropic medium and the delay time  $\delta t$  between the fast and slow split shear waves is related to the magnitude and thickness of the anisotropic layer. It is now broadly accepted from seismological and petrophysical investigations that most of the *SKS* splitting is acquired within the upper mantle, at lithospheric and/or asthenospheric levels. Seismic anisotropy is considered to be a good proxy for upper mantle deformation (Silver 1996), providing insight into the frozen or active mantle flow that develops preferred orientations of the minerals—in particular of the predominant olivine phase—in response to tectonic strain (Nicolas & Christensen 1987; Mainprice *et al.* 2000). Despite the intrinsic limitation in the vertical resolution of anisotropy, the *SKS* waves provide reasonably good lateral resolution of few tens of kilometres, well suited to investigating lithospheric structures,

**Table 2.** Model parameter space bounds used in the NA receiver function inversion to model the crust and the uppermost mantle.  $V_s^{\text{upper}}$  denotes the  $S$ -wave velocity at the top of a layer and  $V_s^{\text{lower}}$  that at the bottom of a layer ( $\text{km s}^{-1}$ ),  $V_p/V_s$  denotes the velocity ratio within a layer.

Layer	Thickness (km)	$V_s^{\text{upper}}$ ( $\text{km s}^{-1}$ )	$V_s^{\text{lower}}$ ( $\text{km s}^{-1}$ )	$V_p/V_s$
Sediment	0–2	1.0–3.0	1.0–3.0	2.0–3.0
Basement	0–3	1.5–3.5	1.5–3.5	1.65–2.0
Upper crust	1–15	2.6–3.6	2.8–4.0	1.65–1.8
Middle crust	5–20	3.2–4.5	3.2–4.5	1.65–1.8
Lower crust	5–20	3.2–4.5	3.2–4.5	1.65–1.8
Mantle	5–30	2.8–5.0	2.8–5.0	1.7–1.9

since their Fresnel zones have radii of about 50 km at a depth of 100 km for a dominant period of 10 s (Margheriti *et al.* 2003).

From the continuous data recorded at the temporary ArLiTA stations and at the permanent GEOSCOPE station DRV, we extracted and analysed seismic events located at epicentral distances between  $85^\circ$  and  $120^\circ$  and with magnitudes ( $M_b$  or  $M_w$ ) higher than 6.0 at DRV and higher than 5.5 at temporary stations (events are shown in Fig. 2). We applied the shear wave splitting analysis by first selecting records with a sufficiently good signal-to-noise ratio and then by selecting the adequate time-window including the  $SKS$  phase, but avoiding any other direct  $S$  or  $ScS$  phases that might carry more complex anisotropic information, not located beneath the sensor. We performed the measurements using the SplitLab software (Wüstefeld *et al.* 2008) and the minimum eigenvalue method (Silver & Chan 1991). This method performs a grid search over  $\Phi$  and  $\delta t$  that best linearizes the particle motion, that is that best corrects the anisotropy within the selected measurement window. We determined the quality of each individual measurement by applying both manual and automatic approaches, as presented by Barruol & Fontaine (2013). A manual evaluation of the quality of each individual splitting measurement is defined as good, fair or poor according to a set of criteria such as the signal-to-noise ratio of the initial waveform, the correlation between the fast and slow shear waves, the linearity of the particle motion in the horizontal plane after correction, and of the size of the 95 per cent confidence area (Barruol *et al.* 1997). Some examples of good measurements obtained at the DRV, PORMA and PINGU stations are shown in Fig. 4. The automatic quality factor (Auto\_Q) is calculated using SplitLab (Wüstefeld *et al.* 2008, 2010) from the difference observed between results obtained from rotation-correlation (Bowman & Ando 1987) and by minimizing the energy on the transverse component (Silver & Chan 1991) methods. This factor varies between  $-1.0$  (characterizing a perfect null measurement) and  $1.0$  (a perfect splitting measurement providing identical results from the two techniques). Interestingly, the manual and automatic qualities show good statistical agreement overall, as shown in a previous study (Barruol *et al.* 2011).

We observed numerous unsplit  $SKS$  waves, known as ‘null’ measurements, and characterized by the absence of energy on the transverse component. These null measurements may initially be interpreted as the real absence of anisotropy along the path of the seismic ray coming up to the surface at a near vertical incidence. However, this scenario requires a large number of nulls over a wide range of backazimuths, together with a real absence of non-null measurements, which is a relatively rare situation. An alternative explanation for the null measurements is that the initial polarization of the incoming wave is parallel or perpendicular to the orientation of the polarization plane in the anisotropic medium. This case is the most frequently observed (Wüstefeld & Bokelmann 2007) and can

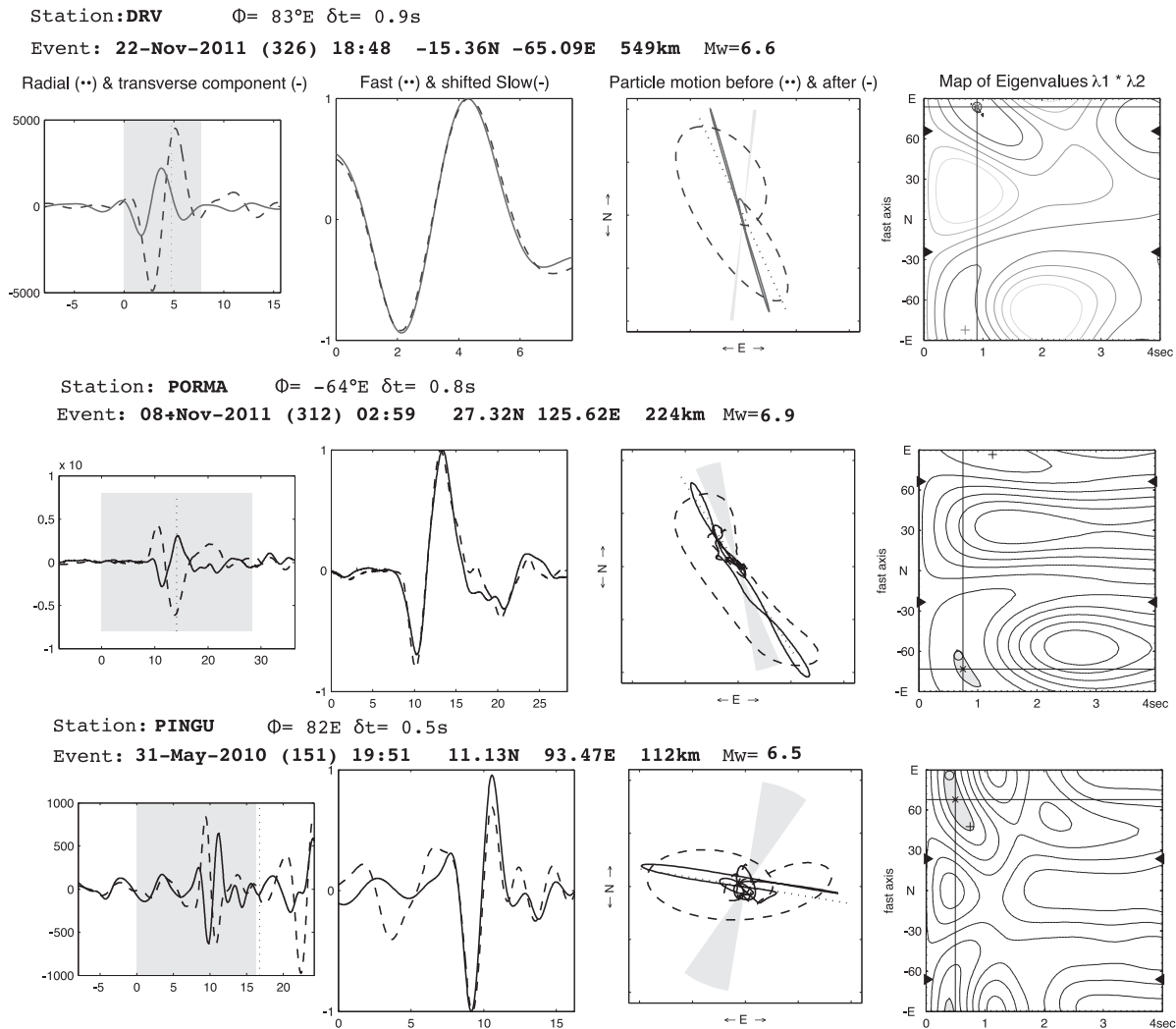
co-exist—and has to be consistent—with split  $SKS$  phases. Thirdly, the presence of two anisotropic layers beneath the station with perpendicular polarization directions and similar  $\delta t$  in each layer may explain an apparent ‘isotropic’ pattern at some stations, as proposed for the CAN station in Australia (Barruol & Hoffmann 1999). In this very specific case, the upper anisotropic layer would physically remove the splitting acquired within the lower layer. Fourthly, the presence of olivine with vertically orientated  $a$ -axes in the upper mantle may also explain null measurements since this crystallographic direction is almost isotropic to shear waves.

### 3.2 Crustal and lithospheric structures from teleseismic analysis

#### 3.2.1 Receiver function results: Moho depths and crustal structure in the TAC

We present results from the non-linear inversions from west to east. Details of crustal thicknesses are summarized in Table 3 and vertical 1-D profiles, stacks and modelled RFs are represented in Fig. 5.

*DRV.* At DRV station (Dumont d’Urville base), 34 radial RFs were stacked. The observed receiver functions show two peaks at 3.0 s and between 4.5 and 5.5 s after the  $P$ -wave arrival time. These two phases have similar amplitude. To determine which one may correspond to the  $Pms$  phase ( $P$  wave converted at the Moho discontinuity into a  $S$  wave), we made a systematic detailed inspection of individual receiver functions (RFs). We conclude that the wave arriving between 4.5 and 5.5 s after the direct  $P$  arrival is most likely to be the  $Pms$  because of its clear presence in all individual RFs, which is not the case for the first peak at 3.0 s. We observe however, some variations in the arrival times for each event (between 4.5 and 5.5 s) that may explain a smooth double peak as we stack all the individual RFs. This explains why the  $Pms$  arrival is less visible in the stacked RFs than in individual RFs (Fig. S2). The best model (with the smallest misfit) retrieves well the presence and the amplitude of the phases. However, the two firsts peaks are modelled slightly too early at 2.5 and 4.5 s. Discontinuities are thus estimated too shallow with the best model in the plot showing the ensemble of crustal models. If the mean model does not evidence strong variation in  $S$ -wave velocity at the Moho, the plot showing the ensemble of the best 1000 models at DRV station shows an ensemble of 1-D models which is well constrained from the surface to around 43 km depth. We also analysed RF from events with backazimuths ranging from  $270^\circ$  to  $360^\circ$  (fourth quadrant) in order to evaluate azimuthal variations. Results in Moho depth were very similar to results from first quadrant and thus suggest no strong lateral structure variations beneath DRV. The estimated Moho depth also corresponds to a small



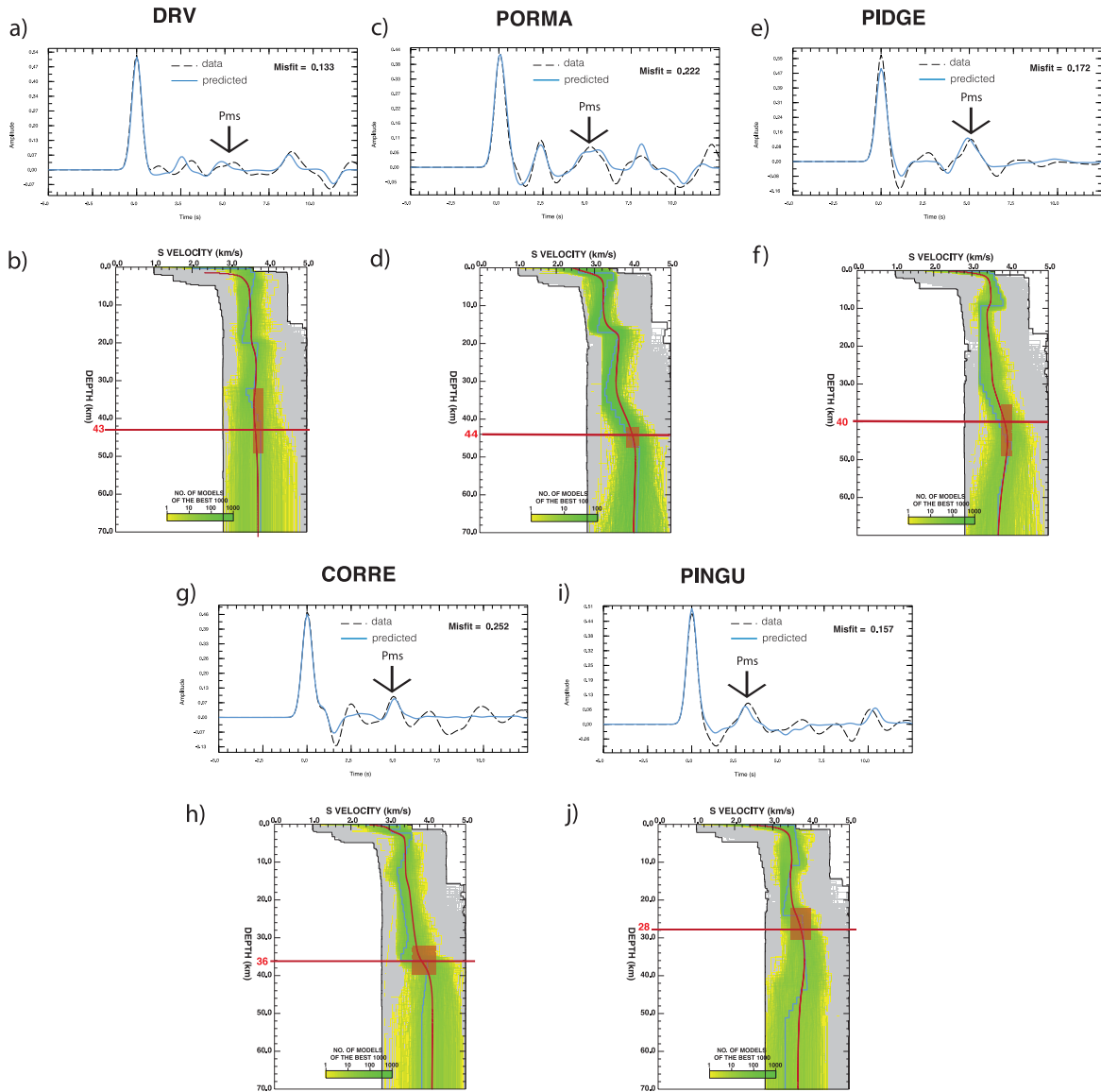
**Figure 4.** Examples of good measurements of SKS splitting recorded at DRV, PORMA and PINGU stations on 2011 November 22, 2011 November 8 and 2010 May 31. For the minimum eigenvalues methods, we show from left to right the seismogram of the radial (dashed line) and transverse components (solid line), the fast (dashed line) and slow components of the SKS phase, the particle motion in the horizontal plane before (dashed line) and after the anisotropy correction, the map of the eigenvalues for the various  $\Phi$  and  $\delta t$  values.

**Table 3.** Results of the RF modelling with the NA inversion.  $H$  is the crustal thickness and  $N$  is the number of individual RFs used for the stacking at each station. Nature represents the character of the crust–mantle transition thickness from the shear wave velocity model obtained at each station: sharp  $\leq 2$  km, intermediate 2–10 km and broad  $\geq 10$  km (Clitheroe *et al.* 2000).

Station	DRV	PORMA	PIDGE	CORRE	PINGU
$N$	34	26	18	12	10
$H$	43	44	40	36	26
Nature	Broad	Intermediate	Broad	Intermediate	Intermediate

change between a layer with a  $S$ -wave velocity slightly increasing and a layer with a constant  $S$ -wave velocity. At this depth, some of the best 1000 models reach  $S$ -wave velocities at around  $4.4 \text{ km s}^{-1}$ , which is a characteristic velocity for upper mantle. We can thus consider that the Moho is located at this boundary between well and poorly constrained models and at this small change in relative  $S$ -wave velocity, that is, at around 43 km depth. Interestingly, this value is close to the 42 km depth determined at the same station by Reading (2004) using receiver function analysis, and within the intrinsic accuracy of the RF method, which can be estimated

at  $\pm 2$  km at the frequencies considered (Reading 2004; Fontaine *et al.* 2013a). It can also be noted that the author also identified a complex signature for the  $Pms$  phase, with a larger peak at 5.7 s preceded by a dip in the signal at 4.0 s and another smaller peak at 4.5 s. She interpreted this signal as being caused by reverberations. This study shows that the Moho discontinuity is not clearly defined in the  $S$ -wave velocity model and suggests a progressive transition between 32 and 48 km. This crust–mantle transition can thus be characterized as being ‘broad’ according to the classification initially proposed by Shibutani *et al.* (1996) and modified by



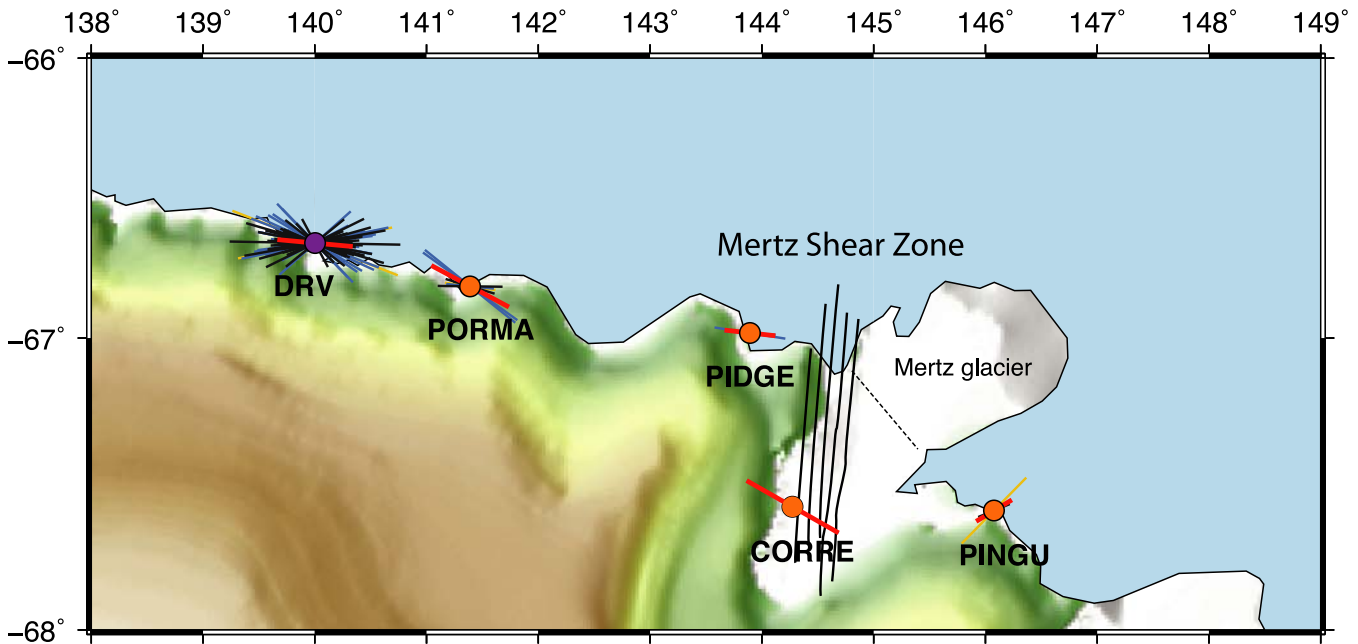
**Figure 5.** (a), (c), (e), (g) and (i) Comparison between the observed (black) and the predicted (blue) radial RFs from the best result (smaller misfit) of Neighbourhood Algorithm inversion at each station. Arrows indicate *Pms* arrival. (b), (d), (f), (h) and (j) The 1-D shear wave velocity models obtained by the inversion of teleseismic RFs at each station. All the models tested are represented in grey; the best 1000 models are shown in yellow and green, with the colour being logarithmically proportional to the model number. The colour scale shows the increase in data fit from yellow to green. For indication, the solid blue and red lines represent, respectively, the best and the mean model. Moho depths are shown in red and the red rectangle corresponds to the minimum size of the crust–mantle transition at each station.

Clitheroe *et al.* (2000), for which Moho thicknesses are defined as sharp  $\leq 2$  km, intermediate 2–10 km or broad  $\geq 10$  km. This classification was also used for the Gawler Craton by (Fontaine *et al.* 2013a). The plot showing the ensemble of crustal models also suggests a crustal structure with seismic discontinuities at 20 and 32 km deep beneath the DRV station.

**PORMA.** PORMA station (at Port Martin) presents a stacked RF (from 26 individual RFs) that clearly shows three peaks with time arrivals at 2.5, 5.0 and 8.5 s. All of them are well modelled from the best 100 models and the Moho is estimated to be 44 km deep, where the S-wave velocity reaches  $4.4 \text{ km s}^{-1}$ . The thickness of the Moho transition determined from the inversion is found to be intermediate, between 5 and 10 km thick. Three layers with internal

discontinuities at depths of 16 and 34 km characterize the crust beneath PORMA station.

**PIDGE.** PIDGE station, located at Cape Pidgeon in the granulite core of the TAC, recorded a clear *Pms* peak at 5 s after the *P*-wave arrival, well visible in the 18 stacked RFs. Another peak is visible at 2.5 s. The best model explains well the arrival time of the *Pms* but the first peak (at 2.5 s) is not so well modelled. The plot showing the ensemble of the 1000 best crustal models indicates that the inversion results (Fig. 5f) is well constrained in the crust, and the Moho is marked by three changes: (1) the confidence area given by the plot showing the ensemble of crustal models around the mean model increases and thus the model is less constrained below 40 km. (2) The S-wave velocity increases slightly from 12 to 40 km and is constant beyond 40 km depth. (3) At 40 km, S-wave velocities



**Figure 6.** Map of *SKS* splitting measurements observed at Terre Adélie and George V Land stations. Purple circle: GEOSCOPE DRV station. Orange circles: ArLiTA temporary stations. The good, fair and poor individual measurements are shown as black, blue and yellow segments, respectively. The length of the segment represents the amplitude of the delay time, and its direction the azimuth of the fast split shear wave (see Table S1 for individual measurement details). Mean measurements at each station are shown by the bold red segment (see Table 4 for mean values). The floating ice tongue of the Mertz Glacier broke in 2010 February. The dashed line indicates the location of the fracture.

in faster models reach  $4.4 \text{ km s}^{-1}$ , which is characteristic of upper mantle velocity. These three features show a broad crust to mantle transition at 40 km depth. Based on the plot showing the ensemble of crustal models, the crustal structure is dominated by two layers, with an internal crustal discontinuity at 12 km.

**CORRE.** The RF at CORRE station on Correll Nunatak is composed of the stack of 12 individual RFs. This stack reveals a clear *Pms* arriving 5 s after the *P* wave. This peak is well constrained by the best fitting model and corresponds in the plot showing the ensemble of crustal models (Fig. 5h) to a Moho depth of 36 km. The waveform of the stacked RFs suggests that the crust contains at least one internal discontinuity but the peak at 2.5 s is not well constrained by the models. The Moho transition is intermediate. We also analysed the RFs of the few events with backazimuths between  $270^\circ$  and  $360^\circ$  (fourth quadrant) that sample the Fresnel zone in the TAC. Results suggest a Moho around 40 km on the western side, deeper than the Moho depth on the eastern side (36 km) estimated for events within the northeast quadrant, suggesting that the NS-trending MSZ could be associated to some abrupt change in crustal thickness.

**PINGU.** We determined the structure of the Palaeozoic crust beneath PINGU station (at Penguin Point) from 10 RFs stacked together. A large peak is clearly visible at 3.2 s in the observed RF and corresponds to the arrival time of the *Pms*. This peak links well to the discontinuity modelled in the plot showing the overall crustal models at around 28 km depth. The Moho here has an intermediate thickness. Therefore, the RF analysis at PINGU station has different characteristics in comparison to the stations further west: a much reduced crustal thickness (28 km), no strong internal *S*-wave velocity discontinuities within the crust, and a thinner crust to mantle transition. These characteristics suggest a clearly different

crust beneath PINGU station compared to that beneath the stations installed on the TAC.

### 3.2.2 *SKS*-wave splitting results: anisotropy beneath the ArLiTA network and the DRV station

Two decades of data recorded by DRV station provided numerous clearly split *SKS* phases of high quality (91 individual split measurements, 44 of which are of good quality) representing an average of about two good measurements per year. In contrast, the temporary deployment of the ArLiTA stations in this harsh environment provided only 8–18 months of continuous data (see Table 1), which is too short to obtain many good split events. This reason explain why we only detected a small number of split *SKS* phases at the ArLiTA stations: seven at PORMA, three at PIDGE, one at CORRE and three at PINGU, and even fewer good quality split measurements (three at PORMA and two at PINGU).

A further geometrical limitation results from the event epicentral distances that may be used for *SKS* splitting measurements, ranging between  $85^\circ$  and  $120^\circ$ . The events located at these distances and recorded by our seismic network (Fig. 2) are predominantly characterized by backazimuths close to NS, resulting mainly in unsplit waves, that is in null results. This is the case for the numerous events originating from the Japan, Kurile, Izu-Bonin and Ryukyu trenches. Most of the non-null measurements are obtained from events occurring in South America and the India–Asia collision (Fig. 2). The few split measurements of variable quality observed at the temporary ArLiTA stations suggest that the mantle beneath this area is not isotropic, and that fast polarization direction is likely oriented close to E–W, as clearly seen at DRV.

All non-null splitting measurements are presented in Table S1 and projected for the five studied stations (Fig. 6) together with

**Table 4.** Mean values of *SKS* anisotropy measurements are given. Azimuth ( $\Phi$ ) is in degrees from the North and  $\delta t$  is in seconds. Standard deviation ( $\sigma$ ) is also indicated. Mean values are weighted with the measurement quality.

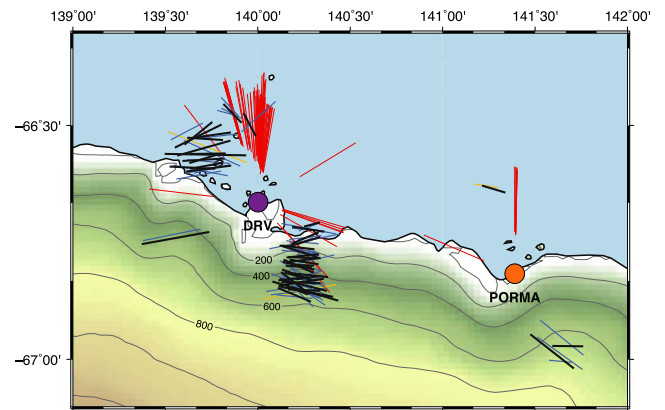
Station	Lat ( $^{\circ}$ N)	Long ( $^{\circ}$ E)	Mean $\Phi$ ( $^{\circ}$ )	$\sigma$ $\Phi$ ( $^{\circ}$ )	Mean $\delta t$ (s)	$\sigma$ $\delta t$ (s)	Number of events
DRV	-66.665	140.010	95	9	1.1	0.2	91
PORMA	-66.817	141.390	118	7	1.3	0.2	7
PIDGE	-66.982	143.893	96	17	0.8	0.4	3
CORRE	-66.982	143.893	120	20	1.6	0.4	1
PINGU	-67.596	146.077	59	15	0.6	0.2	3

the weighted mean splitting values calculated at each station and reported in Table 4.

At DRV, seismic anisotropy is clearly defined by good quality measurements, and shows consistent fast directions of anisotropy oriented close to EW. The average values of  $\Phi$  of  $N95 \pm 9^{\circ}$ E and  $\delta t$  of  $1.1 \pm 0.2$  s are fully consistent with results previously presented for this station by Barruol & Hoffmann (1999) ( $N088^{\circ}$ E, 1.16 s, from 31 measurements), and Müller (2001) ( $N100^{\circ}$ E, 0.92 s from four measurements).

At the ArLiTA temporary stations, despite the sparsity of high quality splitting measurements, the fast directions of anisotropy also trend close to E–W on average for stations on the craton: from west to east, we found mean splitting parameters of  $N118 \pm 7^{\circ}$ E and  $1.3 \pm 0.2$  s at PORMA,  $N096 \pm 17^{\circ}$ E and  $0.8 \pm 0.4$  s at PIDGE and at station CORRE located on the craton boundary itself,  $N120 \pm 20^{\circ}$ E and  $1.6 \pm 0.4$  s. Such observations, together with the absence of any correlation of  $\Phi$  with the pervasive lithospheric structures seen in outcrops, lead us to conclude that Palaeoproterozoic (or Palaeozoic) anisotropy is probably not dominant in the upper mantle beneath this area. This may suggest that anisotropy is related to a post-Palaeoproterozoic lithospheric thinning that may have erased the pervasive deformation. As discussed below, the thinning of the lithosphere at the continental margin during the Gondwana breakup and the subsequent ocean opening may correspond to such scenario. At the PINGU station, located off-craton, the anisotropy trends  $N59 \pm 15^{\circ}$ E with a lower  $\delta t$  ( $0.6 \pm 0.2$  s), which can be considered as being statistically different from the stations located on the TAC that show mean splitting results trending E–W to  $N120^{\circ}$ E. Interestingly, the NE–SW trend at PINGU is similar to the trend measured using *SKS* splitting studies by Pondrelli *et al.* (2006), Barklage *et al.* (2009), Salimbeni *et al.* (2010) in the Victoria Land region, which is part of the same Ross orogeny as at the PINGU station. However, in Victoria Land, *SKS* measurements were made farther from the Southern Ocean margin. The delay measured at Victoria Land is about 1 to up to 2 s, which is larger than our estimations. The small  $\delta t$  recorded at PINGU station could be due to a destructive interference between the NE–SW signature from the Ross orogeny, which is completely recorded at Victoria Land, and the E–W Southern Ocean signature recorded all along the coast. The small number of good quality measurements obtained at PIDGE and CORRE stations does not allow to confidently argue in favour of strong variation in the splitting parameters across the craton boundary nor for clearly different anisotropy at the station CORRE installed on the MSZ itself. More seismic recordings would be necessary to precise the anisotropy pattern beneath these sites.

Analysing continuous seismic records from 1991 to 2012 at the DRV station allowed us to obtain 44 individual splitting measurements of high quality and about 50 events of fair quality. This high number of splitting measurements allows us to investigate the potential presence of several layers of anisotropy. It could explain the slight scattering of the splitting parameters observed at this site. It could also provide insights into the presence of several frozen and/or



**Figure 7.** Map of *SKS* splitting observed at DRV (purple circle) and PORMA (orange circle) projected to 100 km depth. The good, fair and poor individual measurements are shown as black, blue and yellow segments, respectively. The length of the segment represents the amplitude of the delay time, and its direction the azimuth of the fast split shear wave for non-null measurements. Red lines represent null measurements (good ones). Their direction shows the backazimuth of the corresponding event.

active pervasive structures beneath this region. Fig. 7 presents the *SKS* splitting observed at DRV and PORMA projected at 100 km depth, showing that most of the null measurements arrive from the north and that the non-null measurements arrive either from the NW or from the SE. We tested the presence of two anisotropic layers beneath DRV using the approach described by Walker *et al.* (2005) and by Fontaine *et al.* (2007). We calculated the apparent backazimuthal  $\Phi$  and  $\delta t$  variations for two anisotropic layers by varying  $\Phi$  in each layer by increments of  $2^{\circ}$  (from 0 to  $180^{\circ}$ ) and  $\delta t$  by increments of 0.2 s (from 0.2 to 2.6 s). Each of the 1.3 million models tested has been compared with the splitting observations and sorted as a function of their misfit. We quantified the fit by using the coefficient of determination  $R^2_{\text{adjusted}}$  as detailed by Fontaine *et al.* (2007). This coefficient varies between  $-\infty$  and 1, and is positive when the two-layer model better explains the observations than a single layer model. At DRV, the best model we found is characterized by  $\Phi_{\text{upp}} N162^{\circ}$ E,  $\delta t_{\text{upp}} 0.2$  s and  $\Phi_{\text{low}} N84^{\circ}$ E,  $\delta t_{\text{low}} 1.2$  s and has a  $R^2_{\text{adjusted}}$  of 0.17. By analysing the 200 best models within the 95 per cent confidence interval, we found that the  $R^2_{\text{adjusted}}$  range between 0.07 and 0.17, suggesting that they all slightly better explain the observations than the single layer. From these 200 models, we evidenced two dominant families of structures. The first group, to which the best model belongs, is characterized by perpendicularly oriented  $\Phi$  in each layer and by  $\delta t$  which may subtract from each other to result in the 1.0 s of total  $\delta t$ . This group can be represented by an EW-trending  $\Phi$  in the lower layer and a fairly high  $\delta t$ , and by a nearly NS-trending  $\Phi$  in the upper layer associated with a small  $\delta t$ . In this geometry, the upper layer  $\delta t$  is physically removed from the lower layer  $\delta t$ , resulting in an apparent  $\delta t$  of about 1.0 s. Interestingly, it can be noted that the direction  $N160^{\circ}$ E corresponds to

the large-scale outcropping crustal structures (Ménot *et al.* 2007; Bascou *et al.* 2013). The second group of models, to which belongs a majority of models, indicates fast directions close to EW in both the lower and upper layer and delay times in each layer that could add together to provide a total  $\delta t$  close to 1.0 s. The fact that the fast polarization orientations in the two layers could be very close to each other (within 15°) is consistent with the positive but small values of  $R^2_{\text{adjusted}}$  that suggest that the two layers explain slightly better the observations than a single layer.

## 4 DISCUSSION

### 4.1 Lateral variation of the crustal thickness

RF analysis shows a clear lateral variation in the crustal thickness along the Terre Adélie and George V Land coasts, as presented in Fig. 8. Each station samples a different block of the TAC and the Palaeozoic domain. The DRV station, in the Palaeoproterozoic domain, reveals a crustal thickness of about 43 km with possible reverberation at the Moho. This phenomenon can be explained by magmatic underplating that could have generated a thick mafic layer at the base of the crust, which is consistent with the observation of mafic magmatism synchronous with the 1.7 Ga metamorphic event (Monnier *et al.* 1996; Gapais *et al.* 2008). The depth of the Moho at DRV (43 km) is close to the 44 km depth in the amphibolite terrane where the PORMA station is installed. At the PIDGE station, in the granulite facies area of the TAC, the crust is estimated to be 40 km thick, slightly thinner than the amphibolite terrane. The similar crustal thicknesses at DRV, PORMA and PIDGE suggest that these three blocks are part of the same craton. Data recorded at the CORRE station, on the MSZ outcrop, indicate a crustal thickness of 36 km. This is 8 km thinner than at the PORMA station, in the same amphibolite block, suggesting that this station could correspond to the craton border. RF analysis of the few events with backazimuths between 270° and 360° that sample the Fresnel zone into the TAC suggest a Moho at around 40 km, which is deeper than the Moho depth (36 km) estimated from events in the northeast quadrant. This difference reinforces the hypothesis that the CORRE station in the MSZ is likely located at the edge of the TAC. Finally, to the east of the MSZ, the Palaeozoic block appears to be only 28 km thick, which is a common thickness for a non-cratonic continental crust, and has no strong intermediate-depth crustal boundary. Thus our seismic experiment provides arguments that the MSZ could correspond to a transition between the thick TAC (44–40 km at DRV, PORMA and PIDGE) and the much thinner Palaeozoic domain (28 km at PINGU). The crustal or lithospheric nature of the MSZ cannot be distinguished from RF alone, and is discussed in a subsequent section entitled ‘Deep structure of the MSZ’. The Moho therefore appears to be affected by a 12 km offset between the Palaeozoic crust (PINGU) and the cratonic core (PIDGE). This crustal thickness change occurs over a distance of less than 100 km but is likely to be rather abrupt in view of the east and west Moho depths deduced from CORRE RFs. Satellite magnetic, gravity and subglacial topography data presented by Goodge & Finn (2010), Aitken *et al.* (2014) and references therein also highlight that the TAC and the early Palaeozoic terranes constitute two different blocks and that their common boundary is situated at the MSZ. Our observations are obviously limited by the distance between seismic stations, so it is not possible to determine whether this variation corresponds to a gradual thinning or to a step-like transition. In the latter case, the MSZ may represent a palaeosuture along which the thinner

Palaeozoic lithosphere could have been accreted. This would indicate a transcurrent event that tectonically accreted two previously separated lithospheric blocks. However, the marked Moho offset observed at the MSZ does not allow us to conclude that its last activation (at 1.5 Ga or during the Palaeozoic) was limited to a strike-slip component alone.

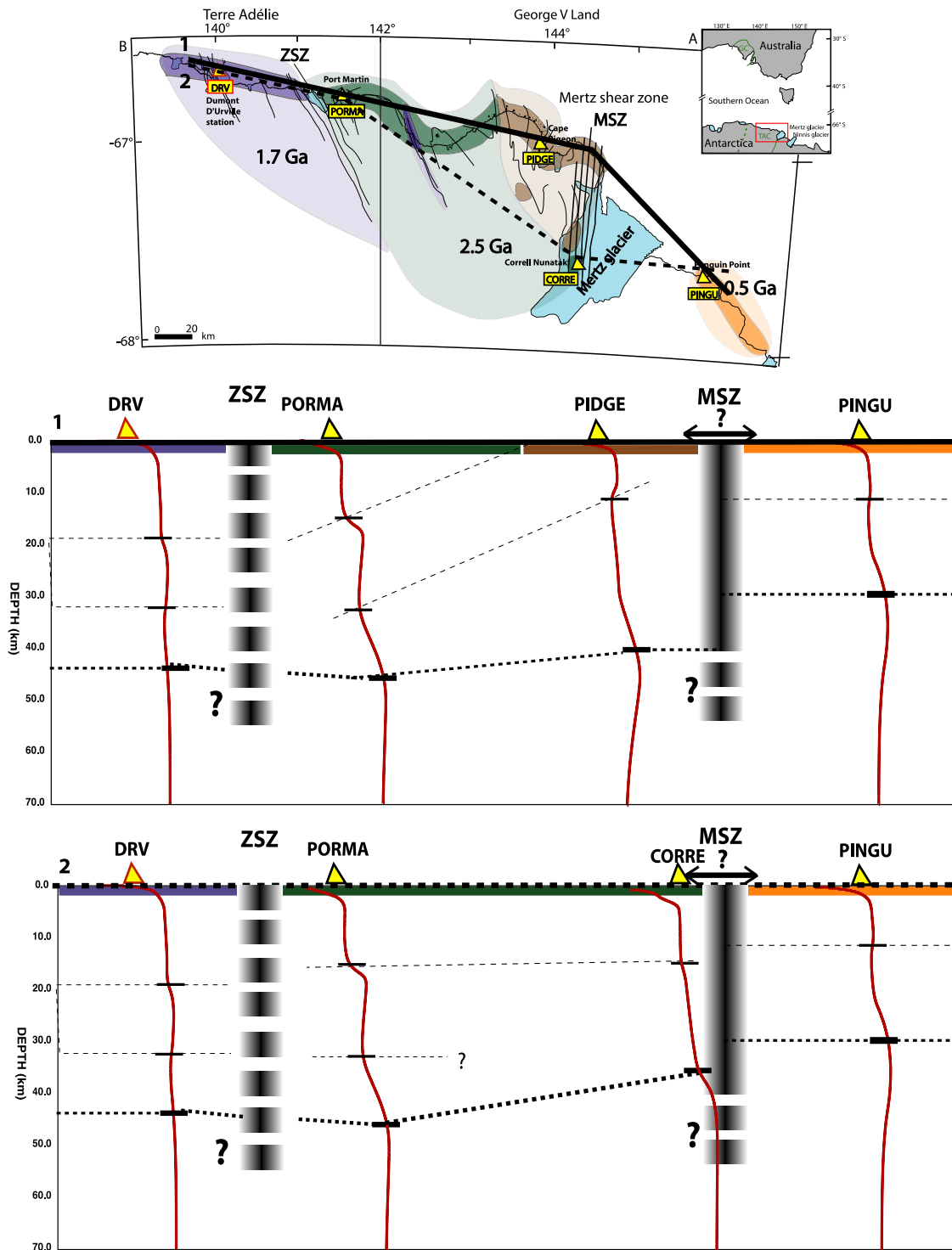
Our estimations of crustal thickness in the TAC and the Palaeozoic domain are larger than those summarized by Baranov & Morelli (2013) for East Antarctica and by Chaput *et al.* (2014) for West Antarctica, respectively. However, the only seismic data used by Baranov & Morelli (2013) from Terre Adélie and George V Land are from DRV (permanent station). Moho estimations in this region are thus extrapolations between widely spaced stations. Our study provides new constraints for Moho depth estimations in this area, which can be used in future models. Furthermore, our RF results are in agreement with the RF study of Lawrence *et al.* (2006) in the Transantarctic Mountains and surroundings, where they estimate that crustal thickness increases from  $20 \pm 2$  km in the Ross Sea (West Antarctica) to a maximum of  $40 \pm 2$  km beneath the crest of the Transantarctic Mountains, which form the boundary between East and West Antarctica.

### 4.2 Antarctica–Australia lithospheric connection?

These new results, particularly issued from RF analyses, provide the opportunity to compare the Moho depths observed in Terre Adélie and George V Land with those observed in south east Australia. This is of interest for matching large-scale structures between these two continents that were initially connected before the Gondwana breakup 150 Ma ago, and the opening of the Southern Ocean. The TAC is inferred to have been connected to the Gawler Craton (Oliver & Fanning 1997; Peucat *et al.* 1999; Fanning *et al.* 2002; Di Vincenzo *et al.* 2007). The Moho depth was estimated in the Gawler Craton at about 40 km by Collins (1991), Clitheroe *et al.* (2000) and between 40 and 45 km by Fontaine *et al.* (2013b). Moreover, all the authors highlight evidences of magmatic underplating beneath the Gawler Craton. Both the crustal thickness and the possible presence of underplating are therefore compatible with our results from the TAC. They provide new evidence for the connection between these two cratons, which is consistent with plate reconstructions from Williams *et al.* (2011). In this scenario, the Palaeozoic granitoid areas from George V Land would be associated with the Ross orogeny, which can be correlated to the Delamerian orogeny in south Australia (Flöttmann *et al.* 1993; Ireland *et al.* 1998). Works by Collins (1991), Shibutani *et al.* (1996) and Kennett *et al.* (2011) point out a Moho depth at 31 and 35 km, respectively, in the Delamerian orogeny, that is, a crust which is between 5 and 10 km thinner relative to the Gawler Craton. These results are slightly different from our crustal estimation at PINGU, which argue for a more marked crustal thinning (of 12 km) but interestingly, Vérard & Stampfli (2013) suggest that the Delamerian and the Ross orogenies are slightly separated in time (about 20 Ma) and do not consist of the same terranes. These results therefore suggest that the step in the crustal thickness between Palaeoproterozoic and Palaeozoic domains is smaller in Australia than in Antarctica.

### 4.3 Sublithospheric shearing associated to plate motion

Seismic anisotropy beneath the studied area may result from sublithospheric mantle shearing induced by the displacement of the Antarctic plate relative to the deeper mantle. This process should



**Figure 8.** Synthetic cross-sections with 1-D shear wave velocity models derived from RF inversion from teleseismic earthquakes at the ArLiTA and DRV stations. Red lines are the average models of the best 1000 models derived from each station (see Fig. 4). Black lines represent the Moho and thin black lines represent internal structures in the crust. The thick dashed line at the CORRE station symbolize the depths of the Moho (40 km) estimated from RFs with backazimuths between 270° and 360° (fourth quadrant). See Fig. 1 for legend of the geological map. The potential depth extension of the shear zones are represented by broad dashed lines. The broad full line for the MSZ underlines the transition between the thick TAC crust (44–40 km at PIDGE) and the thin Palaeozoic terrains.

align the olivine’s *a*-axes, and therefore the polarization direction of the fast split shear waves along directions resulting from the plate motion vector and the underlying unknown ‘convection vector’, corresponding to the regional flow induced by deep convection. For plates moving at velocities notably higher than that of the deep

convection,  $\Phi$  is expected to be close to the absolute plate motion, as observed, for instance, on the South Pacific Plate (e.g. Fontaine *et al.* 2007). When the plate is slow, which is clearly the case for the Antarctic Plate ( $<2 \text{ cm yr}^{-1}$ ), one can expect notable differences between  $\Phi$  and the plate motion vector. For instance, Barruol &



Fontaine (2013) and Behn *et al.* (2004) report olivine *a*-axes oriented at a high angle to the plate motion vector from *SKS* splitting measurements in the Indian Ocean and Debayle & Ricard (2013) found no clear relationship between the directions of the surface wave anisotropy and the plate motion. Despite the fact that models of Antarctic Plate motion are poorly constrained and show a strong variability (see Fig. S3 for details about models of the Antarctic Plate motion), none of these models provides a good correlation with the E–W trend of the observed fast split directions. This suggests that, if the anisotropy is concentrated at asthenospheric depths, it results mainly from the shearing induced by the sublithospheric mantle convection and not by the only plate motion vector.

The surface wave anisotropic tomography (Debayle & Ricard 2012, 2013) provides complementary large-scale information on the upper mantle structure and anisotropy in our studied area. Seismic velocities at 100 and 150 km depth indicate strong lateral velocity variations around 150° longitude, which clearly mark the craton boundary. Strong anisotropies are also visible at 100 and 150 km depth, slightly decreasing at 200 km and vanishing at 300 km depth. The Rayleigh wave azimuthal anisotropy pattern in our study area exhibits fast directions oriented normal to the Australian and Antarctic continental margins and parallel to the oceanic expansion direction. This suggests that the anisotropy at asthenospheric depth is dominated at long wavelengths by the opening of the ocean basin and by the asthenospheric drag of the plate. In this tomography model, surface wave anisotropies clearly highlight the craton thickness and its eastern boundary, but do not show any clear margin-parallel fast anisotropic directions as observed from *SKS* splitting. This suggests that *SKS* waves sample a much more local structure than Rayleigh waves, which are sensitive to much larger scale structures of wavelengths of several hundreds of kilometres.

In summary, we propose that the observed anisotropy along the continental margin of Antarctica in Terre Adélie and George V Land is likely dominated by the local imprint of the rifting episode within the deep lithosphere. Anisotropy further south, within the continent, might reveal the frozen Archean and Palaeoproterozoic lithospheric structure, and anisotropy further north, in the suboceanic upper mantle, might be dominated by large-scale mantle convection processes and by the plate drag.

#### 4.4 Mantle flow: Archean–Palaeoproterozoic versus Cretaceous

*SKS* splitting observed at the stations located on the TAC show that the fast split shear waves are mostly oriented parallel to the continental margin, and at a fairly high angle to the regional crustal structures that trend roughly NW–SE to N–S. This anisotropy pattern is similar to that previously found by Reading & Heintz (2008) at seismological stations in East Antarctica. Interestingly, these authors found different anisotropy signatures at stations located close to the continental margin compared to those located farther south within the continent. They explained the margin-parallel anisotropy as possibly reflecting trans-tensional deformation associated with the initial stages of the continental break-up of Gondwana, with the rifting episode thinning the mantle part of the lithosphere and subsequently erasing the pre-existing, frozen-in anisotropy. This hypothesis is in agreement with the model of Vauchez *et al.* (2000) which proposes that asthenospheric flow is dominating within the rift axis, generating a fast axis of anisotropy oriented parallel to the rift in the case of transtensional lithospheric rupture. Mantle anisotropy parallel to a rift margin is also observed in Papua New Guinea

(Eilon *et al.* 2014) and along the East African Rift (Hammond *et al.* 2014). Reading & Heintz (2008) also proposed that this rifting could have been controlled by pre-existing regional lithospheric structures through the anisotropic mechanical behaviour of the plate (Vauchez *et al.* 1997; Tommasi & Vauchez 2001). However, there is no evidence of E–W lithospheric pervasive structures predating the southern ocean rifting in our studied region. However, Ménot *et al.* (2007) and Bascou *et al.* (2013) measured NS to N160°E penetrative structures. In the model from Reading & Heintz (2008), anisotropy close to the continent margin could therefore reflect the Cretaceous rifting tectonics and the lithosphere thinning, and the anisotropy signature visible at a larger distance to the continental shelf could be related to pre-existing Archean–Palaeoproterozoic pervasive structures frozen in the lithosphere. This observation is also in agreement with data compiled by Barklage *et al.* (2009) at various seismic stations of East Antarctica.

It must be noted however, that our results might also be compatible with the presence of two anisotropic layers comprising a dominant lower layer characterized by an E–W trending  $\Phi$  and a high  $\delta t$ , related to the Cretaceous early-rifting stage, and an upper layer with a NW–SE to NS-trending  $\Phi$  and a low  $\delta t$ , that could reflect the frozen pervasive Archean–Palaeoproterozoic deformation of the lithosphere. A similar model with two distinct layers reflecting a recent asthenospheric flow underlying an old pervasive deformation in the upper mantle was proposed by Usui *et al.* (2007) to interpret *SKS* splitting data in the Lützow-Holm Bay region in East Antarctica. A scenario such as this, with fast directions with perpendicular orientations and a dominant lower  $\delta t$  may correctly explain our measurements and reconcile the simultaneous presence of Archean–Palaeoproterozoic and Cretaceous deformation. However, a model like this would fail to explain the fact that the early stage of the rifting could have been controlled by pre-existing regional lithospheric structures and by pervasive mechanical anisotropy of the lithosphere, as proposed by Vauchez *et al.* (1997) and recently modelled by Knoll *et al.* (2009).

#### 4.5 Deep signature of the MSZ

Following the previous discussion, the fact that the MSZ is oriented at a large angle to the continental margin may conceal its intrinsic anisotropic signature by seemingly revealing only one single anisotropic structure instead of two perpendicularly oriented anisotropies. However, there is no strong difference in *SKS* anisotropy azimuth or delay time between stations on either side of and above the MSZ, according to the small number or good events recorded by the temporary network. Therefore, our observation does not argue for strong pervasive mantle deformation associated with the shear zone activity. However, Moho depth differences between the craton and the Palaeozoic domain on each side of the MSZ reveal a tectonic collage at this location that might have occurred during a transcurrent event. This apparent contradiction may be explained by two hypotheses: (1) the structure of the MSZ root in the mantle (Vauchez *et al.* 2012) has been erased during the rifting of the southern ocean, or (2) the MSZ is flattening at depth, as proposed by Coward & Daly (1984) for major shear zones situated at boundaries of African cratons, for example in Botswana.

## 5 CONCLUSIONS

Analysis of RFs and shear wave splitting at temporary ArLiTA stations and the permanent DRV GEOSCOPE station allows us to

better constrain the crustal structures and mantle anisotropy of the Terre Adélie and George V Land regions. Our study has shown the following.

(1) The MSZ corresponds to a transition between the thick TAC crust (44–40 km at DRV, PORMA and PIDGE), likely affected by magmatic underplating, and the much thinner Palaeozoic crust (28 km at PINGU). The Moho therefore appears to accommodate a 12 km offset between the Palaeozoic crust (PINGU) and the cratonic core (PIDGE).

(2) Moho depths in the TAC are similar to estimations of crustal thicknesses in the Gawler Craton. However, the Moho at the PINGU station, in the Ross orogeny, appears to be shallower than in the Delamerian orogeny in south Australia. This suggests NS variability of the structures along the belt and/or two different orogenic episodes between Ross and Delamerian events, albeit very close in time.

(3) SKS anisotropy shows dominant fast directions parallel to the coastline along the Antarctic continental margin of Terre Adélie and George V Land. This suggests that the rifting episode may have erased part of the frozen-in pervasive lithospheric structure and may have left a dominant rift-parallel imprint beneath the margin of the Antarctic continent.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by the French polar institute (IPEV, Institut Polaire Paul Emile Victor). Special thanks to Alain Pierre for his efficient support in the seismic station design and for the help with the station's deployment. Portable seismometers were provided by the French national pool of portable seismic instruments SisMob-RESIF of the CNRS-INSU and seismological data will be available at the French RESIF archive centre <http://portal.resif.fr/>. ArLiTA also benefited of the support of the INSU-SYSTER program. Thanks are due to the GEOSCOPE network for the availability and the high quality data of DRV station. More information on the ArLiTA project at <http://dossier.univ-st-etienne.fr/arlita/www/>.

## REFERENCES

Aitken, A.R.A. *et al.*, 2014. The subglacial geology of Wilkes Land, East Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, **41**(7), 2390–2400.

Ammon, C.J., 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *Bull. seism. Soc. Am.*, **81**(6), 2504–2510.

Ammon, C.J., Randall, G.E. & Zandt, G., 1990. On the Nonuniqueness of receiver function inversions, *J. geophys. Res.*, **95**(B10), 15 303–15 318.

Baranov, A. & Morelli, A., 2013. The Moho depth map of the Antarctica region, *Tectonophysics*, **609**, 299–313.

Barklage, M., Wiens, D.A., Nyblade, A. & Anandakrishnan, S., 2009. Upper mantle seismic anisotropy of South Victoria Land and the Ross Sea coast, Antarctica from SKS and SKKS splitting analysis, *Geophys. J. Int.*, **178**(2), 729–741.

Barruol, G. & Fontaine, F.R., 2013. Mantle flow beneath La Réunion hotspot track from SKS splitting, *Earth planet. Sci. Lett.*, **362**, 108–121.

Barruol, G. & Hoffmann, R., 1999. Upper mantle anisotropy beneath the Geoscope stations, *J. geophys. Res.*, **104**(B5), 10 757–10 773.

Barruol, G., Silver, P.G. & Vauchez, A., 1997. Seismic anisotropy in the eastern United States: deep structure of a complex continental plate, *J. geophys. Res.*, **102**(B4), 8329–8348.

Barruol, G., Bonnin, M., Pedersen, H., Bokelmann, G.H.R. & Tiberi, C., 2011. Belt-parallel mantle flow beneath a halted continental collision: the Western Alps, *Earth planet. Sci. Lett.*, **302**(3–4), 429–438.

Barruol, G., Cordier, E., Bascou, J., Fontaine, F.R., Legrésy, B. & Lescarmontier, L., 2013. Tide-induced microseismicity in the Mertz glacier grounding area, East Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 1–5.

Bascou, J., Henry, B., Ménot, R.-P., Funaki, M. & Barruol, G., 2013. Contribution of AMS measurements in understanding the migmatitic terrains of Pointe Géologie, Terre Adélie (East-Antarctica), *Tectonophysics*, **603**, 123–135.

Behn, M.D., Conrad, C.P. & Silver, P.G., 2004. Detection of upper mantle flow associated with the African Superplume, *Earth planet. Sci. Lett.*, **224**(3–4), 259–274.

Boger, S.D., 2011. Antarctica—before and after Gondwana, *Gondwana Res.*, **19**(2), 335–371.

Bowman, J.R. & Ando, M., 1987. Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone, *Geophys. J. Int.*, **88**(1), 25–41.

Di Vincenzo, G., Talarico, F. & Kleinschmidt, G., 2007. An <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar investigation of the Mertz Glacier area (George V Land, Antarctica): implications for the Ross Orogen–East Antarctic Craton relationship and Gondwana reconstructions, *Precambrian Res.*, **152**(3–4), 93–118.

Chaput, J. *et al.*, 2014. The crustal thickness of West Antarctica, *J. geophys. Res. Solid Earth*, **119**(1), 378–395.

Clitheroe, G., Gudmundsson, O. & Kennett, B.L.N., 2000. The crustal thickness of Australia, *J. geophys. Res.*, **105**(B6), 13697, doi:10.1029/1999JB900317.

Collins, C.D.N., 1991. The nature of the crust–mantle boundary under Australia from seismic evidence, *Aust. Lithosph.*, **17**, 67–80.

Coward, M.P. & Daly, M.C., 1984. Crustal lineaments and shear zones in Africa: their relationship to plate movements, *Precambrian Res.*, **24**, 27–45.

Debayle, E. & Ricard, Y., 2012. A global shear velocity model of the upper mantle from fundamental and higher Rayleigh mode measurements, *J. geophys. Res.*, **117**(B10), B10308, doi:10.1029/2012JB009288.

Debayle, E. & Ricard, Y., 2013. Seismic observations of large-scale deformation at the bottom of fast-moving plates, *Earth planet. Sci. Lett.*, **376**, 165–177.

Debayle, E., Kennett, B. & Priestley, K., 2005. Global azimuthal seismic anisotropy and the unique plate-motion deformation of Australia, *Nature*, **433**(7025), 509–512.

Dietrich, R., Rülke, A., Ihde, J., Lindner, K., Miller, H., Niemeier, W., Schenke, H.-W. & Seeber, G., 2004. Plate kinematics and deformation status of the Antarctic Peninsula based on GPS, *Glob. planet. Change*, **42**(1–4), 313–321.

Duclaux, G. *et al.*, 2008. Superimposed Neoproterozoic and Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton (East Antarctica): evidence from Th–U–Pb ages on monazite and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages, *Precambrian Res.*, **167**(3–4), 316–338.

Eilon, Z., Abers, G.A., Jin, G. & Gathery, J.B., 2014. Anisotropy beneath a highly extended continental rift, *Geochem., Geophys. Geosyst.*, **15**, 545–564.

Fanning, C., Ménot, R.P., Peucat, J. & Pelletier, A., 2002. A closer examination of the direct links between Southern Australia and Terre Adélie and George V Land, Antarctica, in *Proceedings of the 16th Australian Geological Convention*, Adelaide.

Flöttmann, T., Gibson, G.M. & Kleinschmidt, G., 1993. Structural continuity of the Ross and Delamerian orogens of Antarctica and Australia along the margin of the paleo-Pacific, *Geology*, **21**, 319–322.

Fontaine, F.R., Barruol, G., Tommasi, A. & Bokelmann, G.H.R., 2007. Upper-mantle flow beneath French Polynesia from shear wave splitting, *Geophys. J. Int.*, **170**(3), 1262–1288.

Fontaine, F.R., Tkalčić, H. & Kennett, B.L.N., 2013a. Imaging crustal structure variation across southeastern Australia, *Tectonophysics*, **582**, 112–125.

Fontaine, F.R., Tkalčić, H. & Kennett, B.L.N., 2013b. Crustal complexity in the Lachlan Orogen revealed from teleseismic receiver functions, *Aust. J. Earth Sci.*, **60**(3), 413–430.

Gapais, D., Pelletier, A., Ménot, R.-P. & Peucat, J.-J., 2008. Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton (East Antarctica), *Precambrian Res.*, **162**(3–4), 531–539.

Gibson, G.M., Totterdell, J.M., White, L.T., Mitchell, C.H., Stacey, A.R., Morse, M.P. & Whitaker, A., 2013. Pre-existing basement structure and its influence on continental rifting and fracture zone development along Australia's southern rifted margin, *J. Geol. Soc. Lond.*, **170**(2), 365–377.

- Goode, J.W. & Finn, C.A., 2010. Glimpses of East Antarctica: aeromagnetic and satellite magnetic view from the central Transantarctic Mountains of East Antarctica, *J. geophys. Res.*, **115**(B9), B09103, doi:10.1029/2009JB006890.
- Gripp, A.E. & Gordon, R.G., 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the Nuvel-1 global plate motion model, *Geophys. Res. Lett.*, **17**(8), 1109–1112.
- Gripp, A.E. & Gordon, R.G., 2002. Young tracks of hotspots and current plate velocities, *Geophys. J. Int.*, **150**(2), 321–361.
- Hammond, J.O.S., Kendall, J.-M., Wokey, J., Stuart, G.W., Keir, D. & Ayele, A., 2014. Differentiating flow, melt, or fossil seismic anisotropy beneath Ethiopia, *Geochem., Geophys. Geosyst.*, **15**, 1–17.
- Hansen, S. E. *et al.*, 2014. Imaging the Antarctic mantle using adaptively parameterized *P*-wave tomography: evidence for heterogeneous structure beneath West Antarctica, *Earth planet. Sci. Lett.*, **408**, 66–78.
- Harley, S.L., Fitzsimons, I.C.W. & Zhao, Y., 2013. Antarctica and supercontinent evolution: historical perspectives, recent advances and unresolved issues, *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **383**(1), 1–34.
- Haskell, N.A., 1953. The dispersion of surface waves on multilayered media, *Bull. seism. Soc. Am.*, **43**, 17–34.
- Ireland, T.R., Flöttmann, T., Fanning, C.M., Gibson, G.M. & Preiss, W.V., 1998. Development of the early Paleozoic Pacific margin of Gondwana from detrital-zircon ages across the Delamerian orogen, *Geology*, **26**(3), 243–246.
- Julià, J., Ammon, C.J., Herrmann, R.B. & Correig, A.M., 2000. Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations, *Geophys. J. Int.*, **143**, 99–112.
- Kennett, B.L.N., Salmon, M., Saygin, E. & the AusMoho Working Group, 2011. AusMoho: the variation of Moho depth in Australia, *Geophys. J. Int.*, **187**(2), 946–958.
- Kleinschmidt, G. & Talarico, F., 2000. The Mertz Shear Zone, Terra Antarct. Reports, 5.
- Knoll, M., Tommasi, A., Logé, R.E. & Signorelli, J.W., 2009. A multiscale approach to model the anisotropic deformation of lithospheric plates *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **10**(8), doi:10.1029/2009GC002423.
- Kreemer, C., 2009. Absolute plate motions constrained by shear wave splitting orientations with implications for hot spot motions and mantle flow, *J. geophys. Res.*, **114**, B10405, doi:10.1029/2009JB006416.
- Kreemer, C., Holt, W.E. & Haines, A.J., 2003. An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation, *Geophys. J. Int.*, **154**(1), 8–34.
- Langston, C.A., 1977. Corvallis, Oregon, Crustal and upper mantle receiver structure from teleseismic P and S waves, *Bull. seism. Soc. Am.*, **67**(3), 713–724.
- Langston, C.A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, Inferred from teleseismic body waves, *J. geophys. Res.*, **84**(9), 4749–4762.
- Lawrence, J.F., Wiens, D.A., Nyblade, A.A., Anandakrishnan, S., Shore, P.J. & Voigt, D., 2006. Crust and upper mantle structure of the Transantarctic Mountains and surrounding regions from receiver functions, surface waves, and gravity: implications for uplift models, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **7**(10), doi:10.1029/2006GC001282.
- Ligorria, P. & Ammon, C.J., 1999. Iterative deconvolution and receiver-function estimation, *Bull. seism. Soc. Am.*, **89**(5), 1395–1400.
- Mainprice, D. & Barruol, G. & Ben Ismail, W., 2000. The seismic anisotropy of the Earth's mantle: from single crystal to polycrystal, in *Earth's Deep Interior: Mineral Physics and Tomography From the Atomic to the Global Scale*, eds Karato, S.-I., Forte, A., Liebermann, R., Masters, G. & Stixrude, L., American Geophysical Union, doi:10.1029/GM117p0237.
- Margheriti, L., Lucente, F.P. & Pondrelli, S., 2003. SKS splitting measurements in the Apenninic-Tyrrhenian domain (Italy) and their relation with lithospheric subduction and mantle convection, *J. geophys. Res.*, **108**(B4), 2218, doi:10.1029/2002JB001793.
- Ménot, R.-P., Pêcher, A., Rolland, Y., Peucat, J.-J., Pelletier, A., Duclaux, G. & Guillot, S., 2005. Structural setting of the Neoproterozoic Terrains in the Commonwealth Bay Area (143–145°E), Terre Adélie Craton, East Antarctica, *Gondwana Res.*, **8**(1), 1–9.
- Ménot, R.P., 2007. Geology of the Terre Adélie Craton (135–146°E), in *Antarctica: A Keystone in a Changing World—Online Proceedings of the 10th ISAES*, p. 1047, eds Cooper, A.K. *et al.*, USGS Open-File Report 2007-1047.
- Mikhail'sky, E.V., 2008. Main stages and geodynamic regimes of the Earth's crust formation in East Antarctica in the Proterozoic and Early Paleozoic, *Geotectonics*, **42**(6), 413–429.
- Monnier, O., Ménot, R.-P., Peucat, J.J., Fanning, M. & Giret, A., 1996. Actualisation des données géologiques sur Terre Adélie (Antarctique Est): mise en évidence d'un collage tectonique au Protérozoïque, *C.R. Acad. Sci. Paris*, **T322**, 55–62.
- Morelli, A. & Danesi, S., 2004. Seismological imaging of the Antarctic continental lithosphere: a review, *Glob. planet. Change*, **42**(1–4), 155–165.
- Morgan, W.J. & Morgan, J.P., 2007. Plate velocities in the hotspot reference frame, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **243**(04), 65–78.
- Müller, C., 2001. Upper mantle seismic anisotropy beneath Antarctica and the Scotia Sea region, *Geophys. J. Int.*, **147**, 105–122.
- Müller, R.D., Royer, J. & Lawver, L.A., 1993. Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks, *Geology*, **21**, 275–278.
- Nicolas, A. & Christensen, N.I., 1987. Formation of anisotropy in upper mantle peridotites: A review, in *Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere*, pp. 111–123, eds Froidevaux, K. & Fuchs, C., Asthenosphere System.
- Oliver, R. & Fanning, C., 1997. Australia and Antarctica: precise correlation of Paleoproterozoic terrains, in *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, pp. 163–172, ed. Ricci, C.A., Terra Antarctic Publication.
- Oliver, R. & Fanning, C., 2002. Proterozoic geology east and southeast of Commonwealth Bay, George V Land, Antarctica, and its relationship to that of adjacent Gondwana terranes, in *Antarctica at the Close of the Millennium*, pp. 51–58, The Royal Society of New Zealand.
- Peucat, J.J., Ménot, R.P., Monnier, O. & Fanning, C., 1999. The Terre Adélie basement in the East-Antarctica Shield: geological and isotopic evidence for a major 1.7 Ga thermal event; comparison with the Gawler Craton in South Australia, *Precambrian Res.*, **94**, 205–224.
- Pondrelli, S., Margheriti, L. & Danesi, S., 2006. Seismic anisotropy beneath Northern Victoria land from SKS splitting analysis, in *Antarctica: Contributions to Global Earth Sciences*, pp. 155–162, eds Fütterer, D., Damaske, D., Kleinschmidt, G.M.H. & Tessensohn, F., Springer-Verlag.
- Reading, A.M., 2004. The seismic structure of Wilkes Land/Terre Adélie, East Antarctica and comparison with Australia: first steps in reconstructing the deep lithosphere of Gondwana, *Gondwana Res.*, **7**(1), 21–30.
- Reading, A.M. & Heintz, M., 2008. Seismic anisotropy of East Antarctica from shear-wave splitting: spatially varying contributions from lithospheric structural fabric and mantle flow?, *Earth planet. Sci. Lett.*, **268**(3–4), 433–443.
- Ritzwoller, M.H., Shapiro, N.M., Levshin, A.L. & Leahy, G.M., 2001. Crustal and upper mantle structure beneath Antarctica and surrounding oceans, *J. geophys. Res.*, **106**(12), 30 645–30 670.
- Roult, G. & Rouland, D., 1994. Antarctica I: deep structure investigations inferred from seismology; a review, *Phys. Earth planet. Inter.*, **84**, 15–32.
- Roult, G., Rouland, D. & Montagner, J.P., 1994. Antarctica II: upper-mantle structure from velocities and anisotropy, *Phys. Earth planet. Inter.*, **84**(1–4), 33–57.
- Salimbeni, S., Pondrelli, S., Danesi, S. & Morelli, A., 2010. Seismic anisotropy of the Victoria Land region, Antarctica, *Geophys. J. Int.*, **182**, 421–432.
- Sambridge, M., 1999a. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space, *Geophys. J. Int.*, **138**(2), 479–494.
- Sambridge, M., 1999b. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—II. Appraising the ensemble, *Geophys. J. Int.*, **138**(3), 727–746.
- Shibutani, T., Sambridge, M. & Kennett, B., 1996. Genetic algorithm inversion for receiver functions with application to crust and uppermost mantle structure beneath Eastern Australia, *Geophys. Res. Lett.*, **23**(14), 1829–1832.

- Silver, P.G., 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: probing the depths of geology, *Annu. Rev. Earth planet. Sci.*, **24**, 385–432.
- Silver, P.G. & Chan, W.W., 1991. Shear wave splitting and sub continental mantle deformation, *J. geophys. Res.*, **96**(B10), 16 429–16 454.
- Stillwell, F.L., 1918. The metamorphic rocks of Adélie Land, Australian Antarctic Expedition 1911–14. Scientific Reports, Ser A. III-Geology.
- Talarico, F. & Kleinschmidt, G., 2003. Structural and metamorphic evolution of the Mertz Shear Zone (East Antarctic Craton, George V Land): implications for Australia/Antarctica correlations and East Antarctic craton/Ross orogen relationships, *Terra Antarct.*, **10**, 229–248.
- Thomson, W.T., 1950. Transmission of Elastic waves through a stratified solid medium, *J. appl. Phys.*, **21**, 89–93.
- Tkalčić, H., Pasyanos, M.E., Rodgers, A.J., Gök, R., Walter, W.R. & Al-Amri, A., 2006. A multistep approach for joint modeling of surface wave dispersion and teleseismic receiver functions: implications for lithospheric structure of the Arabian Peninsula, *J. geophys. Res.*, **111**, B11311, doi:10.1029/2005JB004130.
- Tkalčić, H., Chen, Y., Liu, R., Zhibin, H., Sun, L. & Chan, W., 2011. Multistep modelling of teleseismic receiver functions combined with constraints from seismic tomography: crustal structure beneath southeast China, *Geophys. J. Int.*, **187**(1), 303–326.
- Tommasi, A. & Vauchez, A., 2001. Continental rifting parallel to ancient collisional belts: an effect of the mechanical anisotropy of the lithospheric mantle, *Earth planet. Sci. Lett.*, **185**, 199–210.
- Usui, Y., Kanao, M., Kubo, A., Hiramatsu, Y. & Negishi, H., 2007. Upper mantle anisotropy from teleseismic SKS splitting beneath Lützow-Holm Bay region, East Antarctica, U. S. Geological Survey and The National Academies; USGS OF-2007-1047, Short Research Paper 013, pp. 2–5.
- Vauchez, A., Barruol, G. & Tommasi, A., 1997. Why do continents break-up parallel to ancient orogenic belts?, *Terra Nov.*, **9**(2), 62–66.
- Vauchez, A., Tommasi, A., Barruol, G. & Maumus, J., 2000. Upper mantle deformation and seismic anisotropy in continental rifts, *Phys. Chem. Earth*, **25**(2), 111–117.
- Vauchez, A., Tommasi, A. & Mainprice, D., 2012. Faults (shear zones) in the Earth's mantle, *Tectonophysics*, **558–559**, 1–27.
- Veevers, J.J., 2012. Reconstructions before rifting and drifting reveal the geological connections between Antarctica and its conjugates in Gondwanaland, *Earth-Sci. Rev.*, **111**(3–4), 249–318.
- Vérard, C. & Stampfli, G., 2013. Geodynamic Reconstructions of the Australides—1: Palaeozoic, *Geosciences*, **3**(2), 311–330.
- Walker, K.T., Bokelmann, G.H.R., Klemperer, S.L. & Bock, G., 2005. Shear-wave splitting around the Eifel hotspot: evidence for a mantle upwelling, *Geophys. J. Int.*, **163**(3), 962–980.
- Williams, S.E., Whittaker, J.M. & Müller, R.D., 2011. Full-fit, palinspastic reconstruction of the conjugate Australian-Antarctic margins, *Tectonics*, **30**(6), TC6012, doi:10.1029/2011TC002912.
- Wüstefeld, A. & Bokelmann, G., 2007. Null detection in shear-wave splitting measurements, *Bull. seism. Soc. Am.*, **97**(4), 1204–1211.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, G., Zaroli, C. & Barruol, G., 2008. SplitLab: a shear-wave splitting environment in Matlab, *Comput. Geosci.*, **34**(5), 515–528.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, G. & Barruol, G., 2010. Evidence for ancient lithospheric deformation in the East European Craton based on mantle seismic anisotropy and crustal magnetism, *Tectonophysics*, **481**(1–4), 16–28.

## SUPPORTING INFORMATION

Additional Supporting Information may be found in the online version of this article:

**Figure S1.** Comparison between results obtained from four-layers (left-hand side), an Australian-type six-layers (centre) and a different six-layers seismic velocity input model. For each station, both the plot showing the ensemble of crustal models and the observed (in black) and predicted (in red) radial RF for the best model from the NA inversion are represented. Plots show the best 100 or 1000 models in yellow and green, with the colour being logarithmically proportional to model number. The colour scale shows the increase in data fit from yellow to green. The solid red line represents the mean model.

**Figure S2.** Observed radial RFs and stacked RF at the DRV station for 34 individual events.

**Figure S3.** Synthesis of APM models for the Antarctic plate (arrows) and mean direction of SKS anisotropy (red line). No correlation can be made between one of these Antarctica plate motion estimations and the E–W trend of the SKS anisotropy. APM models are:

\*Dietrich *et al.* (2004) (black) show trends close to N144°E and velocities of 1.4 cm yr<sup>-1</sup>. This result is close to the model of GRSM (blue) (Kreemer *et al.* 2003) N147°E and 1.44, NNR (N147 and 2.08 cm yr<sup>-1</sup>) that assumes the absence of lithospheric net rotation. \*HS2-Nuvel1 in orange (Gripp & Gordon 1990) and HS3-Nuvel1a in green (Gripp & Gordon 2002) APM models trend close to NS (N009°E and N003°W, respectively) at velocities of 1.2–1.4 cm yr<sup>-1</sup>, respectively. These models are dominated by the Pacific hotspots and the motion of the Antarctic Plate is therefore poorly constrained.

\*APM models published by Morgan & Morgan (2007) and Müller *et al.* (1993) (pink and red, respectively) trend towards N69°E and N62°E at DRV, respectively at velocities of 1.2 and 0.7 cm yr<sup>-1</sup>. These models take into account the Indo-Atlantic hotspots and should provide better constraints on the Antarctic Plate motion.

\*GSRM-APM-1 (Kreemer 2009) trends N104°E at a very low velocity of 0.2 cm yr<sup>-1</sup>. This model is based on the minimization of the SKS split direction observations, assuming an asthenospheric origin of anisotropy induced by the plate motion (<http://gji.oxfordjournals.org/lookup/suppl/doi:10.1093/gji/ggu430/-/DC1>).

**Table S1.** Individual measurements of SKS splitting. From left to right: date of the event (date), station where the event is recorded (sta), studied phase (phase), backazimuth of the event (baz), inclination of the wave (inc), applied filter (filter), direction of anisotropy and delay time with error bars estimated with rotation-correlation methods (RC, dtRC), minimum energy (SC, dtSC) and minimum eigenvalues (EV, dtEV), automatic quality factor (autoQ) and manual quality factor (manualQ).

Please note: Oxford University Press is not responsible for the content or functionality of any supporting materials supplied by the authors. Any queries (other than missing material) should be directed to the corresponding author for the article.



# Evidence of Precambrian basement in eastern George V Land (Antarctica) from U-Pb dating of paragneiss xenoliths. Implications for South Australia-East Antarctica connexion.

---

## Sommaire

---

<b>6.1</b>	<b>Résumé</b> . . . . .	<b>118</b>
<b>6.2</b>	<b>Abstract</b> . . . . .	<b>119</b>
<b>6.3</b>	<b>Introduction</b> . . . . .	<b>119</b>
<b>6.4</b>	<b>Geological setting</b> . . . . .	<b>122</b>
<b>6.5</b>	<b>U-Pb dating</b> . . . . .	<b>124</b>
6.5.1	Analytical techniques and data processing . . . . .	124
6.5.2	Results . . . . .	125
<b>6.6</b>	<b>Discussion</b> . . . . .	<b>127</b>
6.6.1	Comparison with the adjacent TAC . . . . .	127
6.6.2	Interpretation of age data . . . . .	128
6.6.2.1	Archean and Paleoproterozoic ages . . . . .	128
6.6.2.2	Greenville and Ross orogeny ages . . . . .	130
<b>6.7</b>	<b>Conclusion</b> . . . . .	<b>132</b>

---

Ce chapitre présente une étude géochronologique menée sur les enclaves de paragneiss qui affleurent à Penguin Point à l'Est de la MSZ dans le but de mieux contraindre l'évolution géodynamique de la région. Le chapitre est composé d'un résumé en français et d'un article soumis à la revue *Lithos* en septembre 2015. L'article intitulé "Evidence of Precambrian basement in eastern George V Land (Antarctica) from U-Pb dating of paragneiss xenoliths. Implications for South Australia-East Antarctica connexion." a fait l'objet d'une collaboration avec Jérôme Bascou, René-Pierre Ménot, Jean-Louis Paquette, Yann Rolland et Jean-Yves Cottin.

### 6.1 Résumé

Le secteur de George V Land constitue une zone clé pour l'étude de l'assemblage, de l'évolution et du morcellement des supercontinents Rodinia et Gondwana. En effet, les terrains à l'affleurement montrent une discontinuité significative entre le craton néoarchéen-paléoprotérozoïque (le TAC) à l'Ouest et les granites paléozoïques à l'Est. Ces deux domaines distincts sont séparés par la zone de cisaillement de la MSZ dont l'âge de fonctionnement au cours de l'orogénèse de Kimban a été estimé à 1.7-1.5 Ga (DI VINCENZO et al., 2007; DUCLAUX et al., 2008). De nombreuses études géochronologiques ont été menées de part et d'autre de l'orogénèse de Kimban au Sud de l'Australie (IRELAND et al., 1998; FRASER et al., 2010; REID et HAND, 2012) ou ailleurs en Antarctique comme par exemple le long de la chaîne Transantarctique (ROWELL et al., 2001; GOODGE et al., 2002; GOODGE et al., 2004) ou à Victoria Land (WYSOCZANSKI et ALLIBONE, 2004). Cependant, le long de la côte de George V Land, les falaises abruptes entourées d'une banquise épaisse entre les glaciers du Mertz et de Ninnis rendent l'accès aux affleurements difficile. Pour autant, l'évolution géodynamique de ce secteur entre 1.5 Ga (dernière âge d'activation de la MSZ) et 500 Ma (âge des granites affleurants à l'Est) est une question essentielle pour les reconstructions géodynamiques. L'objectif de ce travail est donc de dater le socle situé sous les granites paléozoïques à l'Est de la MSZ afin d'établir une éventuelle continuité avec le TAC et, dans le cas contraire, comprendre la juxtaposition de ces deux terrains.

Dans cette optique, une étude géochronologique U-Pb sur zircons et monazites a été menée sur des échantillons du socle en enclave dans le granite paléozoïque à Penguin Point (premier affleurement à l'Est de la MSZ).

Les résultats permettent de mettre en évidence que :

- (i) les âges archéens et paléoprotérozoïques des zircons hérités ne montrent pas de correspondance avec ceux du TAC, mais plutôt avec ceux des terrains situés à l'Est de la zone de cisaillement de Kalinjara au Sud de l'Australie. Ces éléments doivent être pris en compte pour la corrélation des terrains entre le Sud de l'Australie et l'Antarctique. De plus, ces données apportent de nouveaux arguments en faveur de la continuité de la MSZ et de la zone de cisaillement de Kalinjara au cours de l'orogénèse de Kimban à 1.7 Ga, qui ont permis de juxtaposer le Mawson continent (dont le TAC et le Gawler Craton) à l'Ouest avec le microcontinent du Curnamona-Beardmore à l'Est.
- (ii) des zircons hérités issus de l'orogénèse de Grenville-Pinjarra ont été analysés. Les structures liées à cet événement tectonique affleurent actuellement à l'ouest du TAC et se prolongent au centre de l'Antarctique, ce qui suggère que le socle étudié était déjà accolé au TAC au cours du Mésoprotérozoïque, âge de l'évènement orogénique.
- (iii) les zircons hérités ainsi que les zircons et les monazites métamorphiques d'âges paléozoïques suggèrent que les paragneiss constituent des reliques d'une marge passive anté-Gondwana. La position géographique des affleurements à l'ouest de la chaîne Transantarctique suggère que cette marge passive a été formée au sein d'un bassin arrière arc ouvert dans la croûte continentale juste avant la collision de Ross datée à  $\sim 514$ -505 Ma.

- (iv) le domaine à l'Est de la MSZ a subi une histoire géodynamique très différentes de celle du TAC depuis l'archéen jusqu'au Paléozoïque, ce qui implique que la MSZ est une suture tectonique majeure.

## 6.2 Abstract

Despite the crucial location of George V Land terrains for geodynamical reconstructions of the Rodinia and Gondwana supercontinents, geochronological data are still very scarce when compared to that published for South Australia. In particular, a key question concerns the juxtaposition of the two distinct domains that outcrop on the either side of the ductile Mertz shear zone (MSZ, 145°E). The 2.4-1.7 Ga Terre Adélie craton basement (TAC), to the west, and the 500 Ma intrusive granitoid complex from the Penguin-Bage-Webb block (PBW), to the east, differ from each other in age, lithology, structure and crustal thickness. The goal of this paper is mainly to constrain the age of the basement beneath the Palaeozoic granitoids, east of the MSZ in order to determine if it could correspond to the eastward extension of the TAC, and if not, when was it juxtaposed against the TAC. We carried out U-Pb dating of three paragneiss xenolith samples hosted by the Palaeozoic granitoids of Penguin Point, as they represent the underlying crystalline basement of this domain. Results show firstly, a strong correlation (similar ages) between terrains located east of the MSZ and terrains located east of the Kalinjala shear zone, and thus reinforce the continuity between these terrains and between the Mertz and the Kalinjala shear zones during the Kimban orogeny. Secondly, that studied paragneisses are relics of a pre-Gondwana passive margin related to a Late Neoproterozoic to Early Paleozoic back-arc basin, which opened behind the continental magmatic arc and was metamorphosed during the early Paleozoic Ross collision.

## 6.3 Introduction

Terrains from George V Land and Terre Adélie in East Antarctica are considered to be southern extensions of the South Australia Precambrian basement (FLÖTTMANN et al., 1993; BORG and DEPAOLO, 1994; OLIVER and FANNING, 1997; PEUCAT et al., 1999a; PEUCAT et al., 2002; TALARICO and KLEINSCHMIDT, 2003a; TALARICO and KLEINSCHMIDT, 2003b; READING, 2004; VÉRARD and STAMPFLI, 2013; DI VINCENZO et al., 2014), Figures 6.1 and 6.2. George V Land plays a key role in our understanding of the assembly, evolution and separation of the Rodinia and Gondwana supercontinents. However, geochronological data from George V Land rocks are still very scarce when compared to that published for South Australia (IRELAND et al., 1998; FRASER et al., 2010; REID and HAND, 2012) and in neighbouring areas of East Antarctica, for example in the Transantarctic Mountains (e.g. ROWELL et al., 2001; GOODGE et al., 2002; GOODGE et al., 2004) and Victoria Land (e.g. WYSOCZANSKI and ALLIBONE, 2004). One reason for this lack of dating for eastern George V Land (east of the Mertz Shear Zone area) is the extreme difficulty of access to the coast since the very steep rock cliffs (Penguin Point, Cape Bage, Cape Webb) are bordered by a large permanent ice shelf between the



Mertz and Ninnis ice tongues (Figure 6.2).

George V Land consists of two continental domains that are markedly different in age, lithology, structure and crustal thickness, and have been tectonically juxtaposed: to the west, the 1.7-2.4 Ga Terre Adélie Craton basement (TAC), and to the east a younger domain, the Penguin-Bage-Webb (PBW) block, composed of a 500 Ma intrusive granitoid complex associated with the Ross Orogeny (MÉNOT et al., 2007). From field observations, these two domains are likely separated by a major dextral strike-slip structure: the Mertz shear zone (MSZ, 145°E) (KLEINSCHMIDT and TALARICO, 2000; TALARICO and KLEINSCHMIDT, 2003b; TALARICO and KLEINSCHMIDT, 2003a). The MSZ was activated from 1.7 to 1.5 Ga from amphibolite to greenschist facies conditions respectively (DI VINCENZO et al., 2007; DUCLAUX et al., 2008). The tectonic evolution of the easternmost region (PBW block) between 1.5 Ga (last activation of the MSZ) and 500 Ma (age of the domain bordering the craton) is a key question for geodynamic reconstructions. Several scenarios have already been proposed to explain the TAC-PBW juxtaposition. MÉNOT et al. (2005) suggested that a post-Ordovician activation of the MSZ cannot be formally ruled out to explain Palaeozoic outcrops to the east. Post-Cambrian activation of the MSZ was also proposed by TESSENSOHN and HENJES-KUNST (2005) who assumed accretion of a terrane after the 505 Ma (FANNING et al., 2002) granite intrusion. However, the MSZ could not have been re-activated after ductile activation in the 1.5 Ga greenschist facies event, as indicated by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating on biotites (DUCLAUX et al., 2008). In this case, two scenarios might be assumed: (i) either the MSZ can be considered as a tectonic structure only affecting the TAC and thus not involved in the assembly of the TAC and PWB blocks, or (ii) the MSZ is actually responsible for juxtaposing two distinct shields of pre-Mesoproterozoic ages. The first case would be consistent with the second scenario proposed by TESSENSOHN and HENJES-KUNST (2005), and granitoids may be representative of a Neoproterozoic-Early Paleozoic subduction-related magmatic arc developed on the eastern margin of the TAC. The second case might be supported by the assumption of DI VINCENZO et al. (2007) that pre-1.5 Ga basement rocks should occur on both sides of the MSZ, and that they were formed prior its activation. Therefore, the wide ice-covered area, which separates the TAC's closest outcrop from PBW Paleozoic granitoids, may be different from that of the TAC. A similar interpretation is proposed by BOGER (2011), who suggests that the MSZ was active during the Nimrod-Kimban orogeny at 1.7 Ga. During this event, the Mawson continent (Figure 6.1), including the Gawler craton, the TAC, the Miller and Shackleton ranges (FANNING et al., 1999), collided with the Curnamona-Beardmore and Laurentia cratons. According to this assumption, the Curnamona-Beardmore microcontinent basement may extend east of the MSZ beneath the granitoids.

These hypotheses need to be tested in order to evaluate which geodynamical scenarios are the most realistic. Thus, the aim of this paper is mainly to constrain the age of the basement beneath the Palaeozoic granitoids to the east of the MSZ, and therefore determine if it could correspond to the eastwards extension of the TAC, or if not, when it was juxtaposed against the TAC. Up to now, only the age of cross-cutting granitoids have been dated by U-Pb method, at 505 Ma (FANNING et al., 2002).

In this paper we carried out U-Pb dating of three paragneiss xenoliths samples hosted

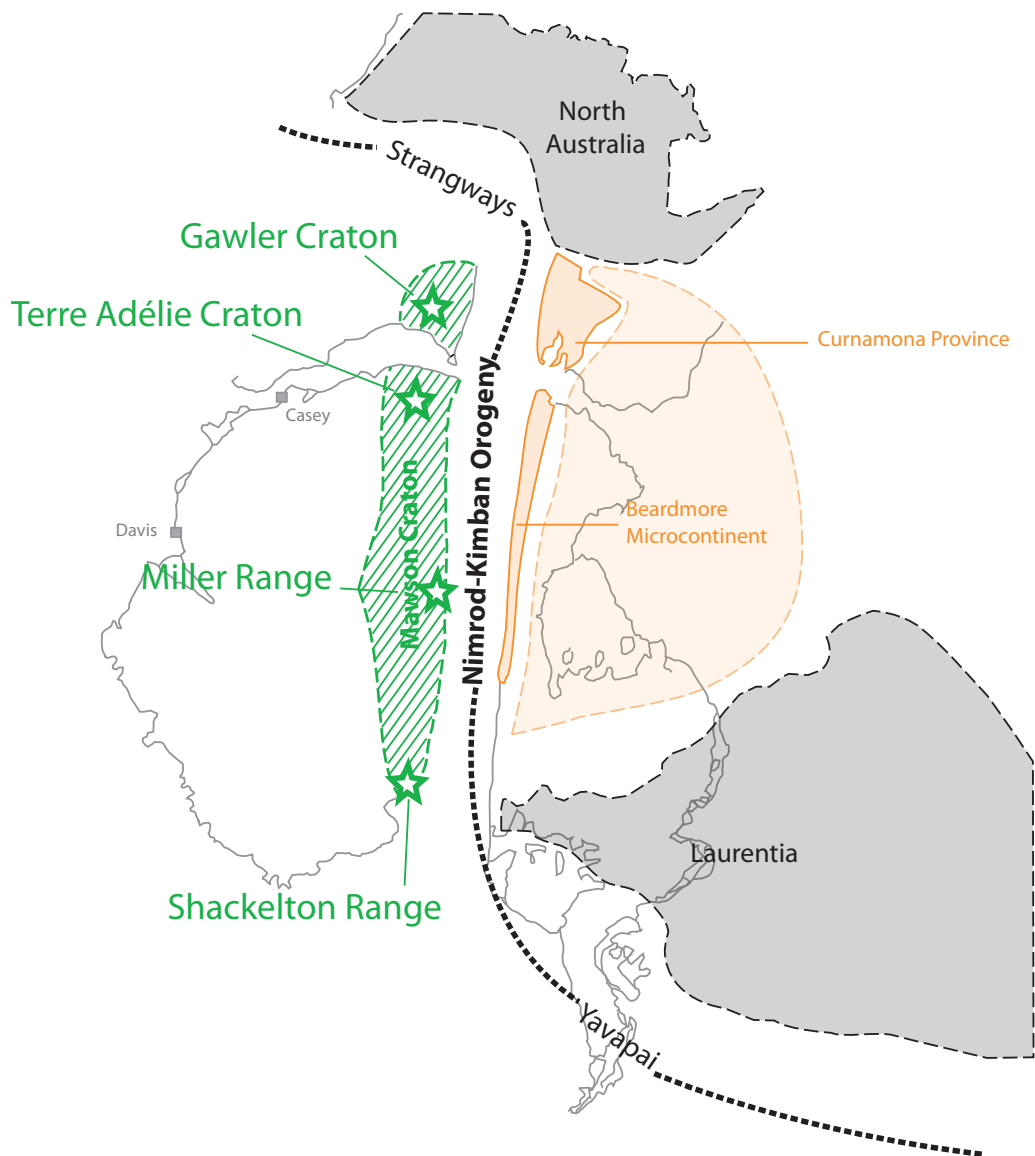


Figure 6.1 – Geodynamic reconstruction of the late Paleoproterozoic (1720 Ma), from BOGER (2011). Nimrod-Kimban collision between Mawson and contiguous North Australian, Curnamona-Beardmore and Laurentia cratons. Grey outline of Antarctica and Australia shows the modern, but as yet unformed extent of these continents.

by the Palaeozoic granitoids of Penguin Point, as they represent the underlying crystalline basement of this domain.

### 6.4 Geological setting

Two distinct continental domains outcrop in our study area: the Terre Adélie Craton (TAC) to the west, and an intrusive complex related to the Ross orogeny to the east (Figure 6.2).

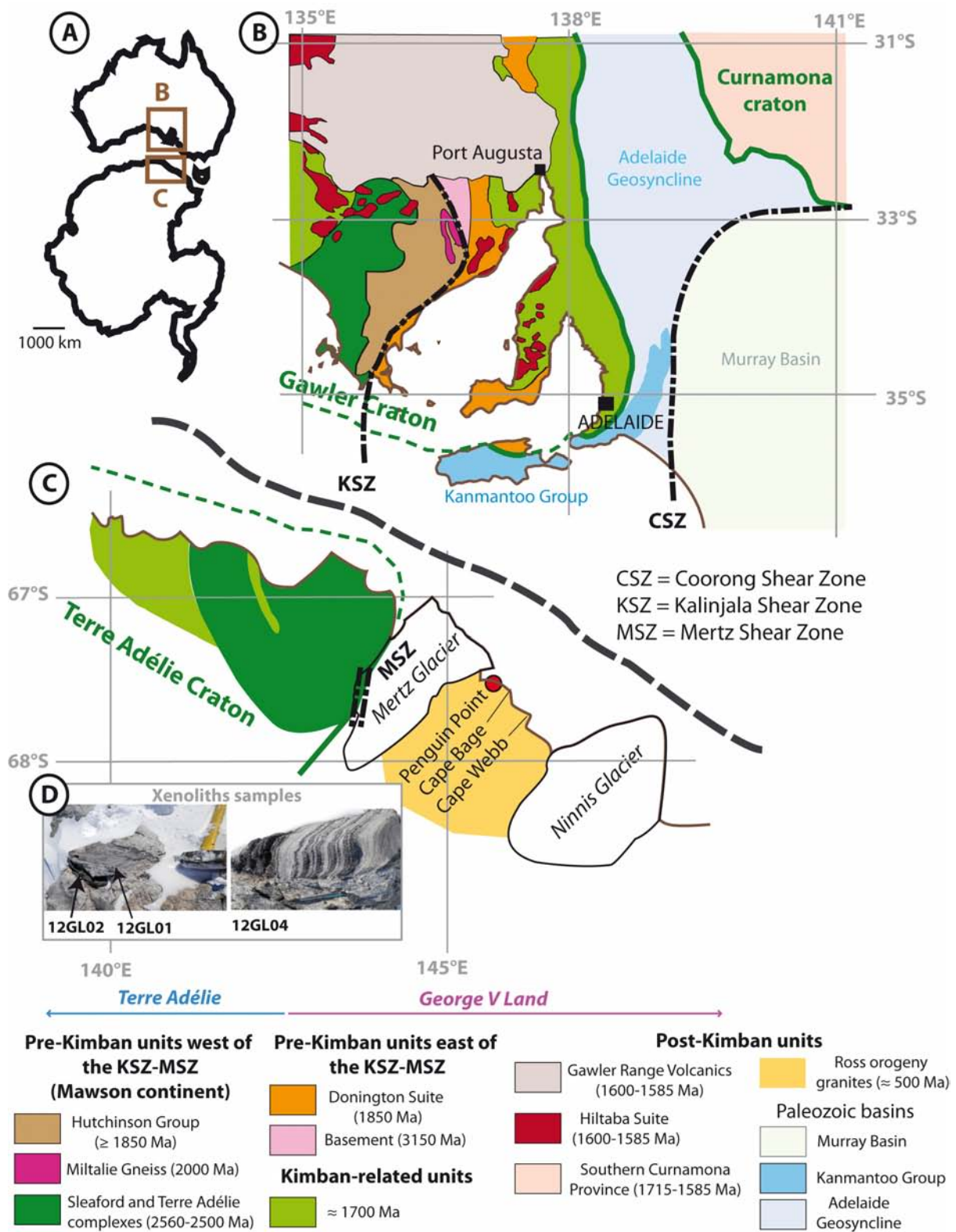
The western domain (135 to 145°E), the TAC, formed between 2.4 and 1.7 Ga (MÉNOT et al., 2005; DI VINCENZO et al., 2007; DUCLAUX et al., 2008). The last tectonic phases recorded in the craton are the 1.7 and 1.5 Ga deformation events that occurred in lower amphibolite and greenschist facies conditions, respectively. The 1.7 Ga deformation was different in the western and eastern parts of the craton. To the west, the penetrative deformation of the Dumont d'Urville sedimentary basin led to the development of shear zone complexes and corresponding intense foliation in the migmatitic paragneiss, and the coeval intrusion of anatectic and mantle-derived magmatic bodies. To the east, the 1.7 Ga deformation occurred in the previously deformed and already cooled 2.4 Ga basement as sparse localized shear zones. In the eastern part of the outcropping craton, along the MSZ, the deformation is more penetrative and affects almost the entire outcrop of Correll Nunatak (146°E). At 1.5 Ga, a partial resetting of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating in biotite grains within the Mertz shear zone likely reflects a passive plumbing system for fluid transfers along the eastern edge of the 2.4 Ga craton nucleus (DUCLAUX et al., 2008).

The eastern domain of the region (145°E to 148°E) is characterized by outcrops of granitoids dated with U-Pb dates of 505 Ma (FANNING et al., 2002) with no Paleoproterozoic imprints recorded in analysed zircons. RAVICH et al. (1968) proposed a detailed petrologic and geochemical description of the Ainsworth Bay between Cape Bage and Cape Webb (East of the MSZ, Figure 6.2). From field observations, they highlighted that this granite complex seems to differ from plutons of other parts of the Antarctic crystalline basement. The authors show that three types of granitoids can be distinguished in this complex, based on their chemical and petrological compositions. Chemical variations between the three granitoids are mainly related to changes in the proportion of K-feldspars.

We studied three xenoliths sampled at Penguin Point (146°E), which constitutes the western outcrop of the 500 Ma granitoids. Penguin Point granite is quite similar to those from Cape Bage (located about 15 km away), which were described by RAVICH

---

Figure 6.2 (*facing page*) – **A**, General map of Antarctica and Australia. **B**, Simplified basement geology map of the Gawler Craton and juxtaposed terrains, modified from HOWARD et al. (2006). **C**, Synthetic geological map of study area, modified from MÉNOT et al. (2005). The green area represents the Terre Adélie Craton, whereas the yellow area is related to the Ross orogeny. The red circle represents the studied outcrop (Penguin Point). **D**, Pictures of the three paragneiss xenolith samples 12GL01, 12GL02 and 12GL04 from the Penguin Point outcrop.



et al. (1968) as homogeneous, grey, massive rocks containing mainly quartz, biotite and plagioclase grains about 200-300  $\mu\text{m}$  in size. Penguin Point granite displays grey oval and spherical xenoliths ranging in size from a few centimetres to a few decimetres (see Figure 6.2). They display sharp boundaries with the host granitoid. Based on petrological criteria, we distinguish three types of xenoliths that contain zircons.

Anatectic paragneisses 12GL01, 12GL02 and 12GL04 are representative samples from these three types of xenolith. In all three samples, the zircon grains are located either as inclusions within biotite grains, or as intergranular isolated grains. Sample 12GL01 mainly contains quartz, biotite and feldspars (mainly plagioclase). In sample 12GL02 the matrix consists of quartz, feldspar, biotite and large (up to several mm) garnet grains. Inclusions of biotite, oxides, feldspar and quartz are observed in the garnet grains. The last sample, 12GL04, is composed mainly of a quartz-feldspar matrix with a few biotite grains.

## 6.5 U-Pb dating

### 6.5.1 Analytical techniques and data processing

We used a standard technique of a jaw crusher and disc mill to crush rock samples, creating a powder finer than 500  $\mu\text{m}$ . Zircon and monazite grains were separated using heavy liquids (tetrabromoethane and diiodomethane), an isodynamic Frantz separator, and then handpicked under a binocular microscope to obtain a representative selection of all components present in the zircon population. Selected zircon grains were mounted in epoxy resin and polished to an equatorial grain section. Analytical work was carried out in the Laboratoire CNRS Magmas et Volcans (Clermont-Ferrand). Minerals were imaged by cathodoluminescence using a Jeol JSM-5910 MEB to distinguish the igneous and metamorphic crystallization textures, resorption surfaces, and overgrowths (VAVRA, 1990; HANCHAR and MILLER, 1993). A Laser-ICP-MS constituted by an Agilent 7500ICP-MS coupled to a Resonetics M-50E 193 nm ArF Excimer laser system was used for in situ U-Pb analyses. Ablation spot diameters of 26  $\mu\text{m}$  with repetition rates of 3 Hz were used in areas that were optically clear, crack-free, and which represented single igneous domains as observed in the cathodoluminescence images. Data were corrected for U-Pb fractionation and the mass bias by standard bracketing with repeated measurements of the GJ-1 and 91500 zircon grains. Repeated analyses of the same standards treated as unknowns were used to control the reproducibility and accuracy of the corrections. Detailed analytical techniques are reported in HURAI et al. (2010); PAQUETTE et al. (2014). Data reduction was carried out with the GLITTER<sup>®</sup> software (VAN ACHTERBERGH et al., 2001). Concordia ages and diagrams were generated using Isoplot (LUDWIG, 2008). Results of SHRIMP U-Pb analyses for all samples are summarized in table A.1 (supplementary data).

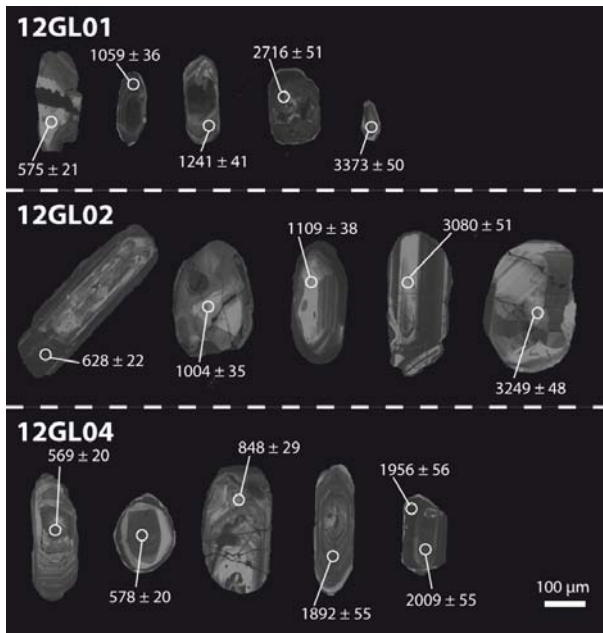


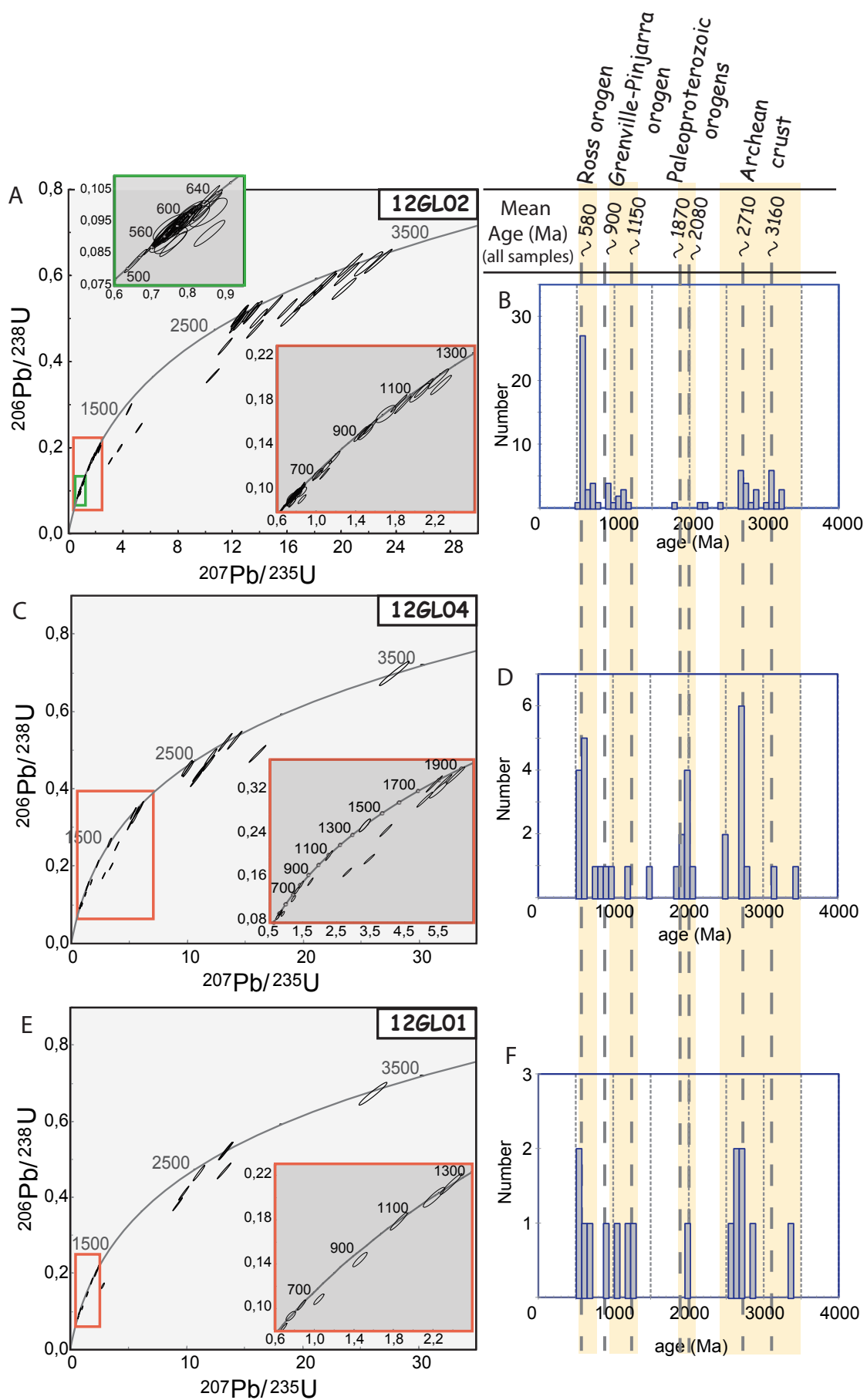
Figure 6.3 – Cathodoluminescence pictures of selected zircon grains from samples 12GL01, 12GL02 and 12GL04. The circles represent the positions of laser spots used for age determinations, and the associated values are the resulting ages (in Ma) and their uncertainties ( $2\sigma$ ). Ages were calculated from  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratios for samples older than 1.5 Ga and from  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ratios for samples younger than 1.5 Ga.

## 6.5.2 Results

62 zircon grains were analysed in sample 12GL02, 28 in sample 12GL04 and 17 in sample 12GL01. Cathodoluminescence pictures of representative zircon grains are presented in Figure 6.3. They are characterized by elliptical to rounded shapes (aspect ratio ranging from 0.3 to 1 with mean value of about 0.6) with abundant fractures and holes indicating abrasion during sedimentary transport and reworking. In some cases, only part of the zircon grain is preserved. Most of these zircon grains are thus detrital. Internal growth structures in the grains reveal derivation from both igneous and/or metamorphic protoliths. Th/U ratios range from 0.01 to 5.78, which indicates a variety of origins (both magmatic and metamorphic). Most zircon grains are light yellow, but a population of bigger dark brown grains were found in sample 12GL02, some of which are metamicts.

Results of U-Pb dating are presented in Figure 6.4 and complete analytical data for all grains are provided in table A.1 (supplementary data). Ages presented in the following are calculated as the mean of discrete peaks. All the studied samples display similar peak age distributions. A wide range of Archean source components is identifiable, with the two main mean ages at  $\sim 2.71 \pm 0.05$  Ga and  $\sim 3.16 \pm 0.05$  Ga in sample 12GL02. The  $\sim 2.71 \pm 0.05$  Ga mean age also constitutes a strong component of both samples 12GL01 and 12GL04. These two samples also contain numerous Paleoproterozoic zircon grains dated at about  $2.08 \pm 0.06$  Ga (and also  $1.87 \pm 0.06$  Ga in sample 12GL04), which are not present in sample 12GL02. Numerous zircons were dated between 900 and 1150 Ma (Greenville ages) in all samples. Another mean Greenville age is present in sample 12GL01 at  $\sim 1050$  Ma. Finally, the youngest ages constitute the main population in sample 12GL02 and the second largest population in samples 12GL01 and 12GL04. The mean ages of these peaks are  $\sim 604$  Ma in sample 12GL01 and  $\sim 578$  Ma in samples 12GL02 and 12GL04. The youngest zircon ages are  $514 \pm 18$  Ma in both samples 12GL01 and 12GL02 and  $569 \pm 20$  Ma in sample 12GL04.

In addition to zircon dating, we also analysed monazite from sample 12GL01. Results



of the 7 dated grains are presented in Figure 6.5. The concordant age calculated is  $514.6 \pm 5.2$  Ma (MSWD = 1.07). The two youngest zircon ages of 514 Ma were obtained from a grain in sample 12GL02 and from a rim in sample 12GL01. These zircons have similar ages to the monazite grains and must have been formed during the same orogenic event. In particular, the youngest zircon grain from sample 12GL02 has low Th/U ratio (about 0.03), suggesting the same metamorphic origin as the monazite grains.

## 6.6 Discussion

Histograms for the three xenolith samples (Figure 6.4) display relatively similar age populations, thus we present in Figure 6.6 a relative probability graph that combines ages from the three samples. All ages, except the youngest ones, are inherited ages from eroded zircon grains. Thus, they are representative ages for the rocks of the sedimentary sources present in the watershed of the paragneiss. The relative age probability in our samples is superposed onto the relative age probability from (i) the Beardmore continent in green (GOODGE et al., 2002), ranging from Paleoproterozoic to Cambrian times, (ii) the 1.7 Ga domain of the TAC in purple (PEUCAT et al., 1999a), and (iii) the 2.5 Ga Neoproterozoic domain of the TAC in orange (MÉNOT, in press).

### 6.6.1 Comparison with the adjacent TAC

U/Pb ages in the TAC Paleoproterozoic domain have mainly been published by PEUCAT et al. (1999a). They show that the Dumont d'Urville basin contains inherited zircon with SHRIMP ages of about 1.73-1.76, 2.6 and 2.8 Ga and that a major partial melting event, marked by newly formed zircon and monazites, occurred at around 1.69 Ga (see purple line in Figure 6.6). Few Neoproterozoic ages corresponding to the major granulite facies event in the TAC were obtained by OLIVER et al. (1983); OLIVER and FANNING (2002). MÉNOT, in press dated a large number of samples from the Neoproterozoic domain of the TAC, which are shown in orange in Figure 6.6. U/Pb zircon dating from these three studies indicates that there was a metamorphic crystallisation at about 2.5 Ga. In our study, we have found no contribution of ages between 1.6 and 1.8 Ga and only 4 zircons display ages between 2.4 and 2.6 Ga. These results indicate that the studied paragneiss xenoliths cannot be part of the TAC crystalline basement. Moreover, sedimentary protoliths have not been sourced from the TAC formations. Thus in terms of geodynamic reconstruction, this implies that the MSZ is a major continental scale tectonic structure that clearly separates two distinct lithospheric domains, as imaged by seismic investigations (LAMARQUE et al., 2015), aeromagnetic exploration (FINN et al.,

---

Figure 6.4 (*facing page*) – **A, C and E:** Concordia plots ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) for data obtained on zircon grains from samples 12GL02, 12GL04 and 12GL01, respectively. **B, D and F:** Histograms of ages calculated for the corresponding samples. Ages were calculated from  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratios for samples older than 1.5 Ga and from  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ratios for samples younger than 1.5 Ga.



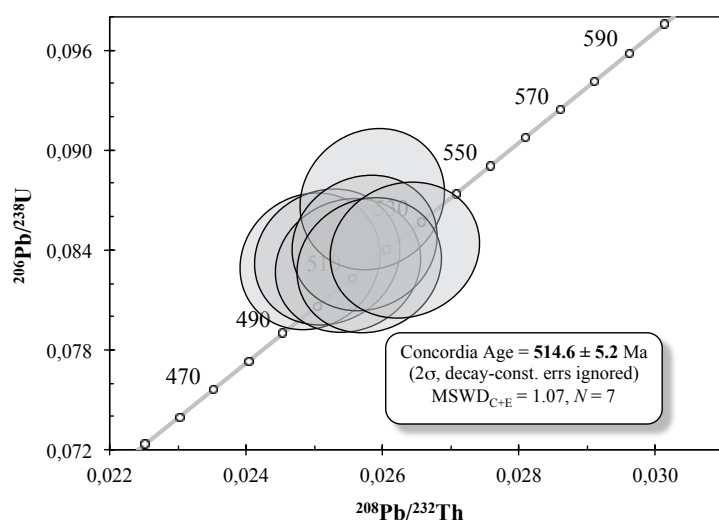


Figure 6.5 – Concordia plots ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ) for data obtained for monazite grains from sample 12GL01.

2006; FERRACCIOLI et al., 2009; AITKEN et al., 2014) or gravity data (JORDAN et al., 2013) in this region.

## 6.6.2 Interpretation of age data

U/Pb age data can be separated in two main groups: (i) Archean and Paleoproterozoic ages, and, (ii), Grenville and Ross ages.

### 6.6.2.1 Archean and Paleoproterozoic ages

Archean and Paleoproterozoic detritic zircon grains are characterized by three main peaks at 3.16 Ga, 2.71 Ga and 1.87-2.08 Ga. The oldest mean peak dated at 3.16 Ma could correspond to the Mesoarchean crust located to the east of the Kalinjala shear zone in South Australia, which was dated at about 3.15 Ga by FRASER et al. (2010). These authors highlighted that this age has only been identified in a relatively restricted region in Australia, near the eastern margin of the Gawler Craton. They also show that there are close temporal correlations between Mesoarchean rocks in the eastern Gawler Craton in Australia and in Antarctica in the Miller Range (GOODGE and FANNING, 1999; GOODGE et al., 2001) and the Prince Charles Mountains (BOGER et al., 2001; BOGER et al., 2006), as well as with North America in the Central Slave Basement Complex of northwestern Canada (KETCHUM et al., 2004).

The second peak is estimated at 2.71 Ga. There is no known event dated at around 2.7 Ga in the Gawler Craton. This event is usually correlated to growth of supercontinents related to superplume activity (ALBARÈDE, 1998; CONDIE, 1998; CONDIE, 2000; CONDIE, 2004) for example in South Africa, West Australia and North America. The volcanic provenance of the 2.7 Ga event argues for no continuity of ages across a single tectonic domain.

The third peak is characterized by two maxima at 1.87 Ga and 2.08 Ga. These two ages could correspond to a major period of felsic volcanism and granite emplacement highlighted across the entire Australian continent by WYBORN (1988). The author shows that this major magmatic event occurred between 1.88 and 1.84 Ga and that these products

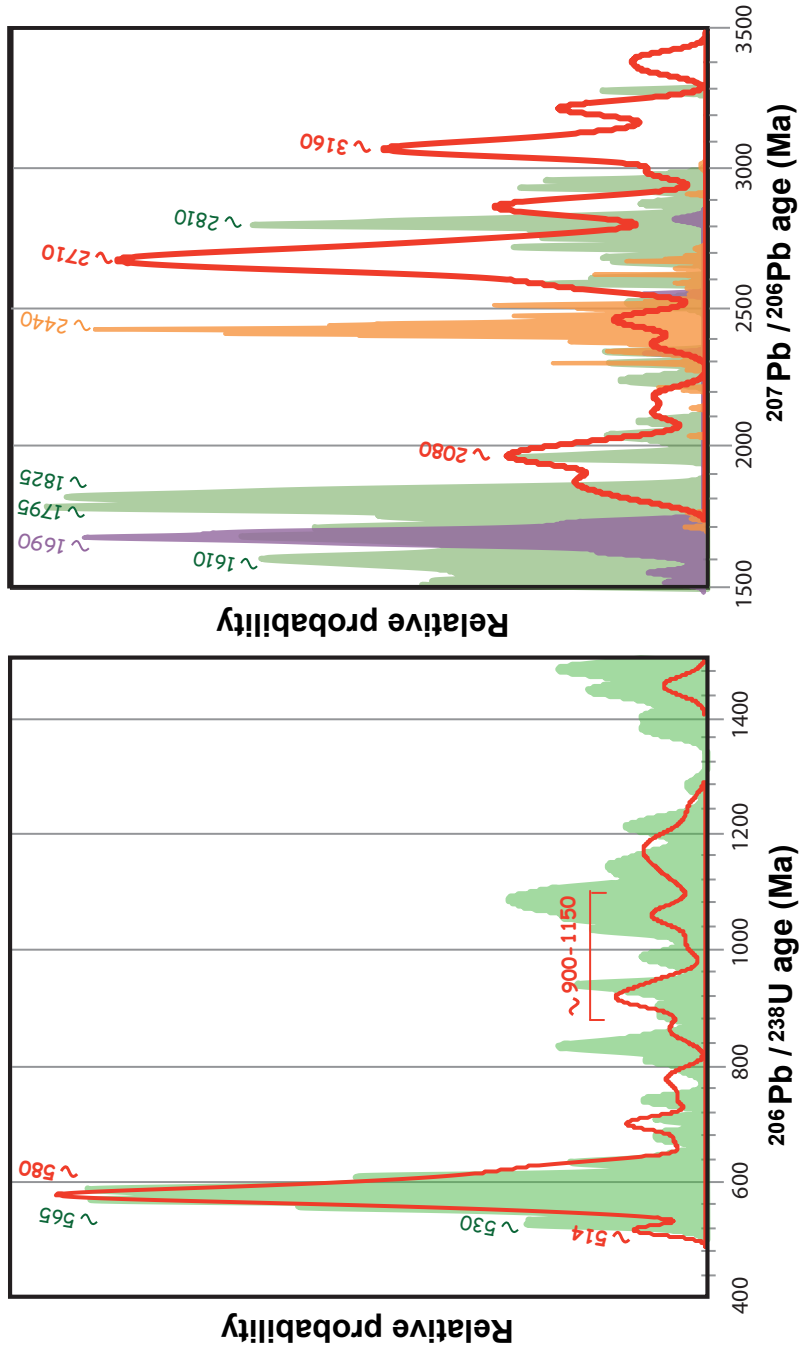


Figure 6.6 – Graphic of relative probability ages from different terrains. Ages were calculated from  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratios for samples older than 1.5 Ga and from  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ratios for samples younger than 1.5 Ga. The red graph corresponds to ages of George V Land xenoliths determined in this study. The green histogram corresponds to the Beardmore group (GOODGE et al., 2002). The purple and orange histograms are related to the Paleoproterozoic domain (PEUCAT et al., 1999a) and to the Neoproterozoic domain of the TAC (MÉNOT, in press), respectively.

formed from a mantle-derived source that is around 2.30-2.00 Ga old. In particular, the Donington suite, located east of the Kalinjala shear zone (Figure 6.2), has been recognized as being part of these formations (HOEK and SCHAEFER, 1998; HOWARD et al., 2006; REID et al., 2008). Along the George V Land coast, GOODGE and FANNING (2010) also dated zircon grains at about 1.85 Ma, deriving from erosion of glaciomarine sediments to the east of the MSZ. They proposed that these Paleoproterozoic zircon grains might indicate an extension of the Donington granitoid suite (South Australia) to the eastern MSZ area.

The discovery of both 3.16 Ga and 1.87-2.08 Ga inherited ages at Penguin Point constitutes a strong argument for the correlation between the eastern part of the Gawler Craton (east of the Kalinjala shear zone) and the studied domain located east of the MSZ. These new data also highlight that two distinct Archean-Paleoproterozoic cratons collided during the Kimban orogeny and were juxtaposed by the MSZ. In South Australia, these two cratons have been distinguished on both sides of the Kalinjala shear zone on the basis of dating (FRASER et al., 2010) and isotopic analysis (HOWARD et al., 2009) of zircons. This also constitutes additional evidence for the continuity of the Mertz and the Kalinjala shear zones during the Kimban orogeny. These results are also in agreement with the geodynamical reconstruction of BOGER (2011), who proposed that the Mawson continent (including the Gawler and the Terre Adélie cratons located to the east of the Kalinjala-Mertz shear zones) collided with the Curnamona-Beardmore microcontinent (west of the Kalinjala-Mertz shear zone) during the Kimban orogeny at 1.7 Ga (Figure 6.1), as Archean-Paleoproterozoic terrains were identified on both sides of the Kimban orogeny at Miller Range, Shackleton Range and in South Australia (Goodge et al., 2002; Fitzsimons, 2003; Howard et al., 2006).

By mapping crustal scale structures into the Southern Ocean, GIBSON et al. (2013) proposed an alternative paleogeographical reconstruction of the Australian and Antarctic margins. The authors suggest that the MSZ continued into South Australia along the Coorong shear zone, instead of the Kalinjala shear zone. As the Coorong shear zone is located to the east of the Donington suite (Figure 6.2), this reconstruction is not compatible with the discovery of 3.16 Ga and 1.87-2.08 Ga inherited zircon grains to the east of the MSZ.

### 6.6.2.2 Greenville and Ross orogeny ages

Zircon grains with Greenville ages were dated in the studied xenoliths. From the geodynamic reconstruction of BOGER (2011), these inherited zircon grains could have been eroded from the Pinjarra-Greenville reliefs which developed during the 1080 Ma orogeny. This orogeny occurred along the western border of the Mawson craton, which is currently located in the central part of the East Antarctica Shield. Inherited zircon grains of 900 to 1200 Ma were dated in Late-Mesoproterozoic and Neoproterozoic basins located on both sides of the East Antarctic continent. On its eastern Mesoarchean boundary, Greenville-Pinjarra ages were identified in the Kanmantoo group in southern Australia (IRELAND et al., 1998), as well as in Antarctica in southern Victoria Land and in the Transantarctic Mountains (ROWELL et al., 2001; GOODGE et al., 2002; GOODGE et al., 2004; WYSOCZANSKI and ALLIBONE, 2004). This is consistent with the magnetic data

interpretation of FINN et al. (2006), who suggested that Neoproterozoic to Cambrian sedimentary basement rocks could be present in eastern George V Land. The transport of inherited zircon grains from the Pinjarra-Greenville orogeny to the current eastern George V Land region is only possible if the east MSZ area was already juxtaposed against the TAC at this time. This argues in favor of a juxtaposition of the two domains on either side of the MSZ during late Paleoproterozoic times, as assumed by BOGER (2011)

We distinguish a small population of grains between 650 and 780 Ma, which could correspond to extensive magmatism related to the breakup of the Rodinia supercontinent (HARLAN et al., 2003). Several samples from the study of GOODGE and FANNING (2010) also recorded ages from the beginning of this tectonic event at 780-800 Ma, in glaciomarine sediments removed offshore from the George V Land coast.

The Ross orogeny represents the most important peak in the studied paragneisses xenoliths. The youngest age of 514 Ma was measured in a zircon from sample 12GL02, and in the rim of a zircon from sample 12GL01. In sample 12GL02, this zircon grain have low Th/U ratios (about 0.03), suggesting a metamorphic origin. This hypothesis is in agreement with the monazite dating, which argues that the last metamorphic imprint occurred around  $514.6 \pm 5.2$  Ma. Apart from this metamorphic ages, the Ross event is characterized in our samples by ages ranging from 633 to 546 Ma, with a mean age at 583 Ma. These results agree with previous  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating (640 to 530 Ma with a minimum age of  $518 \pm 5$  Ma) of white-mica detrital grains from an erratic sandstone collected east of the Ninnis Glacier (DI VINCENZO et al., 2007). The authors described this sample as petrologically similar to paragneiss xenoliths outcropping between the Mertz and Ninnis Glaciers. An important age peak at around 570-580 Ma was also observed by GOODGE and FANNING (2010) in glaciomarine sediments, as well as in granite and gneiss clasts, from the region between the Mertz and Ninnis Glaciers. The authors suggest that these samples were likely derived from the deep crust of the Ross magmatic arc. Elsewhere in Antarctica and Australia, the Ross orogeny imprint is visible in deformed and metamorphosed pre-Gondawana passive margin relics (BOGER, 2011). It is recognized in Antarctica along the Transantarctic Mountains in the Wilson Terrane, as well as in the Skelton, Koettlitz, Beardmore, and Hannah Ridge Formations (ROWELL et al., 2001; GOODGE et al., 2004; WYSOCZANSKI and ALLIBONE, 2004; TESSENSOHN and HENJES-KUNST, 2005) and in Australia in the Adelaide Fold Belt and Kanmantoo groups (FLÖTTMANN et al., 1993; IRELAND et al., 1998; FODEN et al., 2006). Most of these studies constrain the Ross orogeny to within a main phase of deformation at around 515-505 Ma, followed by a phase of plutonic activity at 510-480 Ma. This is illustrated in Figure 6.6, where the ages of the Beardmore group dated by GOODGE et al. (2002) are compared to data from this study. The peaks of the Ross orogeny ages in the two regions fit well, arguing for continuity in the tectonic event. Moreover, the granitoids that host the studied paragneisses were dated at 505 Ma by FANNING et al. (2002), which agrees with the main magmatic event dated elsewhere in the Ross orogenic domain. We can thus conclude that the paragneiss xenoliths of Penguin Point contain relics of pre-Gondwana passive margin deformed and metamorphosed during the Ross orogeny. This finding may extend to most of the other relics of pre-Gondwanan passive margin that are located on

the eastern side of the Transantarctic Mountains in Antarctica. The particular location of our samples on the western side of the Ross orogenic belt can be explained using the geodynamic reconstruction of VÉRARD and STAMPFLI (2013) which implies the formation of a continental magmatic arc named "Bowers arc" prior to collision. The authors proposed that rifting and back-arc spreading were established along the Australia-Antarctica active margin during a slab roll-back at  $\sim 526$  Ma. This back-arc spreading led to separation of a continental magmatic arc (named "Bowers Arc") from the Australia-Antarctica continent. They further proposed that the Bowers arc migrated toward the Patagonia-Wagga terrane, which had detached during earlier rifting from the west coast of Laurentia continent. According to VÉRARD and STAMPFLI (2013), collision between the Bowers arc and the Patagonia-Wagga terrane occurred off-shore of Gondwana and corresponded to the Delamerian Orogeny. In this reconstruction, the Delamerian collision was followed by the closure of the back-arc basin and finally by a second collision (the Ross Orogeny) between the accreted Bowers arc - Patagonia-Waga terrane and Gondwana. This hypothesis is in agreement with airborne gravity and aeromagnetic data in the region (FERRACCIOLI and BOZZO, 2003; FINN et al., 2006; FERRACCIOLI et al., 2009; GOODGE and FANNING, 2010; JORDAN et al., 2013). In particular, aeromagnetic study of FERRACCIOLI et al. (2009) highlighted that the eastern George V Land region is composed by a basin, which is structurally controlled (the Wilkes Subglacial Basin). They show also that the magnetic anomaly pattern over this basin is similar to those of the back-arc mobile belt of the northern Cordillera. They thus interpreted the eastern George V Land region between the Ross magmatic arc at east and the TAC at west as an inherited back-arc basin of Ross age.

## 6.7 Conclusion

U-Pb paragneiss xenoliths dates from the eastern George V Land region outline its geological history from Archean to Cambrian times. Results of this study reinforce the geological correlations between South Australia and the Terre Adélie-George V Land regions and support the established geodynamical reconstructions for the region, which are synthesized by BOGER (2011); VÉRARD and STAMPFLI (2013). In particular, we have shown that:

(i) Inherited Archean and Paleoproterozoic zircon grains have similar ages to those identified in terrains located to the east of the Kalinjala shear zone. This has implications for correlations between the east Mertz Shear Zone area in East Antarctica and the eastern terrains of the Gawler Craton in South Australia. It is also additional evidence for continuity between the Mertz and the Kalinjala shear zones during the Kimban orogeny, which juxtaposed the Mawson Craton (including the Gawler and Terre Adélie cratons) against the Curnamona-Beardmore microcontinent.

(ii) Inherited zircon grains from the Pinjarra-Greenville orogeny were collected in paragneisses from the east MSZ area arguing in favor of a juxtaposition of the Mawson continent against Eastern George V Land before this orogeny, in agreement with previous observations (BOGER, 2011, and references therein).

(iii) Inherited zircon, metamorphic zircon and monazite grains related to Ross orogenic

processes suggest that the paragneisses are relics of the pre-Gondwana passive margin, which had been deformed and metamorphosed during the early Paleozoic collision. The geographic location of these outcrops, east of the Transantarctic Mountains, argues that the sedimentary sequence was related to a Late Neoproterozoic to Early Paleozoic back-arc basin which opened behind the continental magmatic arc before the Mid-Cambrian collision.

(iv) These data argue that the MSZ was a major tectonic boundary (i.e. previously a suture zone) and not an intra-cratonic deformation zone.

### **Acknowledgements**

This work was supported by the French polar institute (IPEV, Institut Polaire Paul Emile Victor) through the program ArLiTA (Architecture de la Lithosphère de la Terre Adélie). This study also benefited of the INSU-SYSTER funding. Thanks are due to Jean-Marc Hénot for his support during SEM analytical sessions. Simon Couzinié is acknowledged for his constant support during data processing.



## **7.1 La zone de cisaillement du Mertz : une structure majeure ?**

### **7.1.1 La bordure Est du craton de Terre Adélie**

La MSZ est caractérisée par un ensemble de structures de déformation observables à différentes échelles et qui se sont mises en place sur la bordure Est du craton de Terre Adélie (TAC). Dans cette région, deux domaines continentaux différents affleurent de part et d'autre du glacier du Mertz : le domaine néoarchéen du TAC à l'Ouest et un complexe granitique intrusif associé à l'orogénèse de Ross à l'Est. Ce dernier, situé entre 145°E et 148°E, est caractérisé par des granitoïdes datés à 505 Ma (FANNING et al., 2002) qui n'ont pas été intensément déformés suite à leur mise en place. Des enclaves de paragneiss au sein des granitoïdes contiennent des zircons hérités datés de 3.3 Ga à 550 Ma ainsi que des zircons néoformés et des monazites datés à 514 Ma (chapitre 6). Le domaine néoarchéen du TAC à l'Ouest, situé entre 135°E et 145°E, se forme autour de 2.4 Ga (PEUCAT et al., 1999b; MÉNOT, sous presse). Les déformations néoarchéennes ont été étudiées en détails par PELLETIER (2001) dans l'unité de East Commonwealth Bay (ECB) qui est caractérisée par une paragénèse formée en faciès granulite, ainsi que dans celle de Port Martin (PMA) ayant enregistré une succession d'évènements tectoniques en faciès amphibolite. Ce domaine présente une structuration néoarchéenne en dôme-bassin datée à 2.45 Ga et qui est recoupée par des zones de cisaillement verticales rétro-morphosées en faciès amphibolite et orientées principalement N-S au cours d'un évènement de tectonique en compression daté à 2.42 Ga (PELLETIER, 2001; MÉNOT et al., 2005; DUCLAUX et al., 2008). D'après PELLETIER (2001), le dôme principal se situe dans le domaine granulitique et est centré sur un axe NO-SE avec une foliation sub-horizontale orientée NO-SE au coeur du dôme à Cape Pigeon et jusqu'à sub-verticale en bordure (direction N-S à Aurora par exemple). C'est au niveau de la bordure Est de ce dôme principal que se met en place la MSZ.

### **7.1.2 Caractéristiques de la MSZ**

La caractérisation des structures de déformation, de l'échelle du cristal à l'échelle kilométrique, met en évidence la localisation de la déformation crustale sur la bordure Est du TAC. La MSZ est caractérisée par un ensemble de zones de cisaillement pluri-centimétriques à pluri-métriques localisées et fortement anastomosées. Au coeur du TAC les zones de cisaillement associées à la MSZ sont plus rares. L'étude des microstructures et des orientations préférentielles de réseau (OPR) développées au sein des mylonites de



la MSZ révèle que l'ensemble des phases minérales étudiées (quartz, feldspaths, biotite et amphibole) sont déformées de manière plastique principalement par fluage dislocation associé à de la recristallisation dynamique par rotation de sous-grains et aussi par migration de joints de grains. Cette déformation est majoritairement non-coaxiale. Grâce à la modélisation thermodynamique effectuée sur un échantillon mylonitique du Nunatak de Correll, il a été estimé que la MSZ a été active dans les conditions du faciès amphibolite ( $\sim 680 \pm 50^\circ\text{C}$  et  $\sim 0.68 \pm 0.05 \text{ GPa}$ ). De plus, la modélisation thermodynamique a permis d'indiquer la présence de fluides de type  $\text{H}_2\text{O}$  et  $\text{CO}_2$  au sein de la MSZ.

La MSZ se distingue donc très nettement du domaine néoarchéen en faciès granulite du TAC qu'elle affecte. En effet, les boudins tectoniques à Aurora et Murchinson ainsi que le coeur du dôme granitique à Cape Pigeon présentent des paragenèses, des microstructures et des OPR différentes. Ces affleurements ont enregistré une déformation à plus haute température ( $800\text{-}1000^\circ\text{C}$  et  $0.8\text{-}1.1 \text{ GPa}$ ), comme le montrent les études thermo-barométriques précédentes (PELLETIER, 2001) et le complément d'étude métamorphique développé ici. Les OPR des phases minérales (quartz, feldspaths, biotite et orthopyroxène) indiquent que la déformation plastique s'est effectuée par fluage dislocation fortement couplé à de la diffusion, principalement grâce à des mécanismes de migration de joints de grain. L'épisode de rétro-morphose est marqué par une recristallisation importante qui s'effectue grâce à la rotation de sous-grains. De plus, la déformation au sein des granulites apparaît comme principalement coaxiale dans les échantillons modérément déformés et non-coaxiale au sein des mylonites. Les études géochronologiques sont en accord avec les études microstructurales et métamorphiques et permettent de distinguer la MSZ des événements tectoniques plus anciens qui permettent la formation du socle néoarchéen. Les datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur amphiboles et biotites révèlent en effet que la MSZ a été active à 1.7 Ga (DI VINCENZO et al., 2007; DUCLAUX et al., 2008) alors que le domaine néoarchéen est daté à 2.45 et 2.42 Ga (MÉNOT, sous presse; DUCLAUX et al., 2008). Ainsi, même si la bordure Est du TAC est relativement complexe car elle enregistre une succession d'événements tectoniques, la zone de cisaillement du Mertz présente des caractéristiques pétro-structurales qui lui sont propres et qui permettent de la distinguer des événements précédents.

Par ailleurs, TALARICO et KLEINSCHMIDT (2003b) suggèrent que la MSZ présentait une continuité avec la zone de cisaillement de Kalinjala (KSZ) avant l'ouverture de l'océan austral. La KSZ se situe en Australie du Sud au sein du craton de Gawler et est interprétée par HOWARD et al. (2006) comme une limite de plaque au Paléoprotérozoïque qui sépare le domaine néoarchéen du Sleaford Complex à l'Ouest (2.5-2.4 Ga, SWAIN et al., 2005), du Donington Suite à l'Est (1.85 Ga, HOEK et SCHAEFER, 1998), Figures 7.1 et 7.2. VASSALLO et WILSON (2002) décrivent la KSZ comme une structure de déformation non-coaxiale en faciès amphibolite ayant fonctionné à 1.7 Ga. Ainsi, la zone de cisaillement de Mertz-Kalinjala apparaît comme une structure majeure qui constitue une limite de plaque au cours de l'orogénese de Kimban datée à 1.7 Ga.

### 7.1.3 Etude à grande échelle de la MSZ

L'étude à grande échelle de la MSZ a été effectuée grâce à une approche sismologique couplant l'analyse des fonctions récepteurs et l'anisotropie des ondes SKS (chapitre 5).

## 7.1. La zone de cisaillement du Mertz : une structure majeure ?

---

Cette étude a été menée suite au déploiement de 4 stations pendant 2 ans le long de la côte de Terre Adélie et de George V Land. La qualité du signal des ondes télésismiques enregistrées aux 4 stations temporaires ainsi qu'à la station permanente DRV du réseau GEOSCOPE a permis de révéler la structure lithosphérique des différents blocs qui composent le TAC, de la MSZ et des terrains paléozoïques à l'Est. Les fonctions récepteurs permettent une cartographie de la structure de la croûte sous les stations, et notamment l'estimation de la profondeur du Moho. L'analyse de l'anisotropie des ondes SKS est un outil efficace pour imager les structures mantelliques. Les résultats des deux méthodes ont montré que les épaisseurs de croûte ainsi que les structures mantelliques sont nettement distinctes de part et d'autre de la MSZ. Au niveau du TAC, la croûte est épaisse de 40 à 44 km et s'amincit à 36 km à l'aplomb de la MSZ. Le manteau présente une foliation globalement orientée E-O à NO-SE. Par contre, le domaine paléozoïque présente une croûte moins épaisse (de l'ordre de 28 km) et une foliation mantellique orientée NE-SO. Les données significativement différentes de part et d'autre de la MSZ suggèrent que cette structure constitue une limite majeure entre deux lithosphères distinctes.

La question de la profondeur d'enracinement d'une telle structure se pose. En effet, l'anisotropie des ondes SKS montre que le manteau sous le TAC a une structuration dominante E-O à SE-NO sans lien avec l'orientation N-S de la zone de cisaillement en surface. Cette structuration a été interprétée comme l'empreinte mantellique résultant de l'ouverture de l'océan austral entre l'Antarctique et l'Australie, dernier événement tectonique ayant affecté la lithosphère du TAC. L'étude des fonctions récepteurs a permis de mettre en évidence un saut de Moho important entre le TAC et les terrains situés à l'Est de la MSZ. Cependant, ce saut de Moho peut difficilement être imputé à la zone de cisaillement du Mertz au cours du Paléoprotérozoïque car les indices de déformation dans la croûte révèlent un jeu décrochant dominant. Il est possible que cette structure majeure ait été réactivée de manière fragile au cours du Cambrien, peut-être avec un jeu normal ce qui pourrait expliquer l'amincissement crustal observé.

Par ailleurs, les nouvelles données géochronologiques présentées dans le chapitre 6 confirment que la MSZ était prolongée par la zone de cisaillement de Kalinjala au cours de l'orogénèse de Kimban. De plus, les données microstructurales (chapitre 4) et thermo-barométriques (chapitre 3) indiquent que la déformation s'est produite en croûte intermédiaire. En d'autres termes, il s'agit donc d'une zone de cisaillement dont la déformation dans la croûte se prolongeait sur plusieurs centaines de kilomètres de long et qui constituait une suture majeure entre deux domaines cratoniques. De nombreux travaux ont montré que les failles et zones de cisaillement de cette ampleur sont généralement enracinées dans le manteau lithosphérique comme par exemple au niveau de la faille de San Andreas (BONNIN et al., 2010), voire même dans l'asthénosphère (VAUCHEZ et TOMMASI, 2003 ; VAUCHEZ et al., 2012). De plus, l'enracinement d'une zone de cisaillement dans le manteau lithosphérique dépend principalement de la rhéologie du manteau supérieur qui est notamment fonction de son état thermique. En effet, les zones de cisaillement seront plus facilement enracinées dans le manteau au sein d'une lithosphère « froide » (manteau supérieur rigide) alors qu'au sein d'une lithosphère « chaude » (manteau supérieur ductile) la déformation sera plus diffuse dans la croûte inférieure et dans le manteau. La MSZ a été activée au sein d'une lithosphère cratonique dont le gradient géothermique

était suffisamment « froid » pour que la déformation au Paléoprotérozoïque soit localisée et sans production importante de magma. Ceci laisse à penser que le manteau supérieur pouvait présenter une certaine rigidité et que la zone de cisaillement du Mertz-Kalinjala comportait possiblement une racine mantellique. De plus, TOMMASI et VAUCHEZ (2001) soulignent que la réactivation de structures tectoniques, en particulier au niveau des rifts, se produit essentiellement au sein du manteau et donc le long des grandes zones de cisaillement profondément enracinées. Ainsi, l'hypothèse de la réactivation de la MSZ lors de la formation du bassin arrière-arc avant l'orogénèse de Ross laisse également à penser qu'il s'agissait d'une structure d'échelle lithosphérique. Cependant, l'anisotropie des ondes SKS au niveau de Nunatak de Correll suggère que les fabriques mantelliques liées à la MSZ ont été détruites, au moins à proximité de la côte, lors de l'ouverture de l'océan austral.

### 7.1.4 Fonctionnement de la MSZ au cours du temps

La MSZ se met en place en faciès amphibolite au cours du Paléoprotérozoïque (DI VINCENZO et al., 2007 ; DUCLAUX et al., 2008) le long de la bordure Est du TAC, lui-même déjà structuré au cours d'événements précédents néoarchéens. Les déformations néoarchéennes du TAC consistent principalement sur la bordure Est en un dôme formé en faciès granulite centré sur un axe NO-SE avec une foliation sub-horizontale orientée NO-SE au coeur du dôme à Cape Pigeon et jusqu'à sub-verticale en bordures avec une direction N-S à Aurora par exemple. Ce dôme formé à 2.45 Ga est recoupé par des zones de cisaillement verticales développées en faciès amphibolite associées à la rétro-morphe du domaine granulitique à 2.42 Ga. La MSZ se développe au niveau de la bordure Est de ce dôme principal. Se pose donc la question de l'influence des structures néoarchéennes héritées sur la géométrie et la localisation géographique de la MSZ au Paléoprotérozoïque. MÉNOT et al. (2005) suggèrent que la non-continuité de l'orientation des structures néoarchéennes entre le coeur (orientation NO-SE) et la bordure du dôme granulitique (N-S à Aurora) pourrait-être liée à une rotation passive des boudins tectoniques lors de l'activation de la MSZ à 1.7 Ga. Cependant, cette hypothèse aborde l'orientation des structures néoarchéennes mais ne traite pas la question de leur pendage. En effet, la MSZ semble se mettre en place dans une zone structurée verticalement, ce qui pourrait avoir une influence sur l'extension, la géométrie et la localisation de la déformation paléoprotérozoïque.

Par ailleurs, le saut de Moho important ( $\sim 12$  km) observé au niveau de la MSZ grâce à l'étude des fonctions récepteurs soulève la question d'une réactivation fragile post-paléoprotérozoïque de la MSZ. En effet, les indices cinématiques observés en surface (ombres de recristallisation des feldspaths, géométrie asymétrique des OPR des axes [0001] du quartz par exemple) indiquent un jeu principalement décrochant qui ne permet pas d'expliquer un tel décalage du Moho au cours de la déformation ductile de la MSZ. Les datations des enclaves de paragneiss qui échantillonnent le socle situé à l'Est de la MSZ suggèrent la formation d'un bassin arrière-arc à la limite Est du craton de Terre Adélie, rapidement suivi par sa fermeture au cours de l'orogénèse de Ross ( $\sim 514$  Ma). Ces reconstructions géodynamiques impliquent que la MSZ a successivement été réactivée en domaine cassant avec un jeu normal puis inverse, ce qui pourrait expliquer le saut de Moho constaté. Cette hypothèse pourrait expliquer la présence de structures cassantes

tardives observées par KLEINSCHMIDT et TALARICO (2000) ; TALARICO et KLEINSCHMIDT (2003b) sur les sites de Correll, Aurora et Murchinson. Par ailleurs, le jeu normal d'âge paléozoïque de la zone de cisaillement du Mertz pourrait être associé à d'autres failles normales situées sous le glacier du Mertz entre Correll et Penguin Point.

## 7.2 Apports à l'étude des zones de cisaillement

### 7.2.1 Influence des structures héritées

De nombreuses études ont montré que les structures héritées jouent un rôle important sur le développement et la géométrie de nouvelles déformations au sein de la lithosphère. VAUCHEZ et al. (1998) suggèrent que la déformation de la lithosphère continentale dépend (i) des contraintes tectoniques appliquées aux limites de plaques tectoniques, (ii) de la géométrie de ces plaques et, (iii) de leur hétérogénéité mécanique intrinsèque. Les auteurs précisent qu'à l'échelle des plaques tectoniques, la déformation est essentiellement guidée par la structure du manteau et que les zones de cisaillement d'échelle lithosphérique sont principalement responsables de l'hétérogénéité mécanique. La réactivation de zones de cisaillement au sein du manteau a été montrée par l'étude pétrologique et microstructurale d'enclaves de péridotites de la région du Hoggar (Algérie) effectuée par KOURIM et al. (2014). Cependant, l'observation directe de zones de cisaillement mantelliennes est limitée à la présence de xénolites. Ainsi, de nombreuses études font état de réactivations successives de structures ductiles au sein de la croûte comme par exemple le long de la zone de cisaillement de Homestake (Colorado) au cours du Paléo- et Méso-protérozoïque (SHAW et al., 2001), de celles de la région de Borborema (Brésil) au cours du Néoprotérozoïque (DE SOUZA et al., 2006), ou encore de celle de Lungmu Co (Tibet) au cours du Crétacé (LELOUP et al., 2012). Par ailleurs, de nombreuses structures ductiles héritées présentent des indices de déformations tardives cassantes. Dans la région de Borborema au Nord-Est du Brésil, KIRKPATRICK et al. (2013) ont montré que les structures héritées (précédemment décrites par DE SOUZA et al. (2006)) ont guidé l'orientation et la géométrie des failles cassantes qui se sont développées lors du rifting de l'océan Atlantique. Toujours au Brésil, LIMA NETO et al. (2013) ont montré qu'en 2007 une série de séismes a été produite le long de la zone de cisaillement transcontinentale de Pernambuco jusqu'alors considérée comme fossile. Sur la marge conjuguée, cette réactivation tectonique de structures ductiles au cours de l'ouverture de l'océan Atlantique a également été suggérée suite à l'étude sismologique de la région volcanique du Cameroun par DEPLAEN et al. (2014). La présence de séismes le long de zones de cisaillement héritées a également été mise en évidence au sein des chaînes de montagnes de l'Himalaya (LELOUP et al., 2012) et des Pyrénées (DUMONT et al., 2015). Enfin, la zone de cisaillement transcontinentale sud Armoricaïenne tardi-hercynienne montre encore de nos jours des évidences de sismicité active (MAZABRAUD et al., 2013).

L'influence des structures héritées a particulièrement été étudiée pour comprendre la géométrie et la cinématique de l'ouverture des rifts au sein de la croûte continentale. TOMMASI et VAUCHEZ (2001) soulignent en effet que dans la majorité des cas, l'axe des rifts s'oriente parallèlement aux structures mantelliennes préexistantes si les contraintes ex-

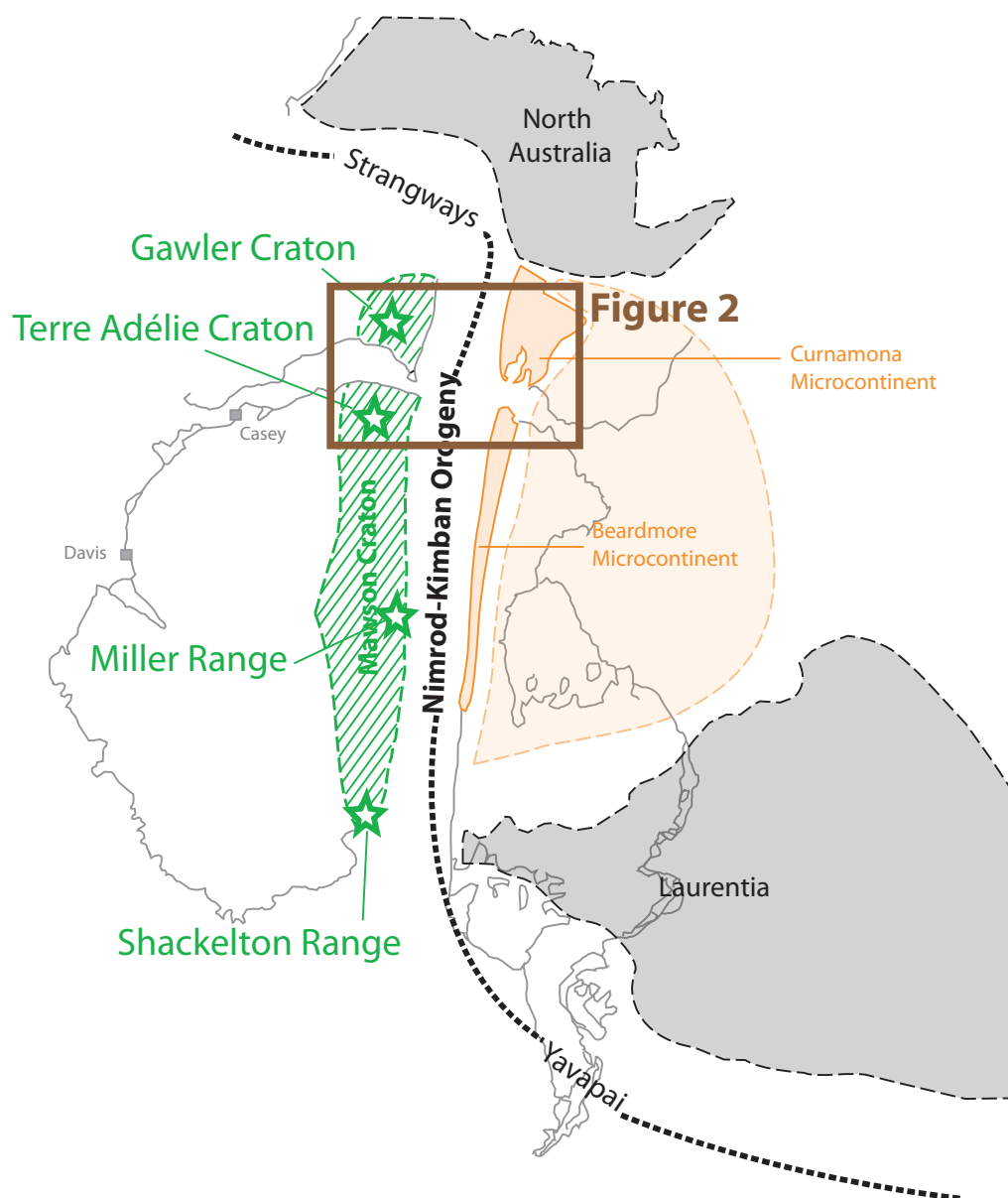


FIGURE 7.1 – Reconstruction géodynamique au Paléoproterozoïque (1.7 Ga), d’après BOGER (2011). Collision de Nimrod-Kimban entre le Mawson continent et les cratons Nord Australien, de Curnamona-Beardmore et du Laurentia. Les contours gris de l’Antarctique et de l’Australie correspondent aux côtes actuelles.

## 7.2. Apports à l'étude des zones de cisaillement

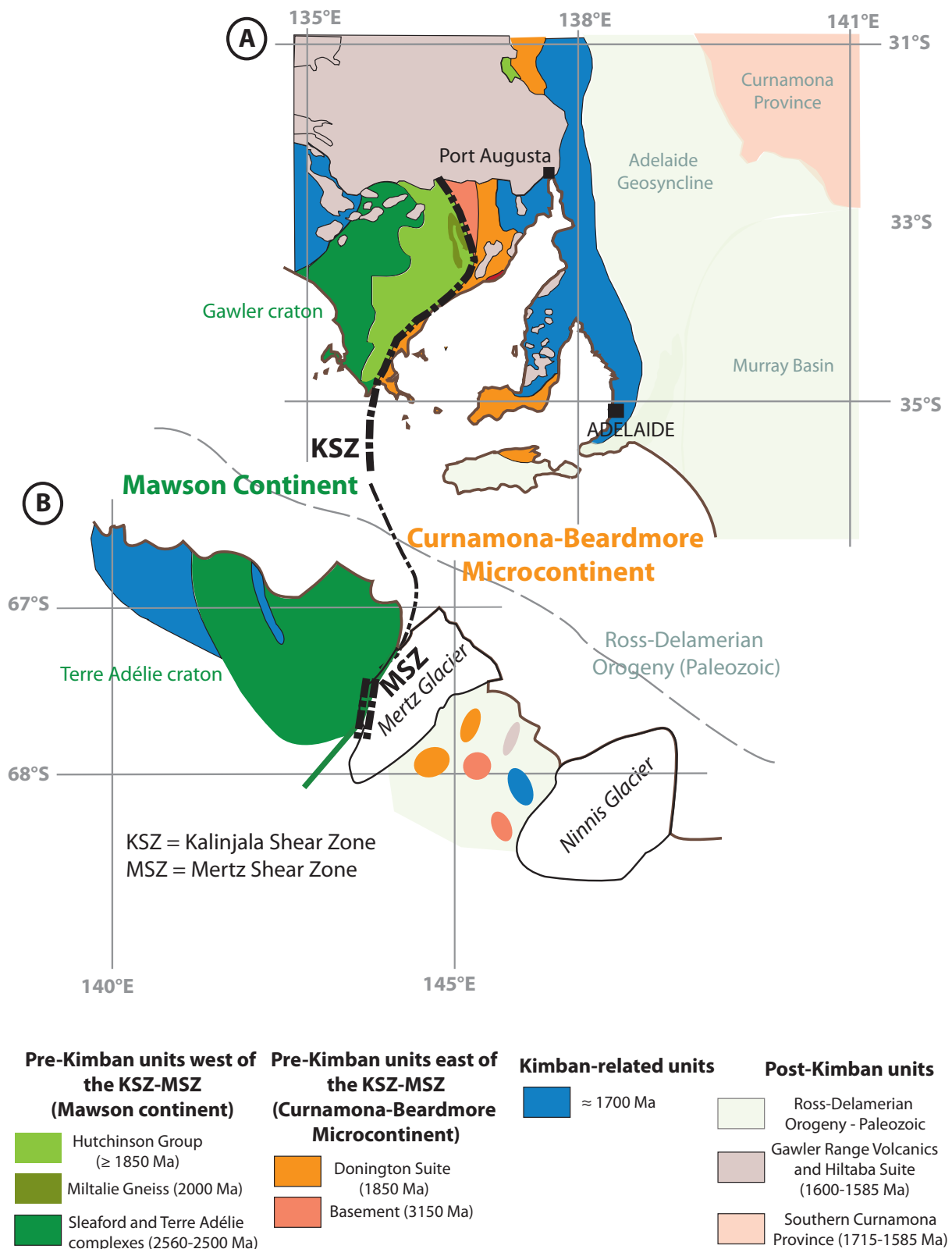


FIGURE 7.2 – A, Carte géologique simplifiée du craton de Gawler et des terrains juxtaposés, modifié d'après HOWARD et al. (2006). B, Carte géologique synthétique de la région d'étude, modifié d'après MÉNOT et al. (2005).

tensives sont perpendiculaires ou obliques aux structures héritées. Les auteurs présentent notamment l'exemple de l'océan atlantique Sud pour lequel le rifting s'est propagé vers le nord le long des sutures pan-africaines de Dom Feliciano (Brésil) et de Kaoko (Namibie) il y a 130 Ma puis de Ribeira (Brésil) aux alentours de 120 Ma. Dans certains cas particuliers, il arrive que l'axe du rift recoupe les structures héritées sans les réactiver si les contraintes extensives leurs sont parallèles. Par exemple, en Europe, l'étude de l'anisotropie des ondes SKS de GRANET et al. (1998) montre que l'axe Nord-Sud du fossé rhénan recoupe les structures mantelliennes hercyniennes globalement orientées Est-Ouest. Certaines études montrent par ailleurs que suite à la création d'un plancher océanique, certaines structures héritées qui sont perpendiculaires à l'axe de la dorsale peuvent être réactivées en failles transformantes. C'est notamment le cas des grandes zones de cisaillement de la région volcanique du Cameroun (DEPLAEN et al., 2014). De même, GIBSON et al. (2013) proposent que la plupart des grands cisaillements du Sud de l'Australie et de la région de Terre Adélie et George V Land qui sont orientés Nord-Sud, ont été réactivés en failles transformantes lors de l'ouverture de l'océan austral dont la dorsale est orientée Est-Ouest. Les auteurs suggèrent notamment que la MSZ a été réactivée par la faille transformante nommée "George V fracture zone".

### 7.2.2 Influence du régime thermique de la lithosphère

La déformation au sein de la MSZ présente des caractéristiques singulières au regard de la déformation Paléoproterozoïque du bassin de Dumont d'Urville (DDU) qui constitue le domaine Ouest du craton de Terre Adélie. La structuration du bassin est datée à 1.69 Ga (PEUCAT et al., 1999a) et est donc synchrone de l'activation de la MSZ datée à 1.7 Ga (DI VINCENZO et al., 2007; DUCLAUX et al., 2008). Cependant, PELLETIER et al. (2002); GAPAIS et al. (2008) décrivent des structures de déformations différentes de celles observées à la MSZ. À DDU, les auteurs identifient un ensemble de foliations planes révélant la présence de dômes recoupés par des zones de cisaillement verticales. Ces structures sont synchrones d'un événement anatexique important. Les mouvements verticaux liés à la mise en place de cet ensemble tectonique ont également été mis en évidence par une cartographie fine des foliations et linéations magnétiques (BASCOU et al., 2013). De plus, les estimations thermo-barométriques indiquent que la déformation du bassin s'est produite à des conditions de l'ordre de 700-750°C et de 0.4 à 0.6 GPa. Les auteurs suggèrent que la déformation par fluage et la production de magma au sein de la croûte intermédiaire pourraient être liées au régime thermique élevé de la lithosphère au cours du Paléoproterozoïque. La déformation au sein de la MSZ n'est pas caractérisée par une tectonique verticale (formation de dômes) et une production forte de magma alors qu'elle semble se développer dans des conditions de pressions et de températures équivalentes à celles de DDU. Ces observations suggèrent que le cœur néoarchéen du TAC présentait une rhéologie différente de celle des bassins au Paléoproterozoïque (GAPAIS et al., 2005; GAPAIS et al., 2008; CAGNARD et al., 2006; DUCLAUX et al., 2008). Par ailleurs, la déformation de la MSZ se développe sans production de magma malgré la mise en évidence d'une circulation de fluides, alors que, toujours dans les conditions du faciès amphibolite, de nombreuses zones de cisaillement plus récentes sont associées à d'importants volumes plutoniques. Par exemple, certaines zones de cisaillement datées du

Néoprotérozoïque ont été identifiées dans le Hoggar en Algérie (BOULLIER et BERTRAND, 1981), au Bénin (ADISSIN GLODJI et al., 2014), au Nord-Est du Brésil (TOMMASI et al., 1994; NEVES et VAUCHEZ, 1995; NEVES et al., 1996; NEVES et al., 2000) ou à la frontière entre le Brésil et l'Uruguay (TOMMASI et al., 1994). D'autres exemples d'âge phanérozoïque ont été étudiés en Irlande (Ordovicien à Dévonien, MCCAFFREY, 1992), le long du fleuve rouge en Chine (Oligocène à Miocène, LELOUP et al., 1995) ou au Tibet (Miocène, BOUTONNET et al., 2012).

Ces observations montrent que le régime thermique de la lithosphère n'est pas uniquement fonction de son âge. En effet, la Terre se refroidit régulièrement depuis l'archéen (CONDIE et BENN, 2006), ce qui devrait augmenter la localisation de la déformation au cours du temps. Cependant, nos résultats montrent clairement que la déformation pouvait déjà être fortement localisée au Paléoprotérozoïque sans une apparente forte production de magma. L'importante production de magma associée aux zones de cisaillement néoprotérozoïques pourrait être liée à un (ou des) événement thermique régional. De plus, certains paramètres physiques sont à prendre en compte pour expliquer le réchauffement local de certaines zones de cisaillement phanérozoïques. Par exemple, LELOUP et al. (1999) proposent que le taux de glissement, le coefficient de friction, la rigidité du matériau, la fertilité de la croûte inférieure, la profondeur du Moho et le taux de chaleur produit dans la croûte doivent être étudiés afin d'expliquer la production locale de magma lors de l'activation des zones de cisaillement. Par ailleurs, la MSZ s'est mise en place sur la bordure d'un craton néoarchéen dont le régime thermique était probablement plus « froid » que celui des bassins environnants au Paléoprotérozoïque (GAPAIS et al., 2005; GAPAIS et al., 2008; CAGNARD et al., 2006; DUCLAUX, 2007). Ce paramètre peut également être à l'origine de la forte localisation de la déformation sans production de magma, à l'inverse de la plupart des zones de cisaillement néoprotérozoïques. Ces dernières sont en effet essentiellement des zones de sutures qui se sont développées entre deux cratons, dans un environnement probablement plus « chaud ».

## 7.3 Apports à la géologie régionale

### 7.3.1 Evolution tectonique du secteur de Terre Adélie et George V Land

Les nouvelles données acquises au cours de cette thèse permettent de préciser l'évolution géodynamique de la région. En les associant aux études précédentes, il est possible de dégager 3 grandes étapes tectoniques :

1. 2.45-2.42Ga : les para- et les ortho-gneiss qui constituent la croûte continentale néoarchéenne inférieure (faciès granulite) et intermédiaire (faciès amphibolite) sont structurés en dômes-bassins (MÉNOT et al., 2005). Les paragneiss se sont formés suite à un dépôt sédimentaire entre 2.8 et 2.52 Ga et les orthogneiss sont issus de la fusion partielle des paragneiss (PEUCAT et al., 1999a; DUCLAUX et al., 2008). Suite à cet événement, les roches formées en faciès granulite subissent une rétro-morphose associée à un événement en compression qui les amène dans les conditions du faciès amphibolite. Les nouvelles analyses thermo-barométriques menées sur des para- et



orthogneiss du domaine en faciès granulite permettent de confirmer leurs conditions de formation à environ 800-850°C et 0.7-1.1 GPa, ce qui est comparable aux résultats obtenus par PELLETIER (2001). Cependant, ces résultats restent préliminaires et une étude fine des paragneiss développées au sein des paragneiss et leur modélisation grâce aux outils de modélisation thermo-barométrique directe permettra d'approfondir ces estimations.

2. 1.7Ga : L'orogénèse de Kimban est datée à environ 1.7 Ga au sein du TAC (DUCLAUX et al., 2008). Elle se manifeste par la formation des bassins sédimentaires de Dumont d'Urville et de Cape Hunter dont la structuration est synchrone de l'activation de zones de cisaillement (PEUCAT et al., 1999a; DUCLAUX et al., 2008). On distingue de petites zones de cisaillement éparses localisées au sein du TAC ainsi que les zones de cisaillement de la Zélée et du Mertz en bordure du nucléus néoarchéen. Les nouvelles données de datation dans les enclaves à l'Est de la MSZ suggèrent que cette orogénèse s'est produite entre deux cratons distincts : le « Mawson continent » qui inclut l'Est du craton de Terre Adélie (à l'Ouest) et un craton qui pourrait correspondre au « Curnamona-Beardmore microcontinent » décrit par BOGER (2011) à l'Est.

Au cours du Mésoprotérozoïque et du Néoprotérozoïque cette région ne subit pas (ou peu) d'évolution et semble correspondre à une zone à faible relief (propice à la sédimentation) du supercontinent Rodinia car des zircons hérités avec des âges couvrant l'ensemble de cette période sont enregistrés. Ils pourraient provenir des orogénèses successives qui se développent au sein de Rodinia.

3. Après le morcellement du supercontinent Rodinia marqué par l'ouverture du rift entre le Gondwana et le Laurentia aux alentours de 750 Ma, une marge active est mise en place sur la bordure Est du Gondwana à l'Est de l'Australie et de l'Antarctique de l'Est (BOGER, 2011; VÉRARD et STAMPFLI, 2013). Les nouvelles données géochronologiques acquises dans les enclaves à l'Est de la MSZ (chapitre 6) sont en accord avec les reconstructions géodynamiques de VÉRARD et STAMPFLI (2013) qui impliquent la formation d'un bassin arrière-arc au cours de cette subduction. La fermeture de ce bassin arrière-arc correspond à l'orogénèse de Ross et est marquée au sein des enclaves étudiées par la formation de néo-zircons métamorphiques et de monazites datées à environ 514 Ma. Les plutons granitiques qui contiennent les enclaves de paragneiss marquent la fin de cet événement tectonique et sont formés aux alentours de 505 Ma (FANNING et al., 2002).

### 7.3.2 Nouvelles contraintes pour les connexions entre l'Antarctique de l'Est de l'Australie

Les données géochronologiques présentées dans le chapitre 6 constituent de nouveaux arguments forts pour les connexions entre l'Antarctique et l'Australie. Elles ont été acquises dans les enclaves de paragneiss qui se situent dans les granites paléozoïques à l'Est de la MSZ. Avant ces travaux, une discontinuité semblait apparaître le long de l'ancienne orogénèse de Kimban. En effet, à Miller Range, Shackleton Range ainsi qu'en Australie, des terrains archéens et/ou paléoprotérozoïques affleurent de part et d'autre des structures

datées à 1.7 Ga (FITZSIMONS, 2003; HOWARD et al., 2006; BOGER, 2011). Cependant, le long de la côte George V Land, les granites du Paléozoïque constituent les affleurements les plus proches des terrains néoarchéens du craton de Terre Adélie (MÉNOT et al., 2005). L'étude de GOODGE et FANNING (2010) portant sur la datation de certains sédiments glaciaires et marins suggérait l'existence d'un socle paléoprotérozoïque à l'Est de la zone de cisaillement du Mertz mais aucun échantillon provenant d'un tel affleurement n'avait encore été daté. Les résultats principaux montrent ainsi que les terrains à l'Est de la zone de cisaillement du Mertz ont des âges similaires à ceux situés à l'Est de la zone de cisaillement de Kalinjala en Australie. Ceci constitue également un argument fort pour la continuité de ces deux structures au cours de l'orogénèse de Kimban à 1.7 Ga. Ainsi, le craton de Gawler tel qu'il est actuellement défini semble être constitué d'une partie « Ouest » qui correspond à une partie du Mawson continent (FANNING et al., 1999), et d'une partie « Est » qui provient d'un autre craton nommé le microcontinent de Curnamona-Beardmore par BOGER (2011). Le domaine situé à l'Est de la zone de cisaillement du Mertz pourrait ensuite avoir subi la formation d'une marge passive liée à un bassin arrière-arc puis avoir été repris au cours de l'orogénèse de Ross à la fin de laquelle les granites affleurant ont été formés.

Les nouvelles données sismologiques dans la région du Mertz apportent également de nouveaux arguments pour la corrélation du craton de Terre Adélie, avec celui du Gawler en Australie du Sud. En particulier, l'étude des fonctions récepteurs permet de montrer que l'épaisseur de croûte du TAC est similaire à celle du Gawler, i.e. supérieure à 40 km (FONTAINE et al., 2013b). Par contre, à l'est de la zone de cisaillement du Mertz-Kalinjala, les épaisseurs de croûte sont différentes : environ 28 km en Antarctique et 35 km en Australie. Cette différence montre que les deux régions ont subi une évolution tectonique différente suite à l'orogénèse de Kimban à 1.7 Ga, ce qui correspond aux observations de surface puisque le socle précambrien affleure en Australie alors qu'il est présent en enclave dans des granites paléozoïques en Antarctique.

Enfin, les caractéristiques structurales de la zone de cisaillement de Kalinjala ont été décrites par VASSALLO et WILSON (2002). Les auteurs décrivent deux types de structures tectoniques distinctes. Le premier, daté à  $\sim 1.73$  Ga, est caractérisé par des plis en fourreaux formés lors de cisaillements subhorizontaux à vergence vers le nord, tandis que le second, daté à 1.70 Ga, se manifeste par une succession de plans mylonitiques subverticaux orientés nord-sud et enregistrant un jeu décrochant dextre. Si la seconde déformation semble très similaire à celle décrite au niveau de la MSZ, le premier épisode paraît spécifique à la Kalinjala. Se pose alors la question de cette différence structurale qui pourrait être liée à (i) un manque d'affleurements pour décrire la déformation de la MSZ, uniquement visible à Correll, Aurora et Murchinson, (ii) la non-continuité des structures entre les zones de cisaillement du Mertz et de Kalinjala, ou, (iii) une évolution de la nature et des caractéristiques des sutures paléoprotérozoïques le long de l'orogénèse de Kimban. Au niveau de Miller Range dans la chaîne Transantarctique, des roches associées à l'orogénèse de Kimban ont été décrites en faciès éclogite (GOODGE et al., 2001), ce qui suggère une certaine variabilité des structures liées à cet événement.



# Conclusion et Perspectives

---

Les travaux présentés dans ce mémoire visent à étudier le fonctionnement et la structure, ainsi que l'évolution dans l'espace et dans le temps de la zone de cisaillement du Mertz (MSZ) grâce à une approche multi-échelle. La MSZ constitue la bordure Est du craton néoarchéen-paléoprotérozoïque de Terre Adélie (TAC) en Antarctique et le sépare d'un domaine granitique paléozoïque à l'Est. Les études précédentes ont permis de mettre en évidence que la MSZ a été formée dans la croûte intermédiaire dans un contexte transpressif dextre à 1.7 Ga, et qu'elle pourrait présenter une continuité avec la zone de cisaillement de Kalinjala (Sud de l'Australie) avant l'ouverture de l'océan austral. La MSZ représente donc un témoin privilégié pour étudier la localisation de la déformation ductile dans la croûte cratonique afin de mieux contraindre l'évolution de la rhéologie de la lithosphère à la transition Archéen-Paléoprotérozoïque.

- De l'échelle du nanomètre à l'échelle de la dizaine de kilomètres, une étude couplant l'observation des structures de déformations sur le terrain et au microscope optique, ainsi que des mesures d'orientations préférentielles de réseau (OPR) a été menée. Cette approche a été réalisée sur des échantillons prélevés au cœur de la MSZ, ainsi que dans des boudins tectoniques du TAC au sein desquels les paragenèses formées dans le faciès granulite d'âge néoarchéen sont préservées. Cette étude a permis de montrer que :
  - i) la déformation paléoprotérozoïque est principalement accommodée par des zones de cisaillement localisées qui sont extrêmement anastomosées au niveau de la MSZ et qui deviennent plus éparses au sein du TAC,
  - ii) la grande majorité des mylonites prélevées au niveau de la MSZ montrent des microstructures et des OPR qui indiquent un évènement tectonique dont les conditions de température, d'intensité de déformation et de régime de contrainte semblent similaires le long de la MSZ. Cette déformation implique des processus de déformation plastique tels que le fluage dislocation associant la recristallisation dynamique par rotation de sous-grains associée à la migration de joints de grain à des températures intermédiaires pendant une déformation non-coaxiale,
  - iii) les microstructures et les OPR des minéraux de la MSZ se distinguent nettement de ceux des boudins tectoniques du TAC. Ces derniers préservent une variété de structures de déformation datant de leur formation à 2.5 Ga. Ces déformations, probablement mises en place à haute température, impliquent des processus de déformation plastique associés à de la diffusion dominés par des mécanismes de migration de joints de grain. De plus, un épisode important de recristallisation tardive est marqué par des processus de rotation de

sous-grains, associés à la rétro-morphose du domaine granulitique. Les microstructures et les OPR indiquent également que la déformation était majoritairement coaxiale, avec une composante non-coaxiale pour les échantillons les plus déformés. Cette déformation semble être moins localisée que celle liée à la MSZ.

Par ailleurs, l'étude des OPR des boudins tectoniques du TAC a permis de mettre en évidence une fabrique cristallographique « non-commune » d'orthopyroxène dans certains échantillons. En effet, dans les roches du faciès granulite du TAC, l'orthopyroxène est caractérisé par trois types d'OPR que nous qualifions de « classique », « non-commune » et « composite ». L'OPR « classique » a été observée dans les échantillons néoarchéens très déformés. Elle est largement référencée dans la littérature et est souvent corrélée à l'activation du système de glissement (100)[001]. L'OPR « non-commune » a été identifiée dans les échantillons néoarchéens peu déformés. Elle est peu référencée dans la littérature, surtout en tant que fabrique dominante mais a déjà été mise en évidence dans différents échantillons de la croûte et du manteau. Nous suggérons qu'elle pourrait être liée à des processus de recristallisation statique (annealing). L'OPR « composite » a été mesurée dans un échantillon modérément déformé et combine les fabriques « classiques » et « non-communes ». Etant donné que ces minéraux constituent une phase silicatée majeure de la croûte profonde et du manteau de la Terre, il est nécessaire de poursuivre cette étude afin de comprendre l'origine des fabriques « non-communes ». L'analyse des mécanismes de déformation des minéraux est une étape importante dans l'étude de la rhéologie de la lithosphère.

Plusieurs pistes peuvent être envisagées afin de poursuivre cette étude : (i) mesurer les concentrations d'eau et les compositions chimiques dans l'orthopyroxène pour tester l'influence des variations de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{H}_2\text{O}$ , comme proposé par MANTHILAKE et al. (2013), (ii) effectuer des analyses au microscope électronique à transmission dans les échantillons où la fabrique « non-commune » a été mesurée afin de savoir si celle-ci correspond à l'activation d'un ou plusieurs système(s) de glissement, (iii) mener des études expérimentales pour tester l'influence de la composition chimique et de la température ainsi que de la recristallisation statique.

- De l'échelle de la croûte à l'échelle de la lithosphère, une approche couplant l'étude des fonctions récepteurs et l'analyse de l'anisotropie des ondes SKS a été menée dans l'optique de cartographier les structures profondes de la MSZ ainsi que du TAC et du domaine d'âge paléozoïque à l'Est.

i) L'étude des fonctions récepteurs permet d'estimer que la croûte cratonique de Terre Adélie est épaisse de 40 à 44 km, et s'amincit à 36 km à l'aplomb de la MSZ. La croûte paléozoïque à l'Est est plus fine (environ 28 km). La MSZ constitue ainsi une limite majeure entre deux blocs crustaux dont la différence d'épaisseur est de l'ordre de 12 km. De plus, les épaisseurs de croûte estimées au sein du craton de Terre Adélie, se sont révélées similaires à celles du craton de Gawler en Australie du Sud (FONTAINE et al., 2013b). Ces résultats constituent donc un argument supplémentaire pour la connexion entre ces deux cratons avant l'ouverture de l'océan austral. La croûte du domaine

---

paléozoïque formée au cours de l'orogénèse de Ross semble quant à elle plus fine que celle formée durant l'orogénèse de Delamerian en Australie du Sud. Ainsi, ces deux domaines auraient pu être formés au cours de deux épisodes orogéniques successifs mais très rapprochés dans le temps, ou bien au cours d'un même évènement présentant une variabilité structurale entre le nord et le sud.

- ii) L'analyse de l'anisotropie des ondes SKS permet d'imager qu'au niveau du TAC la direction de polarisation des ondes rapides ( $\Phi$ ) est globalement E-O avec des différences de temps d'arrivée ( $\delta t$ ) entre l'onde rapide et l'onde lente de l'ordre de 0,8 à 1,6 s. La direction E-O des structures mantelliques est, au premier ordre, parallèle à la direction de la marge continentale, ce qui laisse à penser que cette structuration pourrait être héritée de l'ouverture de l'océan austral, dernier évènement tectonique de la région. Au niveau de la zone de cisaillement du Mertz, le faible nombre de données de bonne qualité ne nous permet pas de conclure quant à l'enracinement de cette structure au sein du manteau. La station du domaine paléozoïque à l'Est enregistre une direction de polarisation de l'onde rapide N60°E, ce qui est significativement différent des données collectées au sein du craton de Terre Adélie. Ces résultats suggèrent que la structuration du manteau sous le craton est différente de celle sous le domaine paléozoïque et que la zone de cisaillement du Mertz constitue la frontière entre ces deux lithosphères distinctes.
- L'évolution de la MSZ au cours du temps a également pu être précisée via l'étude géochronologique du socle du domaine paléozoïque. Une approche de datation U-Pb sur zircons et monazites des enclaves de paragneiss de Penguin Point (premier affleurement à l'Est de la MSZ) a ainsi été menée. Les résultats permettent de mettre en évidence que :
- (i) les âges archéens et paléoprotérozoïques des zircons hérités ne montrent pas de correspondance avec ceux du TAC, mais plutôt avec ceux des terrains situés à l'Est de la zone de cisaillement de Kalinjala au Sud de l'Australie. Ces données apportent de nouveaux arguments en faveur de la continuité de la MSZ et de la zone de cisaillement de Kalinjala au cours de l'orogénèse de Kimban à 1.7 Ga qui ont permis de juxtaposer le Mawson continent (dont le TAC et le Gawler Craton) à l'Ouest avec le microcontinent du Curnamona-Beardmore à l'Est tel que proposé par BOGER (2011).
  - (ii) les zircons hérités ainsi que les zircons et les monazites métamorphiques d'âge paléozoïque suggèrent que les paragneiss constituent des reliques d'une marge passive anté-Gondwana. La position géographique des affleurements à l'ouest de la chaîne Transantarctique suggère que cette marge passive a été formée au sein d'un bassin arrière arc ouvert dans la croûte continentale juste avant la collision de Ross datée à  $\sim 514-505$  Ma.
  - (iii) le domaine à l'Est de la MSZ a subi une histoire géodynamique très différentes de celle du TAC depuis l'Archéen jusqu'au Paléozoïque, ce qui implique que la MSZ est une suture tectonique majeure.

Ainsi, les travaux menés au cours de cette thèse permettent de préciser l'évolution géodynamique de la région, notamment à l'Est de la MSZ, et d'apporter de nouveaux éléments pour la connexion avec les terrains du Sud de l'Australie. De plus, l'étude multi-échelle menée ici permet de préciser certains points concernant l'évolution cinématique et la déformation de la MSZ, qui constitue un exemple exceptionnellement bien préservé de suture ancienne d'échelle lithosphérique. Notamment, il a été montré que les structures héritées jouent un rôle important lors de l'activation et des réactivations successives de la MSZ au cours du temps. Par ailleurs, les caractéristiques structurales et microstructurales de la MSZ nous indiquent que les processus de localisation de la déformation se développent au moins depuis le Paléoproterozoïque au sein des cratons qui constituaient à cette époque une lithosphère relativement « froide ».

Le fonctionnement de la MSZ au sein de TAC devra être précisée dans une prochaine étude grâce à une approche couplée de thermo-barométrie et de géochimie isotopique afin d'étudier non seulement les conditions de pression-température des différents objets en présence, mais aussi de caractériser la nature (météoritique, crustale ou mantellique) des fluides qui ont circulé au sein de la MSZ. Cette approche permettra :

- (i) d'affiner l'évolution pression-température de la croûte néoarchenne intermédiaire et inférieure du TAC au sein de laquelle s'est développée la MSZ,
- (ii) de préciser les conditions pression-température de mise en place et de fonctionnement de la MSZ au cours du temps,
- (iii) d'analyser la signature isotopique de certains éléments chimiques stables tels que l'hydrogène, l'oxygène ou le carbone dont les rapports isotopiques varient en fonction de la nature des fluides dont ils sont issus et ainsi de discuter l'enracinement de la MSZ au Paléoproterozoïque,
- (iv) d'étudier la nature des relations entre la circulation des fluides, la croissance des minéraux hydratés, le développement d'OPR spécifiques et la localisation de la déformation,

De plus, l'histoire de la déformation post-ductile de la MSZ pourra être étudiée en caractérisant les structures cassantes qui se développent à partir de 1.5 Ga. Les structures d'âge jurassique et crétacé pourront aussi faire l'objet d'une cartographie fine afin de caractériser les contraintes qui ont conduit à l'ouverture de l'océan austral, dernier événement tectonique majeur enregistré dans la région.

# Bibliographie

- ADISSIN GLODJI, L., BASCOU, J., YESSOUFOU, S., MÉNOT, R. P. et VILLAROS, A. (2014). Relationships between deformation and magmatism in the Pan-African Kandi Shear Zone : Microstructural and AMS studies of Ediacaran granitoid intrusions in central Bénin (West Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 97, 143–160. DOI : 10.1016/j.jafrearsci.2014.04.012.
- AITKEN, A., YOUNG, D. A., FERRACCIOLI, F., BETTS, P. G., GREENBAUM, J., RICHTER, T., ROBERTS, J. L., BLANKENSHIP, D. D. et SIEGERT, M. J. (2014). The subglacial geology of Wilkes Land, East Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 41, 7, 2390–2400. DOI : 10.1002/2014GL059405.
- ALBARÈDE, F. (1998). The growth of continental crust. *Tectonophysics*, 296, 1-2, 1–14. DOI : 10.1016/S0040-1951(98)00133-4.
- ALEKSANDROV, K. et RYZHOVA, T. (1961). The elastic properties of rock forming minerals II : Layered silicates. *Izv. Acad. Sci. USSR, Geophys. Phys. Solid earth*, 1165–1168.
- (1962). The elastic properties of rock forming minerals III : feldspars. *Bull. Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser. 2*, 129–131.
- ALEKSANDROV, K., ALCHIKOV, U., BELIKOV, B., ZASLAVSKII, B. et KRUPNYI, A. (1974). Velocities of elastic waves in minerals at atmospheric pressure and increasing precision of elastic constants by means of EVM (in Russian). *Izv. Acad. Sci. USSR, Geol. Ser.* 10, 15–24.
- ALMQVIST, B. S., HIRT, A. M., HERWEGH, M., EBERT, A., WALTER, J. M., LEISS, B. et BURLINI, L. (2013). Seismic anisotropy in the Morcles nappe shear zone : Implications for seismic imaging of crustal scale shear zones. *Tectonophysics*, 603, 162–178. DOI : 10.1016/j.tecto.2013.05.025.
- ALSOP, G. I. et HOLDSWORTH, R. E. (2004). Shear zones - an introduction and overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 224, 1–9.
- AMMON, C. J. (1991). The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81, 6, 2504–2510.
- AMMON, C. J., RANDALL, G. E. et ZANDT, G. (1990). On the Nonuniqueness of Receiver Function Inversions. *Journal of Geophysical Research*, 95, B10, 15303–15318.
- AN, M., WIENS, D. A., ZHAO, Y., FENG, M., NYBLADE, A. A., KANAOKA, M., LI, Y., MAGGI, A. et LÉVÊQUE, J.-J. (2015). S-velocity model and inferred Moho topography beneath the Antarctic Plate from Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 120, 359–383. DOI : 10.1002/2014JB011332.
- ANDERSON, J. L. et CULLERS, R. L. (1999). Paleo- and Mesoproterozoic granite plutonism of Colorado and Wyoming. *Rocky Mountain Geology*, 34, 2, 149–164.
- ARCH, J., MALTMAN, A. et KNIPE, R. (1988). Shear-zone geometries in experimentally deformed clays : the influence of water content, strain rate and primary fabric. *Journal of Structural Geology*, 10, 1, 91–99. DOI : 10.1016/0191-8141(88)90131-9.
- AUBERT DE LA RÜE, E. et TCHERNIA, P. (1951). Sur quelques roches de Terre Adélie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 232, 995–996.



## Bibliographie

---

- AUGENSTEIN, C. et BURG, J. P. (2011). Natural annealing of dynamically recrystallised quartzite fabrics : Example from the Cévennes, SE French Massif Central. *Journal of Structural Geology*, 33, 3, 244–254. DOI : 10.1016/j.jsg.2010.10.008.
- AUSTIN, N. J. (2011). The microstructural and rheological evolution of shear zones. *Geological Society, London, Special Publications*, 360, 193–209. DOI : 10.1144/SP360.11.
- BABUSKA, V., FIALA, J., KUMAZAWA, M., OHNO, I. et SUMINO, Y. (1978). Elastic properties of Garnet solid-solution series. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 16, 157–176.
- BALDWIN, J. A., BOWRING, S. A. et WILLIAMS, M. L. (2003). Petrological and geochronological constraints on high pressure, high temperature metamorphism in the Snowbird tectonic zone, Canada. *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 1, 81–98. DOI : 10.1046/j.1525-1314.2003.00413.x.
- BALDWIN, J. A., POWELL, R., BROWN, M., MORAES, R. et FUCK, R. A. (2005). Modelling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from the Anápolis-Itaú Complex, central Brazil. *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 7, 511–531. DOI : 10.1111/j.1525-1314.2005.00591.x.
- BALDWIN, J. A., BOWRING, S. A., WILLIAMS, M. L. et WILLIAMS, I. S. (2004). Eclogites of the Snowbird tectonic zone : petrological and U-Pb geochronological evidence for Paleoproterozoic high-pressure metamorphism in the western Canadian Shield. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147, 5, 528–548. DOI : 10.1007/s00410-004-0572-4.
- BAPTISTE, V., TOMMASI, A. et DEMOUCHEY, S. (2012). Deformation and hydration of the lithospheric mantle beneath the Kaapvaal craton, South Africa. *Lithos*, 149, 31–50. DOI : 10.1016/j.lithos.2012.05.001.
- BARANOV, A et MORELLI, A (2013). The Moho depth map of the Antarctica region. *Tectonophysics*. DOI : 10.1016/j.tecto.2012.12.023.
- BARKER, S. L. L., SIBSON, R. H., PALIN, J. M., FITZGERALD, J. D., REDDY, S., WARR, L. N. et VAN DER PLUIJM, B. A. (2010). Cretaceous age, composition, and microstructure of pseudotachylyte in the Otago Schist, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 53, 15–29. DOI : 10.1080/00288301003631764.
- BARKLAGE, M., WIENS, D. A., NYBLADE, A. et ANANDAKRISHNAN, S. (2009). Upper mantle seismic anisotropy of South Victoria Land and the Ross Sea coast, Antarctica from SKS and SKKS splitting analysis. *Geophysical Journal International*, 178, 2, 729–741. DOI : 10.1111/j.1365-246X.2009.04158.x.
- BARRUOL, G. et HOFFMANN, R. (1999). Upper mantle anisotropy beneath the Geoscope stations. *Journal of Geophysical Research*, 104, B5, 10757–10773.
- BARRUOL, G. et KERN, H. (1996). Seismic anisotropy and shear-wave splitting in lower-crustal and upper-mantle rocks from the Ivrea Zone—experimental and calculated data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 95, 3-4, 175–194. DOI : 10.1016/0031-9201(95)03124-3.
- BARRUOL, G. et MAINPRICE, D. (1993b). A quantitative evaluation of the contribution of crustal rocks to the shear-wave splitting of teleseismic SKS waves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 78, 281–300.

- (1993a). 3D seismic velocities calculated from lattice-preferred orientation and reflectivity of lower crustal section : examples of the Val Sesia section (Ivrea zone, northern Italy). *Geophysical Journal International*, 115, 1169–1188.
- BARRUOL, G., SILVER, P. G. et VAUCHEZ, A. (1997). Seismic anisotropy in the eastern United States : Deep structure of a complex continental plate. *Journal of Geophysical Research*, 102, B4, 8329–8348.
- BARRUOL, G., BONNIN, M., PEDERSEN, H., BOKELMANN, G. H. et TIBERI, C. (2011). Belt-parallel mantle flow beneath a halted continental collision : The Western Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 302, 3-4, 429–438. DOI : 10.1016/j.epsl.2010.12.040.
- BARRUOL, G., CORDIER, E., BASCOU, J., FONTAINE, F. R., LEGRÉSY, B. et LESCARMONTIER, L. (2013). Tide-induced microseismicity in the Mertz glacier grounding area, East Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 40, 1–5. DOI : 10.1002/2013GL057814.
- BASCOU, J., DOUCET, L. S., SAUMET, S., IONOV, D. A., ASHCHEPKOV, I. V. et GOLOVIN, A. V. (2011). Seismic velocities, anisotropy and deformation in Siberian cratonic mantle : EBSD data on xenoliths from the Udachnaya kimberlite. *Earth and Planetary Science Letters*, 304, 1-2, 71–84. DOI : 10.1016/j.epsl.2011.01.016.
- BASCOU, J., HENRY, B., MÉNOT, R.-P., FUNAKI, M. et BARRUOL, G. (2013). Contribution of AMS measurements in understanding the migmatitic terrains of Pointe Géologie, Terre Adélie (East-Antarctica). *Tectonophysics*, 603, 123–135. DOI : 10.1016/j.tecto.2013.05.021.
- BASS, J. et WEIDNER, D. (1984). Elasticity of single crystal of orthoferrosilite. *Journal of Geophysical Research*, 89, 4359–4371.
- BASTOW, I. D., OWENS, T. J., HELFFRICH, G. et KNAPP, J. H. (2007). Spatial and temporal constraints on sources of seismic anisotropy : Evidence from the Scottish highlands. *Geophysical Research Letters*, 34, 5. DOI : 10.1029/2006GL028911.
- BASTOW, I. D., THOMPSON, D. A., WOOKEY, J., KENDALL, J. M., HELFFRICH, G., SNYDER, D. B., EATON, D. W. et DARBYSHIRE, F. A. (2011). Precambrian plate tectonics : Seismic evidence from Northern Hudson Bay, Canada. *Geology*, 39, 1, 91–94. DOI : 10.1130/G31396.1.
- BEACH, A. (1976). The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian complex. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 280, 569–604.
- BEHN, M. D., CONRAD, C. P. et SILVER, P. G. (2004). Detection of upper mantle flow associated with the African Superplume. *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 3-4, 259–274. DOI : 10.1016/j.epsl.2004.05.026.
- BELLAIR, P. (1961a). Pétrographie du socle cristallin de la Terre Adélie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 252, 3296–3298.
- (1961b). Sur les formations anciennes de l'archipel de Pointe Géologie (Terre Adélie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 252, 3087–3089.
- BELLAIR, P. et DELBOS, L. (1962). Age absolu de la dernière granitisation en Terre Adélie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 254, 1465–1466.

## Bibliographie

---

- BENN, K et ALLARD, B (1989). Preferred mineral orientations related to magmatic flow in ophiolite layered gabbros. *Journal of Petrology*, 30, 1988, 925–946.
- BERMAN, R. (1988). Internally-Consistent Thermodynamic Data for Minerals in the System  $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-CaO-MgO-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ . *Journal of Petrology*, 29, 445–522.
- BIRYOL, C. B., ZANDT, G., BECK, S. L., OZACAR, A. A., ADIYAMAN, H. E. et GANS, C. R. (2010). Shear wave splitting along a nascent plate boundary : the North Anatolian Fault Zone. *Geophysical Journal International*, 1, 1201–1213. DOI : 10.1111/j.1365-246X.2010.04576.x.
- BLOCK, A. E., BELL, R. E. et STUDINGER, M. (2009). Antarctic crustal thickness from satellite gravity : Implications for the Transantarctic and Gamburtsev Subglacial Mountains. *Earth and Planetary Science Letters*, 288, 1-2, 194–203. DOI : 10.1016/j.epsl.2009.09.022.
- BOGER, S. D., WILSON, C. J. L. et FANNING, C. M. (2001). Early Paleozoic tectonism within the East Antarctic craton : the nal suture between east and west. *Geology*, 29, 5, 463–466.
- BOGER, S. D. (2011). Antarctica — Before and after Gondwana. *Gondwana Research*, 19, 2, 335–371. DOI : 10.1016/j.gr.2010.09.003.
- BOGER, S. D., WILSON, C. J. L. et MARK FANNING, C. (2006). An Archaean province in the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica : U-Pb zircon evidence for c. 3170 Ma granite plutonism and c. 2780 Ma partial melting and orogenesis. *Precambrian Research*, 145, 3-4, 207–228. DOI : 10.1016/j.precamres.2005.12.003.
- BOIRON, T., BASCOU, J., CAMPS, P., FERRE, E. C., MAURICE, C., GUY, B., GERBE, M.-C. et LAUNEAU, P. (2013). Internal structure of basalt flows : insights from magnetic and crystallographic fabrics of the La Palisse volcanics, French Massif Central. *Geophysical Journal International*, 193, 2, 585–602. DOI : 10.1093/gji/ggs115.
- BONNIN, M., BARRUOL, G. et BOKELMANN, G. H. R. (2010). Upper mantle deformation beneath the North American–Pacific plate boundary in California from SKS splitting. *Journal of Geophysical Research*, 115, B4, B04306. DOI : 10.1029/2009JB006438.
- BORG, S. G. et DEPAOLO, D. J. (1994). Laurentia, Australia, and Antarctica as a Late Proterozoic supercontinent : Constraints from isotopic mapping. *Geology*, 22, April, 307–310.
- BORRADAILE, G. et HENRY, B. (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews*, 42, 49–93. DOI : 10.1016/S0012-8252(96)00044-X.
- BOUCHEZ, J., NICOLAS, A. et LISTER, G. (1983). Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. *Geologisches Rundschau*, 72, 401–419.
- BOULLIER, A.-M. et BERTRAND, J.-M. (1981). Tectonique tangentielle profonde et couloirs mylonitiques dans le Hoggar central polycyclique (Algérie). *Bulletin Société Géologique de France*, 7 t. XXXII, 1, 17–22.
- BOUNDY, T. M., FOUNTAIN, D. M. et AUSTRHEIM, H (1992). Structural development and petrofabrics of eclogite facies shear zones, Bergen Arcs, western Norway : implications for deep crustal deformational processes. *Journal of Metamorphic Geology*, 10, 2, 127–146. DOI : 10.1111/j.1525-1314.1992.tb00075.x.

- BOUTONNET, E., LELOUP, P. H., ARNAUD, N., PAQUETTE, J. L., DAVIS, W. J. et HATTORI, K. (2012). Synkinematic magmatism, heterogeneous deformation, and progressive strain localization in a strike-slip shear zone : The case of the right-lateral Karakorum fault. *Tectonics*, 31, 4. DOI : 10.1029/2011TC003049.
- BOUTONNET, E., LELOUP, P. H., SASSIER, C., GARDIEN, V. et RICARD, Y. (2013). Ductile strain rate measurements document long-term strain localization in the continental crust. *Geology*, 41, 8, 819–822. DOI : 10.1130/G33723.1.
- BOWMAN, J. R. et ANDO, M. (1987). Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone. *Geophysical Journal International*, 88, 1, 25–41. DOI : 10.1111/j.1365-246X.1987.tb01367.x.
- BRACE, W. F. et KOHLSTEDT, D. L. (1980). Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, 85, B11, 6248. DOI : 10.1029/JB085iB11p06248.
- BROWN, M. et SOLAR, G. S. (1998). Shear-zone systems and melts : feedback relations and self-organization in orogenic belts. *Journal of Structural Geology*, 20, 213, 211–227. DOI : 10.1016/S0191-8141(97)00068-0.
- BRUN, J.-P. (1999). Narrow rifts versus wide rifts : inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 357, 1753, 695–712. DOI : 10.1098/rsta.1999.0349.
- (2002). Deformation of the continental lithosphere : Insights from brittle-ductile models. *Geological Society, London, Special Publications*, 200, 1, 355–370. DOI : 10.1144/GSL.SP.2001.200.01.20.
- BUNGE (1982). *Texture analysis in materials sciences*. Butterworth. London, p. 593.
- BURG, J. P. (1999). Ductile structures and instabilities : Their implication for Variscan tectonics in the Ardennes. *Tectonophysics*, 309, 1-4, 1–25. DOI : 10.1016/S0040-1951(99)00129-8.
- BUROV, E. B. (2011). Rheology and strength of the lithosphere. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 8, 1402–1443. DOI : 10.1016/j.marpetgeo.2011.05.008.
- BUROV, E. B. et DIAMENT, M. (1995). The effective elastic thickness ( $T_e$ ) of continental lithosphere : What does it really mean? *Journal of Geophysical Research*, 100, B3, 3905. DOI : 10.1029/94JB02770.
- BYERLEE, J. (1978). Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, 116, 4-5, 615–626. DOI : 10.1007/BF00876528.
- CAGNARD, F., DURRIEU, N., GAPAIS, D., BRUN, J. P. et EHLERS, C. (2006). Crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular reference to precambrian times. *Terra Nova*, 18, 1, 72–78. DOI : 10.1111/j.1365-3121.2005.00665.x.
- CARISTAN, Y. (1982). The transition from high temperature creep to fracture in Maryland Diabase. *Journal of Geophysical Research*, 87, B8, 6781–6790.
- CARRERAS, J. (2001). Zooming on Northern Cap de Creus shear zones. *Journal of Structural Geology*, 23, 1457–1486.
- CARTER, N. L. et TSENN, M. C. (1987). Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136, 1-2, 27–63. DOI : 10.1016/0040-1951(87)90333-7.

## Bibliographie

---

- CHAPMAN, D. S. (1986). Thermal gradients in the continental crust. *Geological Society, London, Special Publications*, 24, 1, 63–70. DOI : 10.1144/GSL.SP.1986.024.01.07.
- CHAPUT, J., ASTER, R. C., HUERTA, A., SUN, X., LLOYD, A., WIENS, D., NYBLADE, A., ANANDAKRISHNAN, S., WINBERRY, J. P. et WILSON, T. (2014). The crustal thickness of West Antarctica. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119, 1, 378–395. DOI : 10.1002/2013JB010642.
- CHERNAK, L. J., HIRTH, G., SELVERSTONE, J. et TULLIS, J. (2009). Effect of aqueous and carbonic fluids on the dislocation creep strength of quartz. 114, B04201. DOI : 10.1029/2008JB005884.
- CHOPRA, P. N. et PATERSON, M. S. (1984). The role of water in the deformation of dunite. *Journal of Geophysical Research*, 89, B9, 7861–7876.
- CHRISTENSEN, N. I. et LUNDQUIST, S. M. (1982). Pyroxene orientation within the upper mantle. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 4, 279–288. DOI : 10.1130/0016-7606(1982)93<279:POWTUM>2.0.CO;2.
- CHRISTOFFERSEN, R. et KRONENBERG, A. K. (1993). Dislocation interactions in experimentally deformed biotite. *Journal of Structural Geology*, 15, 9, 1077–1095.
- CLITHEROE, G., GUDMUNDSSON, O. et KENNETT, B. L. N. (2000). The crustal thickness of Australia. *Journal of Geophysical Research*, 105, B6, 13697. DOI : 10.1029/1999JB900317.
- COLLINS, C. (1991). The nature of the crust-mantle boundary under Australia from seismic evidence. *The Australian Lithosphere*, 17, specialia, 67–80.
- COLLINS, M. et BROWN, J. (1998). Elasticity of an upper mantle clinopyroxene. *Physics and Chemistry of Minerals*, 26, 7–13.
- CONDIE, K. C. et BENN, K. (2006). Archean geodynamics : Similar to or different from modern geodynamics? *Archean Geodynamics and Environments*, 164, 47–59. DOI : 10.1029/164gm05.
- CONDIE, K. C. (1998). Episodic continental growth and supercontinents : A mantle avalanche connection? *Earth and Planetary Science Letters*, 163, 1-4, 97–108. DOI : 10.1016/S0012-821X(98)00178-2.
- (2000). Episodic continental growth models : Afterthoughts and extensions. *Tectonophysics*, 322, 1-2, 153–162. DOI : 10.1016/S0040-1951(00)00061-5.
- (2004). Supercontinents and superplume events : Distinguishing signals in the geologic record. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146, 1-2, 319–332. DOI : 10.1016/j.pepi.2003.04.002.
- COUVY, H., FROST, D. J., HEIDELBACH, F., NYILAS, K., UNGÁR, T., MACKWELL, S. et CORDIER, P. (2004). Shear deformation experiments of forsterite at 11 GPa - 1400°C in the multianvil apparatus. *European Journal of Mineralogy*, 16, 6, 877–889. DOI : 10.1127/0935-1221/2004/0016-0877.
- COWARD, M. P. et DALY, M. C. (1984). Crustal lineaments and shear zones in Africa : their relationship to plate movements. *Precambrian Research*, 24, 27–45.
- DE BRESSER, J. H. P., TER HEEGE, J. H. et SPIERS, C. J. (2001). Grain size reduction by dynamic recrystallization : Can it result in major rheological weakening? *International Journal of Earth Sciences*, 90, 1, 28–45. DOI : 10.1007/s005310000149.

- DE CAPITANI, C. et PETRAKAKIS, K. (2010). The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95, 7, 1006–1016. DOI : 10.2138/am.2010.3354.
- DE SOUZA, Z. S., MONTEL, J. M., GIOIA, S. M. L. C., MAIA DE HOLLANDA, M. H. B., LEITE DO NASCIMENTO, M. A., JARDIM DE SÁ, E. F., AMARO, V. E., PIMENTEL, M. M., LARDEAUX, J. M. et VESCHAMBRE, M. (2006). Electron microprobe dating of monazite from high-T shear zones in the São José de Campestre Massif, NE Brazil. *Gondwana Research*, 9, 4, 441–455. DOI : 10.1016/j.gr.2005.11.008.
- DEBAYLE, E. et RICARD, Y. (2012). A global shear velocity model of the upper mantle from fundamental and higher Rayleigh mode measurements. *Journal of Geophysical Research*, 117, B10, B10308. DOI : 10.1029/2012JB009288.
- (2013). Seismic observations of large-scale deformation at the bottom of fast-moving plates. *Earth and Planetary Science Letters*, 376, 165–177. DOI : 10.1016/j.epsl.2013.06.025.
- DEBAYLE, E., KENNETT, B. et PRIESTLEY, K. (2005). Global azimuthal seismic anisotropy and the unique plate-motion deformation of Australia. *Nature*, 433, 7025, 509–12. DOI : 10.1038/nature03247.
- DEPLAEN, R. S. M., BASTOW, I. D., CHAMBERS, E. L., KEIR, D., GALLACHER, R. J. et KEANE, J. (2014). The development of magmatism along the Cameroon Volcanic Line : Evidence from seismicity and seismic anisotropy. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119, 5, 4233–4252. DOI : 10.1002/2013JB010583.
- DHUIME, B., HAWKESWORTH, C. J., CAWOOD, P. A. et STOREY, C. D. (2012). A Change in the Geodynamics of Continental Growth 3 Billion Years Ago. *Science*, 335, 1334–1337.
- DI VINCENZO, G., TALARICO, F. et KLEINSCHMIDT, G. (2007). An  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  investigation of the Mertz Glacier area (George V Land, Antarctica) : Implications for the Ross Orogen–East Antarctic Craton relationship and Gondwana reconstructions. *Precambrian Research*, 152, 3-4, 93–118. DOI : 10.1016/j.precamres.2006.10.002.
- DI VINCENZO, G., GRANDE, a. et ROSSETTI, F. (2014). Paleozoic siliciclastic rocks from northern Victoria Land (Antarctica) : Provenance, timing of deformation, and implications for the Antarctica-Australia connection. *Geological Society of America Bulletin*, June. DOI : 10.1130/B31034.1.
- DÍAZ ASPIROZ, M., LLOYD, G. et FERNÁNDEZ, C. (2007). Development of lattice preferred orientation in clinoamphiboles deformed under low-pressure metamorphic conditions. A SEM/EBSD study of metabasites from the Aracena metamorphic belt (SW Spain). *Journal of Structural Geology*, 29, 4, 629–645. DOI : 10.1016/j.jsg.2006.10.010.
- DIENER, J. F. A., POWELL, R., WHITE, R. W. et HOLLAND, T. J. B. (2007). A new thermodynamic model for clino- and orthoamphiboles in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{O}$ . *Journal of Metamorphic Geology*, 25, 6, 631–656. DOI : 10.1111/j.1525-1314.2007.00720.x.
- DIETRICH, R., RÜLKE, A., IHDE, J., LINDNER, K., MILLER, H., NIEMEIER, W., SCHENKE, H.-W. et SEEBER, G. (2004). Plate kinematics and deformation status

## Bibliographie

---

- of the Antarctic Peninsula based on GPS. *Global and Planetary Change*, 42, 1-4, 313–321. DOI : 10.1016/j.gloplacha.2003.12.003.
- DUCLAUX, G., ROLLAND, Y., RUFFET, G., MÉNOT, R. P., GUILLOT, S., PEUCAT, J. J., FANNING, M et PÊCHER, A (2007). Superposition of Neoproterozoic and Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton ( East Antarctica ) : evidence from Th-U-Pb ages on monazite and Ar-Ar ages. In : *USGS*, p. 42–45.
- DUCLAUX, G. (2007). Comportement mécanique des lithosphères continentales chaudes. Evolution des cratons néoarchéens et paléoproterozoïques de Terre Adélie (Antarctique Est) et du Gawler (South Australia). Thèse de doct. Unpublished PhD thesis, University of Sydney, Université Jean Monnet Saint Etienne, p. 227.
- DUCLAUX, G., ROLLAND, Y., RUFFET, G., MÉNOT, R.-P., GUILLOT, S., PEUCAT, J.-J., FANNING, M., REY, P. et PÊCHER, A. (2008). Superimposed Neoproterozoic and Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton (East Antarctica) : Evidence from Th–U–Pb ages on monazite and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages. *Precambrian Research*, 167, 3-4, 316–338. DOI : 10.1016/j.precamres.2008.09.009.
- DUCLOS, M., SAVAGE, M. K., TOMMASI, A. et GLEDHILL, K. R. (2005). Mantle tectonics beneath New Zealand inferred from SKS splitting and petrophysics. *Geophysical Journal International*, 163, 2, 760–774. DOI : 10.1111/j.1365-246X.2005.02725.x.
- DUMONT, T., REPLUMAZ, A., ROUMÉJON, S., BRIAIS, A., RIGO, A. et BOUILLIN, J.-P. (2015). Microseismicity of the Béarn range : reactivation of inversion and collision structures at the northern edge of the Iberian plate. *Tectonics*, 34. DOI : 10.1002/2014TC003816.
- EGYDIO-SILVA, M., VAUCHEZ, A., BASCOU, J. et HIPPERTT, J. (2002). High-temperature deformation in the Neoproterozoic transpressional Ribeira belt, southeast Brazil. *Tectonophysics*, 352, 1-2, 203–224. DOI : 10.1016/S0040-1951(02)00197-X.
- EGYDIO-SILVA, M., VAUCHEZ, A., RAPOSO, M. I. B., BASCOU, J. et UHLEIN, A. (2005). Deformation regime variations in an arcuate transpressional orogen (Ribeira belt, SE Brazil) imaged by anisotropy of magnetic susceptibility in granulites. *Journal of Structural Geology*, 27, 10, 1750–1764. DOI : 10.1016/j.jsg.2005.06.001.
- EILON, Z., ABERS, G. A., JIN, G. et GATHERY, J. B. (2014). Anisotropy beneath a highly extended continental rift. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15, 545–564. DOI : 10.1002/2013GC005092.
- ENNIH, N. et LIÉGEOIS, J.-P. (2001). The Moroccan Anti-Atlas : the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Research*, 112, 289–302.
- ETCHECOPAR, A (1977). A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. *Tectonophysics*, 39, 121–139.
- FALUS, G., TOMMASI, A., INGRIN, J. et SZABÓ, C. (2008). Deformation and seismic anisotropy of the lithospheric mantle in the southeastern Carpathians inferred from the study of mantle xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters*, 272, 1-2, 50–64. DOI : 10.1016/j.epsl.2008.04.035.
- FANNING, C. M., PEUCAT, J. J. et MÉNOT, R. P. (2003). Whither the Mawson continent ? In : *9th International Symposium on Antarctic Earth Sciences*. Potsdam.

- FANNING, C., MOORE, D., BENNETT, V., DALY, S., MÉNOT, R. P., PEUCAT, J. et OLIVER, R. (1999). The "Mawson Continent" : The East Antarctic Shield and Gawler Craton, Australia. In : *8th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Wellington (New Zealand)*, p. 103.
- FANNING, C., MÉNOT, R. P., PEUCAT, J. et PELLETIER, A. (2002). A closer examination of the direct links between Southern Australia and Terre Adélie and George V Land, Antarctica. In : *16th Australian Geological Convention*. Adelaide.
- FERRACCIOLI, F. et BOZZO, E. (2003). Cenozoic strike-slip faulting from the eastern margin of the Wilkes Subglacial Basin to the western margin of the Ross Sea rift : an aeromagnetic connection, 109–133. DOI : 10.1144/GSL.SP.2003.210.01.07.
- FERRACCIOLI, F., ARMADILLO, E., JORDAN, T., BOZZO, E. et CORR, H. (2009). Aeromagnetic exploration over the East Antarctic Ice Sheet : A new view of the Wilkes Subglacial Basin. *Tectonophysics*, 478, 1-2, 62–77. DOI : 10.1016/j.tecto.2009.03.013.
- FERRÉ, E. C., GÉBELIN, A., CONDER, J. A., CHRISTENSEN, N., WOOD, J. D. et TEYS-SIER, C. (2014). Seismic anisotropy of the Archean crust in the Minnesota River Valley, Superior Province. *Geophysical Research Letters*, 1–9. DOI : 10.1002/2013GL059116.
- FINN, C. A., GOODGE, J. W., DAMASKE, D. et FANNING, C. M. (2006). Scouting craton's edge in paleo-Pacific Gondwana. In : *Antarctica : Contributions to global earth sciences*. Springer-V. Berlin Heidelberg New York, p. 165–174.
- FITZSIMONS, I. C. W. (2003). Proterozoic basement provinces of southern and southwestern Australia, and their correlation with Antarctica. *Geological Society, London, Special Publications*, 206, 1, 93–130. DOI : 10.1144/GSL.SP.2003.206.01.07.
- FLÖTTMANN, T., GIBSON, G. M. et KLEINSCHMIDT, G. (1993). Structural continuity of the Ross and Delamerian orogens of Antarctica and Australia along the margin of the paleo-Pacific. *Geology*, 21, 319–322.
- FODEN, J., ELBURG, M. A., DOUGHERTY-PAGE, J. et BURTT, A. (2006). The Timing and Duration of the Delamerian Orogeny : Correlation with the Ross Orogen and Implications for Gondwana Assembly. *The Journal of Geology*, 114, 189–210.
- FONTAINE, F. R., TKALČIĆ, H. et KENNETT, B. L. N. (2013a). Crustal complexity in the Lachlan Orogen revealed from teleseismic receiver functions. *Australian Journal of Earth Sciences*, 60, 3, 413–430. DOI : 10.1080/08120099.2013.787646.
- FONTAINE, F. R., BARRUOL, G., TOMMASI, A. et BOKELMANN, G. H. R. (2007). Upper-mantle flow beneath French Polynesia from shear wave splitting. *Geophysical Journal International*, 170, 3, 1262–1288. DOI : 10.1111/j.1365-246X.2007.03475.x.
- FONTAINE, F. R., TKALČIĆ, H. et KENNETT, B. L. N. (2013b). Imaging crustal structure variation across southeastern Australia. *Tectonophysics*, 582, 112–125.
- FOSSEN, H. et HURICH, C. A. (2005). The Hardangerfjord Shear Zone in SW Norway and the North Sea : a large-scale low-angle shear zone in the Caledonian crust. *Journal of the Geological Society*, 162, 4, 675–687. DOI : 10.1144/0016-764904-136.
- FOSSEN, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge, p. 481.
- FRASER, G., MCAVANEY, S., NEUMANN, N., SZPUNAR, M. et REID, A. (2010). Discovery of early Mesoarchean crust in the eastern Gawler Craton, South Australia. *Precambrian Research*, 179, 1-4, 1–21. DOI : 10.1016/j.precamres.2010.02.008.



## Bibliographie

---

- FRETS, E., TOMMASI, A., GARRIDO, C. J., PADRÓN-NAVARTA, J. A., AMRI, I. et TARGUISTI, K. (2012). Deformation processes and rheology of pyroxenites under lithospheric mantle conditions. *Journal of Structural Geology*, 39, 138–157. DOI : 10.1016/j.jsg.2012.02.019.
- GANDAIS, M et WILLAIME, C (1984). Mechanical properties of feldspars. In : *Feldspars and Feldspathoids*. Sous la dir. de W. L. BROWN. Dordrecht, p. 207–246.
- GAPAIS, D., POTREL, A., MACHADO, N. et HALLOT, E. (2005). Kinematics of long-lasting Paleoproterozoic transpression within the Thompson Nickel Belt, Manitoba, Canada. *Tectonics*, 24, 3, 1–16. DOI : 10.1029/2004TC001700.
- GAPAIS, D., PELLETIER, A., MÉNOT, R.-P. et PEUCAT, J.-J. (2008). Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton (East Antarctica). *Precambrian Research*, 162, 3-4, 531–539. DOI : 10.1016/j.precamres.2007.10.011.
- GAUTIER, P., BRUN, J.-P., MORICEAU, R., SOKOUTIS, D., MARTINOD, J. et JOLIVET, L. (1999). Timing, kinematics and cause of Aegean extension : a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics*, 315, 31–72.
- GETSINGER, A. J. et HIRTH, G. (2014). Amphibole fabric formation during diffusion creep and the rheology of shear zones. *Geology*, 42, 6, 535–538. DOI : 10.1130/G35327.1.
- GIBSON, G. M., TOTTERDELL, J. M., WHITE, L. T., MITCHELL, C. H., STACEY, A. R., MORSE, M. P. et WHITAKER, A. (2013). Pre-existing basement structure and its influence on continental rifting and fracture zone development along Australia's southern rifted margin. *Journal of the Geological Society*, 170, 2, 365–377. DOI : 10.1144/jgs2012-040.
- GLEASON, G. C. et TULLIS, J. (1995). A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell. *Tectonophysics*, 247, 1-4, 1–23. DOI : 10.1016/0040-1951(95)00011-B.
- GODFREY, N. J., CHRISTENSEN, N. I. et OKAYA, D. A. (2000). Anisotropy of schists : Contribution of crustal anisotropy to active source seismic experiments and shear wave splitting observations. *Journal of Geophysical Research*, 105, B12, 27991. DOI : 10.1029/2000JB900286.
- GOETZE, C et EVANS, B (1979). Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 59, 3, 463–478. DOI : 10.1111/j.1365-246X.1979.tb02567.x.
- GONCALVES, P., OLIOT, E., MARQUER, D. et CONNOLLY, J. A. D. (2012). Role of chemical processes on shear zone formation : An example from the grimsel metagranodiorite (Aar massif, Central Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, 30, 7, 703–722. DOI : 10.1111/j.1525-1314.2012.00991.x.
- GONCALVES, P. (2014). Role du métamorphisme et des interactions fluide-roche sur les processus de localisation de la déformation et les transferts de l'uranium dans la croûte continentale. Unpublished HDR thesis, Université de Franche-Comté, Besançon, p. 149.
- GOODGE, J. W. et FANNING, C. M. (2010). Composition and age of the East Antarctic Shield in eastern Wilkes Land determined by proxy from Oligocene-Pleistocene glaciomarine sediment and Beacon Supergroup sandstones, Antarctica. *Geological Society of America Bulletin*, 122, 7-8, 1135–1159. DOI : 10.1130/B30079.1.

- GOODGE, J. W., MYROW, P., WILLIAMS, I. S. et BOWRING, S. A. (2002). Age and Provenance of the Beardmore Group, Antarctica : Constraints on Rodinia Supercontinent Breakup. *The Journal of Geology*, 110, 393–406. DOI : 10.1086/340629.
- GOODGE, J. W. et FANNING, C. M. (1999). 2.5 b.y. of punctuated Earth history as recorded in a single rock. *Geology*, 27, 11, 1007–1010. DOI : 10.1130/0091-7613(1999)027<1007:BYOPEH>2.3.CO;2.
- GOODGE, J. W., FANNING, C. M. et BENNETT, V. C. (2001). U-Pb evidence of 1.7 Ga crustal tectonism during the Nimrod Orogeny in the Transantarctic Mountains, Antarctica : Implications for Proterozoic plate reconstructions. *Precambrian Research*, 112, 3-4, 261–288. DOI : 10.1016/S0301-9268(01)00193-0.
- GOODGE, J. W., WILLIAMS, I. S. et MYROW, P. (2004). Provenance of Neoproterozoic and lower Paleozoic siliciclastic rocks of the central Ross orogen, Antarctica : Detrital record of rift-, passive-, and active-margin sedimentation. *Bulletin of the Geological Society of America*, 116, 9, 1253–1279. DOI : 10.1130/B25347.1.
- GOSCOMBE, B. D. et GRAY, D. R. (2009). Metamorphic response in orogens of different obliquity, scale and geometry. *Gondwana Research*, 15, 2, 151–167. DOI : 10.1016/j.gr.2008.07.005.
- GRANET, M., GLAHN, A. et ACHAUER, U. (1998). Anisotropic Measurements in the Rhinegraben Area and the French Massif Central : Geodynamic Implications. *Pure and Applied Geophysics*, 151, 2-4, 333–364. DOI : 10.1007/s000240050117.
- GRIPP, A. E. et GORDON, R. G. (1990). Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the Nuvel-1 global plate motion model. *Geophysical Research Letters*, 17, 8, 1109–1112.
- GRIPP, A. E. et GORDON, R. G. (2002). Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophysical Journal International*, 150, 2, 321–361. DOI : 10.1046/j.1365-246X.2002.01627.x.
- GROSHONG, R. H. J., PFIFFNER, O. A. et PRINGLE, L. R. (1984). Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. *Journal of Structural Geology*, 6, 1/2, 5–18.
- GROWDON, M. A., PAVLIS, G. L., NIU, F., VERNON, F. L. et RENDON, H. (2009). Constraints on mantle flow at the Caribbean-South American plate boundary inferred from shear wave splitting. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 114, 2, 1–7. DOI : 10.1029/2008JB005887.
- GRUJIC, D. et MANCKTELOW, N. S. (1998). Melt-bearing shear zones : analogue experiments and comparison with examples from southern Madagascar. *Journal of Structural Geology*, 20, 6, 673–680.
- HAMILTON, W. B. (1998). Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian Research*, 91, 143–179.
- HANCHAR, J. et MILLER, C. (1993). Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images : Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical Geology*, 110, 1-3, 1–13. DOI : 10.1016/0009-2541(93)90244-D.

- HANDY, M. R. (1989). Deformation regimes and the rheological evolution of fault zones in the lithosphere : the effects of pressure, temperature, grainsize and time. *Tectonophysics*, 163, 1-2, 119–152. DOI : 10.1016/0040-1951(89)90122-4.
- HANSEN, S. E., GRAW, J. H., KENYON, L. M., NYBLADE, A. A., WIENS, D. A., ASTER, R. C., HUERTA, A. D., ANANDAKRISHNAN, S. et WILSON, T. (2014). Imaging the Antarctic mantle using adaptively parameterized P-wave tomography : Evidence for heterogeneous structure beneath West Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 408, 66–78. DOI : 10.1016/j.epsl.2014.09.043.
- HARLAN, S. S., HEAMAN, L., LECHÉMINANT, A. N. et PREMIO, W. R. (2003). Gunbarrel mafic magmatic event : A key 780 Ma time marker for Rodinia plate reconstructions. *Geology*, 31, 12, 1053–1056. DOI : 10.1130/G19944.1.
- HARLEY, S. L., FITZSIMONS, I. C. W. et ZHAO, Y. (2013). Antarctica and supercontinent evolution : historical perspectives, recent advances and unresolved issues. *Geological Society, London, Special Publications*, 383, 1, 1–34. DOI : 10.1144/SP383.9.
- HARRIS, L. B., BURG, J.-P. et SAUNIAK, S. (1983). Strain distribution within the Pardailhan Nappe (Montagne Noire, France) and structure of its basal thrust zone : implications for events associated with nappe emplacement. *Journal of Structural Geology*, 5, 3-4, 431–440. DOI : 10.1016/0191-8141(83)90029-9.
- HARTOG, R. et SCHWARTZ, S. Y. (2001). Depth-dependent mantle anisotropy below the San Andreas fault system : Apparent splitting parameters and waveforms. *Journal of Geophysical Research*, 106, B3, 4155. DOI : 10.1029/2000JB900382.
- HASKELL, N. A. (1953). The dispersion of surface waves on multilayered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 43, 17–34.
- HAUSSÜHL, E., VINOGRAD, V. L., KRENZEL, T. F., SCHREUER, J., WILSON, D. J. et OTTINGER, J. (2011). High temperature elastic properties of Mg-cordierite : experimental studies and atomistic simulations. *Zeitschrift für Kristallographie*, 226, 3, 236–253. DOI : 10.1524/zkri.2011.1307.
- HEIDELBACH, F., POST, A. et TULLIS, J. (2000). Crystallographic preferred orientation in albite samples deformed experimentally by dislocation and solution precipitation creep. *Journal of Structural Geology*, 22, 1649–1661.
- HEINTZ, M. (2003). Structure et déformation du manteau continental sud américain : apport de la tomographie en ondes de surface et de l'anisotropie sismique. Thèse de doct. Université de Montpellier II, p. 240.
- HERQUEL, G., TAPPONNIER, P., WITTLINGER, G., MEI, J. et DANIAN, S. (1999). Teleseismic shear wave splitting and lithospheric anisotropy beneath and across the Altyn Tagh fault. *Geophysical Research Letters*, 26, 21, 3225–3228. DOI : 10.1029/1999GL005387.
- HEURTEBIZE, G. (1952a). Sur les environs de Port-Martin (Terre Adélie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 234, 1780–1782.
- (1952b). Sur les formations géologiques de la Terre Adélie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 234, 2209–2210.
- HOBBS, B. E., MUHLHAUS, H.-B. et ORD, A. (1990). Instability, softening and localization of deformation. *Geological Society, London, Special Publications*, 54, 1, 143–165. DOI : 10.1144/GSL.SP.1990.054.01.15.

- HOEK, J. D. et SCHAEFER, B. F. (1998). Palaeoproterozoic Kimban mobile belt, Eyre Peninsula : timing and significance of felsic and mafic magmatism and deformation. *Australian Journal of Earth Sciences*, 45, 2, 305–313.
- HOLLAND, T. J. B. et POWELL, R. (1998). An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 3, 309–343. DOI : 10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x.
- HOLLAND, T. et POWELL, R. (2003). Activity-compositions relations for phases in petrological calculations : An asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 4, 492–501. DOI : 10.1007/s00410-003-0464-z.
- HOLLENSTEIN, C., MÜLLER, M. D., GEIGER, A. et KAHLE, H. G. (2008). Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993-2003. *Tectonophysics*, 449, 1-4, 17–40. DOI : 10.1016/j.tecto.2007.12.006.
- HOLYOKE, C. W. et KRONENBERG, A. K. (2013). Reversible water weakening of quartz. *Earth and Planetary Science Letters*, 374, 185–190.
- HOWARD, K. E., HAND, M., BAROVICH, K. M., REID, A., WADE, B. P. et BELOUSOVA, E. A. (2009). Detrital zircon ages : Improving interpretation via Nd and Hf isotopic data. *Chemical Geology*, 262, 3-4, 293–308. DOI : 10.1016/j.chemgeo.2009.01.029.
- HOWARD, K., REID, A., HAND, M., BAROVICH, K. et BELOUSOVA, E. (2006). Does the Kalinjala Shear Zone represent a palaeosuture zone ? Implications for distribution of styles of Mesoproterozoic mineralisation in the Gawler Craton. *Earth*, December, 16–20.
- HURAI, V., PAQUETTE, J. L., HURAIÓVÁ, M. et KONEČNÝ, P. (2010). U-Th-Pb geochronology of zircon and monazite from syenite and pincinite xenoliths in Pliocene alkali basalts of the intra-Carpathian back-arc basin. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198, 3-4, 275–287. DOI : 10.1016/j.jvolgeores.2010.09.012.
- ILDEFONSE, B. et MAINPRICE, D. (2005). Modeling the Viscous to Plastic Transition in Mid-Ocean Ridge Gabbros : Implications for Crystallographic Preferred Orientation of Plagioclase and Seismic Anisotropy. In : *AGU Fall Meeting*, #MR33A-0159.
- IMON, R., OKUDAIRA, T. et KANAGAWA, K. (2004). Development of shape- and lattice-preferred orientations of amphibole grains during initial cataclastic deformation and subsequent deformation by dissolution-precipitation creep in amphibolites from the Ryoke metamorphic belt, SW Japan. *Journal of Structural Geology*, 26, 5, 793–805. DOI : 10.1016/j.jsg.2003.09.004.
- IRELAND, T. R., FLÖTTMANN, T., FANNING, C. M., GIBSON, G. M. et PREISS, W. V. (1998). Development of the early Paleozoic Pacific margin of Gondwana from detrital-zircon ages across the Delamerian orogen. *Geology*, 26, 3, 243–246. DOI : 10.1130/0091-7613(1998)026<0243.
- ISMAÏL, W. B. et MAINPRICE, D. (1998). An olivine fabric database : an overview of upper mantle fabrics and seismic anisotropy. *Tectonophysics*, 296, 145–157.
- JAMMES, S., LAVIER, L. L. et REBER, J. E. (2015). Localization and delocalization of deformation in a biminerale material. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 120, 5, 3649–3663. DOI : 10.1002/2015JB011890.

- JESSELL, M. W. et LISTER, G. S. (1990). A simulation of the temperature dependence of quartz fabrics. *Geological Society, London, Special Publications*, 54, 353–362. DOI : 10.1144/GSL.SP.1990.054.01.31.
- JI, S, WIRTH, R, RYBACKI, E et JIANG, Z (2000). High-temperature plastic deformation of quartz-plagioclase multilayers by layer-normal compression. *Journal of Geophysical Research*, 105, B7, 16651. DOI : 10.1029/2000JB900130.
- JI, S. et SALISBURY, M. H. (1993). Shear-wave velocities, anisotropy and splitting in high-grade mylonites. *Tectonophysics*, 221, 3-4, 453–473. DOI : 10.1016/0040-1951(93)90173-H.
- JI, S., SALISBURY, M. H. et HANMER, S. (1993). Petrofabric, P-wave anisotropy and seismic reflectivity of high-grade tectonites. *Tectonophysics*, 222, 195–226.
- JI, S., JIANG, Z., RYBACKI, E., WIRTH, R., PRIOR, D. et XIA, B. (2004). Strain softening and microstructural evolution of anorthite aggregates and quartz-anorthite layered composites deformed in torsion. *Earth and Planetary Science Letters*, 222, 2, 377–390. DOI : 10.1016/j.epsl.2004.03.021.
- JI, S., SHAO, T., MICHIBAYASHI, K., LONG, C., WANG, Q., KONDO, Y., ZHAO, W., WANG, H. et SALISBURY, M. H. (2013). A new calibration of seismic velocities, anisotropy, fabrics, and elastic moduli of amphibole-rich rocks. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118, 9, 4699–4728. DOI : 10.1002/jgrb.50352.
- JI, S., SHAO, T., SALISBURY, M. H., SUN, S., MICHIBAYASHI, K., ZHAO, W., LONG, C., LIANG, F. et SATSUKAWA, T. (2014). Plagioclase preferred orientation and induced seismic anisotropy in mafic igneous rocks. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119, 1–25. DOI : 10.1002/2014JB011352.
- JI, S., SHAO, T., MICHIBAYASHI, K., OYA, S., SATSUKAWA, T., WANG, Q., ZHAO, W. et SALISBURY, M. H. (2015). Magnitude and symmetry of seismic anisotropy in mica- and amphibole-bearing metamorphic rocks and implications for tectonic interpretation of seismic data from southeast Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 120. DOI : 10.1002/2015JB012218. Received.
- JIANG, Z., PRIOR, D. J. et WHEELER, J. (2000). Albite crystallographic preferred orientation and grain misorientation distribution in a low-grade mylonite : implications for granular flow. *Journal of Structural Geology*, 22, 1663–1674.
- JORDAN, T., FERRACCIOLI, F., ARMADILLO, E. et BOZZO, E. (2013). Crustal architecture of the Wilkes Subglacial Basin in East Antarctica, as revealed from airborne gravity data. *Tectonophysics*, 585, 196–206. DOI : 10.1016/j.tecto.2012.06.041.
- JULIÀ, J., AMMON, C. J., HERRMANN, R. B. et CORREIG, A. M. (2000). Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations. *Geophysical Journal International*, 143, 99–112.
- JUNG, H et KARATO, S (2001). Water-induced fabric transitions in olivine. *Science*, 293, 5534, 1460–1463. DOI : 10.1126/science.1062235.
- JUNG, H., PARK, M., JUNG, S. et LEE, J. (2010). Lattice preferred orientation, water content, and seismic anisotropy of orthopyroxene. *Journal of Earth Science*, 21, 5, 555–568. DOI : 10.1007/s12583-010-0118-9.
- KANAGAWA, K., SHIMANO, H. et HIROI, Y. (2008). Mylonitic deformation of gabbro in the lower crust : A case study from the Pankenushi gabbro in the Hidaka metamorphic

- belt of central Hokkaido, Japan. *Journal of Structural Geology*, 30, 9, 1150–1166. DOI : 10.1016/j.jsg.2008.05.007.
- KATAYAMA, I. et KARATO, S.-I. (2006). Effect of temperature on the B- to C-type olivine fabric transition and implication for flow pattern in subduction zones. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 157, 1-2, 33–45. DOI : 10.1016/j.pepi.2006.03.005.
- KETCHUM, J. W. F., BLEEKER, W. et STERN, R. A. (2004). Evolution of an Archean basement complex and its autochthonous cover, southern Slave Province, Canada. *Precambrian Research*, 135, 3, 149–176. DOI : 10.1016/j.precamres.2004.08.005.
- KIRKPATRICK, J. D., BEZERRA, F. H. R., SHIPTON, Z. K., DO NASCIMENTO, A. F., PYTHAROULI, S. I., LUNN, R. J. et SODEN, A. M. (2013). Scale-dependent influence of pre-existing basement shear zones on rift faulting : a case study from NE Brazil. *Journal of the Geological Society*, 170, 237–247. DOI : 10.1144/jgs2012-043. Scale-dependent.
- KISTERS, A. F., GIBSON, R. L., CHARLESWORTH, E. et ANHAEUSSER, C. R. (1998). The role of strain localization in the segregation and ascent of anatectic melts, Namaqualand, South Africa. *Journal of Structural Geology*, 20, 213, 229–242. DOI : 10.1016/S0191-8141(97)00081-3.
- KITAMURA, K. (2006). Constraint of lattice-preferred orientation (LPO) on Vp anisotropy of amphibole-rich rocks. *Geophysical Journal International*, 165, 1058–1065. DOI : 10.1111/j.1365-246X.2006.02961.x.
- KLEINSCHMIDT, G. et TALARICO, F. (2000). The Mertz Shear Zone. *Terra Antarctica Reports*, 5, 109–115.
- KLOSKO, E. R., WU, F. T., ANDERSON, H. J., EBERHARTPHILLIPS, D., MCEVILLY, T. V., AUDOINE, E., SAVAGE, M. K. et GLEDHILL, K. R. (1999). Upper mantle anisotropy in the New Zealand Region. *Geophysical Research Letters*, 26, 10, 1497. DOI : 10.1029/1999GL900273.
- KNOLL, M., TOMMASI, A., LOGÉ, R. E. et SIGNORELLI, J. W. (2009). A multiscale approach to model the anisotropic deformation of lithospheric plates. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10, 8. DOI : 10.1029/2009GC002423.
- KO, B. et JUNG, H. (2015). Crystal preferred orientation of an amphibole experimentally deformed by simple shear. *Nature Communications*, 6, 6586. DOI : 10.1038/ncomms7586.
- KOHLSTEDT, D. et VANDER SANDE, J. (1973). Transmission Electron Microscopy Investigation of the Defect Microstructure of Four Natural Orthopyroxenes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42, 169–180.
- KOURIM, F., VAUCHEZ, A., BODINIER, J.-L., ALARD, O. et BENDAOU, A. (2014). Subcontinental Lithosphere Reactivation Beneath the Hoggar Swell (Algeria) : Localized Deformation, Melt Channeling and Heat Advection. *Tectonophysics*. DOI : 10.1016/j.tecto.2014.11.012.
- KREEMER, C. (2009). Absolute plate motions constrained by shear wave splitting orientations with implications for hot spot motions and mantle flow. *Journal of Geophysical Research*, 114, B10, B10405. DOI : 10.1029/2009JB006416.

- KREEMER, C., HOLT, W. E. et HAINES, A. J. (2003). An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation. *Geophysical Journal International*, 154, 1, 8–34. DOI : 10.1046/j.1365-246X.2003.01917.x.
- KRONENBERG, A. K. et TULLIS, J. (1984). Flow strengths of quartz aggregates : grain size and pressure effects due to hydrolytic weakening. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89, B6, 4281–4297.
- KRUHL, J. H. (1987). Preferred lattice orientations of plagioclase from amphibolite and greenschist facies rocks near the Insubric Line (Western Alps). *Tectonophysics*, 135, 233–242.
- KRUHL, J. H. et PETERNELL, M. (2002). The equilibration of high-angle grain boundaries in dynamically recrystallized quartz : the effect of crystallography and temperature. *Journal of Structural Geology*, 24, 6-7, 1125–1137. DOI : 10.1016/S0191-8141(01)00096-7.
- LABROUSSE, L., ANDERSEN, T. B., ASGARD, P., HEBERT, R., MALUSKI, H et SCHÄRER, U (2004). Pressure-temperature-time deformation history of the exhumation of ultra-high pressure rocks in the Western Gneiss Region, Norway. *Geological Society of America Special Paper*, 380, 155–183. DOI : 10.1130/0-8137-2380-9.155.
- LAMARQUE, G., BARRUOL, G., FONTAINE, F. R., BASCOU, J. et MÉNOT, R.-P. (2015). Crustal and mantle structure beneath the Terre Adelie Craton, East Antarctica : insights from receiver function and seismic anisotropy measurements. *Geophysical Journal International*, 200, 2, 809–823. DOI : 10.1093/gji/ggu430.
- LANGSTON, C. A. (1977). Corvallis, Oregon, Crustal and upper mantle receiver structure from teleseismic P and S waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67, 3, 713–724.
- LANGSTON, C. A. (1979). Structure Under Mount Rainier, Washington, Inferred from Teleseismic Body Waves. *Journal of Geophysical Research*, 84, 9, 4749–4762.
- LAPWORTH, T., WHEELER, J. et PRIOR, D. J. (2002). The deformation of plagioclase investigated using electron backscatter diffraction crystallographic preferred orientation data. *Journal of Structural Geology*, 24, 387–399.
- LARDEAUX, J. M., MARTELAT, J. E., NICOLLET, C, PILI, E, RAKOTONDRAZAFY, R et CARDON, H. (1998). Metamorphism and Tectonics in Southern Madagascar : An Overview. *Gondwana Research*, 2, 3, 355–362.
- LAW, R. (1990). Crystallographic fabrics : a selective review of their applications to research in structural geology. *Geological Society, London, Special Publications*, 54, 1, 335–352. DOI : 10.1144/GSL.SP.1990.054.01.30.
- LAW, R. D. (2014). Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures : A review. *Journal of Structural Geology*, 66, 129–161. DOI : 10.1016/j.jsg.2014.05.023.
- LAWRENCE, J. F., WIENS, D. A., NYBLADE, A. A., ANANDAKRISHNAN, S., SHORE, P. J. et VOIGT, D. (2006). Crust and upper mantle structure of the Transantarctic Mountains and surrounding regions from receiver functions, surface waves, and gravity : Implications for uplift models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7, 10, Q10011. DOI : 10.1029/2006GC001282.

- LEE, C.-T. A., LUFFI, P., HÖINK, T., LI, Z.-X. A. et LENARDIC, A. (2008). The role of serpentine in preferential craton formation in the late Archean by lithosphere underthrusting. *Earth and Planetary Science Letters*, 269, 96–104. DOI : 10.1016/j.epsl.2008.02.010.
- LELOUP, P. H., ARNAUD, N. O., MAHÉO, G., PAQUETTE, J. L., GUILLOT, S., VALLI, F., LI, H., XU, Z., LACASSIN, R. et TAPPONNIER, P. (2012). Successive deformation episodes along the Lungmu Co zone, west-central Tibet. *Gondwana Research*, 21, 1, 37–52. DOI : 10.1016/j.gr.2011.07.026.
- LELOUP, P. H., LACASSIN, R., TAPPONNIER, P., SCHÄRER, U., ZHONG, D., LIU, X., ZHANG, L., JI, S. et TRINH, P. T. (1995). The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*, 251, 3–84. DOI : 10.1016/0040-1951(95)00070-4.
- LELOUP, P. H., RICARD, Y., BATTAGLIA, J. et LACASSIN, R. (1999). Shear heating in continental strike-slip shear zones : Model and field examples. *Geophysical Journal International*, 136, 1, 19–40. DOI : 10.1046/j.1365-246X.1999.00683.x.
- LI, J., WANG, X. et NIU, F. (2011). Seismic anisotropy and implications for mantle deformation beneath the NE margin of the Tibet plateau and Ordos plateau. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 189, 3-4, 157–170. DOI : 10.1016/j.pepi.2011.08.009.
- LI, Z., CHAN, S., GARNER, F. A. et BRADT, R. C. (1995). Elastic stability of high dose neutron irradiated spinel. *Journal of Nuclear Materials*, 219, 139–142.
- LIMA NETO, H. C., FERREIRA, J. M., BEZERRA, F. H. R., ASSUMPCÃO, M. S., DO NASCIMENTO, A. F., SOUSA, M. O. et A.S. MENEZES, E. (2013). Upper crustal earthquake swarms in São Caetano : Reactivation of the Pernambuco shear zone and trending branches in intraplate Brazil. *Tectonophysics*, 608, 804–811. DOI : 10.1016/j.tecto.2013.08.001.
- LLANA-FÚNEZ, S. et BROWN, D. (2012). Contribution of crystallographic preferred orientation to seismic anisotropy across a surface analog of the continental Moho at Cabo Ortegal, Spain. *Bulletin of the Geological Society of America*, 124, 9-10, 1495–1513. DOI : 10.1130/B30568.1.
- LLOYD, G. E. (2004). Microstructural evolution in a mylonitic quartz simple shear zone : the significant roles of dauphine twinning and misorientation. *Geological Society, London, Special Publications*, 224, 1, 39–61. DOI : 10.1144/GSL.SP.2004.224.01.04.
- LLOYD, G., BUTLER, R., CASEY, M. et MAINPRICE, D. (2009). Mica, deformation fabrics and the seismic properties of the continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 288, 320–328. DOI : 10.1016/j.epsl.2009.09.035.
- LUDWIG, K. (2008). User's manual for Isoplot Version 3.70, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publications*, 4, 1–76.
- LUND, M. D., PIAZOLO, S. et HARLEY, S. L. (2006). Ultrahigh temperature deformation microstructures in felsic granulites of the Napier Complex, Antarctica. *Tectonophysics*, 427, 1-4, 133–151. DOI : 10.1016/j.tecto.2006.05.022.
- MACKWELL, S., ZIMMERMAN, M. et KOHLSTEDT, D. (1998). High-temperature deformation of dry diabase with application to tectonics on Venus. *Journal of Geophysical Research*, 103, B1, 975–984.



## Bibliographie

---

- MAINPRICE, D., BARRUOL, G. et ISMAIL, W. B. (2000). The Seismic Anisotropy of the Earth ' s Mantle : From Single Crystal to Polycrystal. In :
- MAINPRICE, D. H. et PATERSON, M. S. (1984). Experimental studies of the role of water in the plasticity of quartzites. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89, B6, 4257–4269.
- MAINPRICE, D. (1990). A fortran program to calculate seismic anisotropy from the lattice preferred orientation of minerals. *Computers and Geosciences*, 16, 3, 385–393.
- MAINPRICE, D. et NICOLAS, A. (1989). Development of shape and lattice preferred orientations : application to the seismic anisotropy of the lower crust. *Journal of Structural Geology*, 11, 1-2, 175–189. DOI : 10.1016/0191-8141(89)90042-4.
- MAINPRICE, D., LLOYD, G. E. et CASEY, M. (1993). Individual orientation measurements in quartz polycrystals : advantages and limitations for texture and petrophysical property determinations. *Journal of Structural Geology*, 15, 9/10, 1169–1187.
- MANCKTELOW, N. S. et PENNACCHIONI, G. (2005). The control of precursor brittle fracture and fluid-rock interaction on the development of single and paired ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 27, 4, 645–661. DOI : 10.1016/j.jsg.2004.12.001.
- MANCKTELOW, N. et PENNACCHIONI, G. (2004). The influence of grain boundary fluids on the microstructures of quartz-feldspar mylonites. *Journal of Structural Geology*, 26, 47–69.
- MANTHILAKE, M. A. G. M., MIYAJIMA, N., HEIDELBACH, F., SOUSTELLE, V. et FROST, D. J. (2013). The effect of aluminum and water on the development of deformation fabrics of orthopyroxene. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165, 3, 495–505. DOI : 10.1007/s00410-012-0819-4.
- MARGHERITI, L., LUCENTE, F. et PONDRELLI, S. (2003). SKS splitting measurements in the Apenninic-Tyrrhenian domain (Italy) and their relation with lithospheric subduction and mantle convection. *Journal of Geophysical Research*, 108, B4, 2218. DOI : 10.1029/2002JB001793.
- MARSH, J. H., GERBI, C. C., CULSHAW, N. G., POTTER, J., LONGSTAFFE, F. J. et JOHNSON, S. E. (2011). Initiation and development of the Twelve Mile Bay shear zone : The low viscosity sole of a granulite nappe. *Journal of Metamorphic Geology*, 29, 2, 167–191. DOI : 10.1111/j.1525-1314.2010.00913.x.
- MARSON-PIDGEON, K., SAVAGE, M. K., GLEDHILL, K. et STUART, G. (1999). Seismic anisotropy beneath the lower half of the North Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, 104, B9, 20277–20286.
- MARTELAT, J. E., LARDEAUX, J. M., NICOLLET, C. et RAKOTONDRAZAFY, R. (1999a). Exhumation of Granulites Within a Transpressive Regime : an Example from Southern Madagascar. *Gondwana Research*, 2, 3, 363–367.
- MARTELAT, J.-E., NICOLLET, C., LARDEAUX, J.-M., VIDAL, G. et RAKOTONDRAZAFY, R. (1997). Lithospheric tectonic structures developed under high-grade metamorphism in the Southern part of Madagascar. *Geodinamica Acta*, 10, 3, 94–114.
- MARTELAT, J.-E., SCHULMANN, K., LARDEAUX, J.-M., NICOLLET, C. et CARDON, H. (1999b). Granulite microfabrics and deformation mechanisms in southern Madagascar. *Journal of Structural Geology*, 21, 671–687.

- MARTINOD, J., HATZFELD, D., BRUN, J. P., DAVY, P. et GAUTIER, P. (2000). Continental collision, gravity spreading, and kinematics of Aegea and Anatolia. *Tectonics*, 19, 2, 290–299. DOI : 10.1029/1999TC900061.
- MAZABRAUD, Y., BÉTHOUX, N. et DELOUIS, B. (2013). Is earthquake activity along the French Atlantic margin favoured by local rheological contrasts? *Comptes Rendus - Geoscience*, 345, 9-10, 373–382. DOI : 10.1016/j.crte.2013.07.004.
- MCCAFFREY, K. J. W. (1992). Igneous emplacement in a transpressive shear zone : Ox Mountains igneous complex. *Journal of the Geological Society*, 149, 221–235. DOI : 10.1144/gsjgs.149.2.0221.
- MCCLUSKY, S., BALASSANIAN, S., BARKA, A., DEMIR, C., ERGINTAV, S., GEORGIEV, I., GURKAN, O., HAMBURGER, M., HURST, K., KAHLE, H., KASTENS, K., KEKELIDZE, G., KING, R., KOTZEV, V., LENK, O., MAHMOUD, S., MISHIN, a., NADARIYA, M., OUZOUNIS, A., PARADISSIS, D., PETER, Y., PRILEPIN, M., REILINGER, R., SANLI, I., SEEGER, H., TEALEB, A., TOKSÖZ, M. N. et VEIS, G. (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105, B3, 5695. DOI : 10.1029/1999JB900351.
- MCMAMARA, D. E., OWENS, T. J., SILVER, P. G. et WU, F. T. (1994). Shear wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 99, B7, 13655–13665. DOI : 10.1029/93JB03406.
- MCMAMARA, D., WHEELER, J., PEARCE, M. et PRIOR, D. (2012). Fabrics produced mimetically during static metamorphism in retrogressed eclogites from the Zermatt-Saas zone, Western Italian Alps. *Journal of Structural Geology*, 44, 167–178. DOI : 10.1016/j.jsg.2012.08.006.
- MCSKIMIN, H., ANREATCH, J. et THRUSTON, R. (1965). Elastic moduli of quartz versus hydrostatic pressure at 25°C and -195.8°C. *Journal of Applied Physics*, 36, 1624–1632.
- MEHL, L. et HIRTH, G. (2008). Plagioclase preferred orientation in layered mylonites : Evaluation of flow laws for the lower crust. *Journal of Geophysical Research*, 113, B5, B05202. DOI : 10.1029/2007JB005075.
- MEISSNER, R., MOONEY, W. D. et ARTEMIEVA, I. (2002). Seismic anisotropy and mantle creep in younger orogens. *Geophysical Journal International*, 149, 1–14.
- MENEGON, L., PENNACCHIONI, G., HEILBRONNER, R. et PITTARELLO, L. (2008). Evolution of quartz microstructure and c-axis crystallographic preferred orientation within ductile deformed granitoids (Arolla unit, Western Alps). *Journal of Structural Geology*, 30, 11, 1332–1347. DOI : 10.1016/j.jsg.2008.07.007.
- MÉNOT, R. P. (sous presse). East Antarctica. In : *Geology of the Antarctic Continent*. Sous la dir. de G KLEINSCHMIDT. Schweizerbart Plut, Stuttgart.
- MÉNOT, R. P., DUCLAUX, G., PEUCAT, J. J., ROLLAND, Y., GUILLOT, S., FANNING, M., BASCOU, J., GAPAIS, D et PÊCHER, A. (2007). Geology of the Terre Adélie Craton (135 – 146°E ), East Antarctica. In : *Antarctica : A Keystone in a changing World - Online Proceedings for the Tenth International Symposium on Antarctica Earth Sciences*. Sous la dir. d'A. COOPER, C. RAYMOND et E. AL. USGS Open-file Report 2007-1047, extended Abstract, p. 1047. DOI : 10.3133/of2007-1047.srp048.

## Bibliographie

---

- MÉNOT, R.-P., PELLETIER, A., MONNIER, O., PEUCAT, J. J. et GIRET, A. (2003). Le craton de Terre Adélie – George V Land , East Antarctica : un témoin du supercontinent Rodinia. *Géologues*, 137, 52–57.
- MÉNOT, R., PÊCHER, A., ROLLAND, Y., PEUCAT, J., PELLETIER, A., DUCLAUX, G et GUILLOT, S (2005). Structural Setting of the Neoproterozoic Terrains in the Commonwealth Bay Area (143-145°E), Terre Adélie Craton, East Antarctica. *Gondwana Research*, 8, 1, 1–9.
- MIKHAL'SKY, E. V. (2008). Main stages and geodynamic regimes of the Earth's crust formation in East Antarctica in the Proterozoic and Early Paleozoic. *Geotectonics*, 42, 6, 413–429. DOI : 10.1134/S0016852108060010.
- MILTON, N. J. et WILLIAMS, G. D. (1981). The strain profile above a major thrust fault, Finnmark, N Norway. *Geological Society, London, Special Publications*, 9, 1, 235–239. DOI : 10.1144/GSL.SP.1981.009.01.21.
- MOHANTY, S. et RAMSAY, J. (1994). Strain partitioning in ductile shear zones : an example from a Lower Pennine nappe of Switzerland. *Journal of Structural Geology*, 16, 5, 663–676.
- MOLNAR, P. (1988). Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics. *Nature*, 335, 6186, 131–137.
- MONNIER, O. (1995). Le socle protérozoïque de Terre Adélie (Antarctique Est) : son évolution tectono-métamorphique et sa place dans les reconstitutions du proto-Gondwana. Thèse de doct. Unpublished PhD thesis, Université Jean Monnet, Saint-Etienne, p. 321.
- MONNIER, O., MÉNOT, R.-P., PEUCAT, J. J., FANNING, M. et GIRET, A. (1996). Actualisation des données géologiques sur Terre Adélie (Antarctique Est) : mise en évidence d'un collage tectonique au Protérozoïque. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, T322, 55–62.
- MONTEL, J. M. et VIELZEUF, D (1997). Partial melting of metagreywackes. Part 2 : Composition of minerals and melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128, 176–196.
- MONTÉSI, L. G. J. et ZUBER, M. T. (2002). A unified description of localization for application to large-scale tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 107, B3, 2045. DOI : 10.1029/2001JB000465.
- MORELLI, A. et DANESI, S. (2004). Seismological imaging of the Antarctic continental lithosphere : a review. *Global and Planetary Change*, 42, 1-4, 155–165. DOI : 10.1016/j.gloplacha.2003.12.005.
- MORGAN, W. J. et MORGAN, J. P. (2007). Plate velocities in the hotspot reference frame. *Geological Society of America Bulletin*, 2430, 04, 65–78. DOI : 10.1130/2007.2430(04) ..
- MÜLLER, C. (2001). Upper mantle seismic anisotropy beneath Antarctica and the Scotia Sea region. *Geophysical Journal International*, 147, 105–122.
- MÜLLER, R. D., ROYER, J.-Y. et LAWVER, L. A. (1993). Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks. *Geology*, 21, 275–278. DOI : 10.1130/0091-7613(1993)021<0275.

- NAKASHIMA, S., MATAYOSHI, H., YUKO, T., MICHIBAYASHI, K., MASUDA, T., KUROKI, N., YAMAGISHI, H., ITO, Y. et NAKAMURA, A. (1995). Infrared microspectroscopy analysis of water distribution in deformed and metamorphosed rocks. *Tectonophysics*, 245, 263–276.
- NAZÉ, L., DOUKHAN, N., DOUKHAN, J.-C. et LATROUS, K. (1987). A TEM study of lattice defects in naturally and experimentally deformed orthopyroxenes. *Bulletin of mineralogy*, 110, 497–512.
- NEVES, S. P., VAUCHEZ, A. et FERAUD, G. (2000). Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research*, 99, 1–32. DOI : 10.1016/S0301-9268(99)00026-1.
- NEVES, S. et VAUCHEZ, A. (1995). Magma emplacement and shear zone nucleation and development in northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco shear zones; State of Pernambuco). *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 289–298. DOI : 10.1016/0895-9811(95)00014-7.
- NEVES, S., VAUCHEZ, A. et ARCHANJO, C. (1996). Shear zone-controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from northeast Brazil. *Tectonophysics*, 262, 349–364. DOI : 10.1016/0040-1951(96)00007-8.
- NEWMAN, J. et DRURY, M. R. (2010). Control of shear zone location and thickness by initial grain size variations in upper mantle peridotites. *Journal of Structural Geology*, 32, 6, 832–842. DOI : 10.1016/j.jsg.2010.06.001.
- NICOLAS, A. et CHRISTENSEN, N. I. (1987). Formation of anisotropy in upper mantle peridotites-A review. In : *Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere*. Sous la dir. de K. FROIDEVAUX et C. FUCHS. AGU. Asthenosphere System, Washington, D. C, p. 111–123.
- NICOLAS, A. (1989). *Principes de tectonique*. Masson, p. 223.
- NICOLAS, A. et POIRIER, J. (1976). *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*. Wiley. New-York, p. 444.
- NISHIZAWA, O et KANAGAWA, K (2010). Seismic velocity anisotropy of phyllosilicate-rich rocks : characteristics inferred from experimental and crack-model studies of biotites rich schist. *Geophysical Journal International*, 182, 375–388. DOI : 10.1111/j.1365-246X.2010.04614.x.
- NYE, J. (1972). *Physical properties of crystals. Their representation by tensors and matrices*. Oxford Uni. Oxford.
- OCCHIPINTI, S. A. et REDDY, S. M. (2004). Deformation in a complex crustal-scale shear zone : Errabiddy Shear Zone, Western Australia. *Geological Society, London, Special Publications*, 224, 1, 229–248. DOI : 10.1144/GSL.SP.2004.224.01.15.
- OLIOT, E., GONCALVES, P., SCHULMANN, K., MARQUER, D. et LEXA, O. (2014). Mid-crustal shear zone formation in granitic rocks : Constraints from quantitative textural and crystallographic preferred orientations analyses. *Tectonophysics*, 612-613, 63–80. DOI : 10.1016/j.tecto.2013.11.032.
- OLIVER, R. et FANNING, C. (1997). Australia and Antarctica : Precise correlation of Paleoproterozoic terrains. In : *The Antarctic Region : Geological Evolution and Processes*, p. 163–172.

## Bibliographie

---

- OLIVER, R. et FANNING, C. (2002). Proterozoic geology east and southeast of Commonwealth Bay, George V Land, Antarctica, and its relationship to that of adjacent Gondwana terranes. In : *Antarctica at the close of the millenium*. Royal Society of New Zealand, Bulletin 35, 51-58.
- OLIVER, R., COOPER, J. et TRUELOVE, A. (1983). Petrology and zircon geochronology of Herring Island and Commonwealth Bay and Evidence for Gondwana Reconstruction. In : *Antarctic Earth Science*, p. 64–68.
- OZAIAYBEY, S. et SAVAGE, M. K. (1994). Double-layer anisotropy resolved from S phases. *Geophysical Journal International*, 117, 653–664. DOI : 10.1111/j.1365-246X.1994.tb02460.x.
- PAQUETTE, J. L., PIRO, J., DEVIDAL, J. L., BOSSE, V. et DIDIER, A. (2014). Sensitivity enhancement in LA-ICP-MS by N<sub>2</sub> addition to carrier gas : application to radiometric dating of U-Th-bearing minerals. *Agilent ICP-MS journal*, 58, 4–5.
- PASSCHIER, C. et TROUW, R. (1996). *Microtectonics*. Springer-V. Heidelberg.
- PELLETIER, A. (2001). Etude structurale et métamorphique du socle de Terre Adélie - George V Land (Est Antarctique) : un exemple de la transition archéen/paléoprotérozoïque. Thèse de doct. Unpublished PhD thesis, Université Jean Monnet Saint Etienne, p. 195.
- PELLETIER, A., GAPAIS, D., MÉNOT, R.-P. et PEUCAT, J.-J. (2002). Tectonique transpressive en terre Adélie au Paléoprotérozoïque ( Est Antarctique ). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 334, 505–511.
- PELLETIER, A., GUIRAUD, M. et MENOT, R.-P. (2005). From partial melting to retrogression in the Pointe Geologie migmatitic complex : a history of heterogeneous distribution of fluids. *Lithos*, 81, 1-4, 153–166. DOI : 10.1016/j.lithos.2004.10.003.
- PENNACCHIONI, G., MENEGON, L., LEISS, B., NESTOLA, F. et BROMILEY, G. (2010). Development of crystallographic preferred orientation and microstructure during plastic deformation of natural coarse-grained quartz veins. *Journal of Geophysical Research*, 115, B12, B12405. DOI : 10.1029/2010JB007674.
- PETERNELL, M., HASALOVÁ, P., WILSON, C. J., PIAZOLO, S. et SCHULMANN, K. (2010). Evaluating quartz crystallographic preferred orientations and the role of deformation partitioning using EBSD and fabric analyser techniques. *Journal of Structural Geology*, 32, 6, 803–817. DOI : 10.1016/j.jsg.2010.05.007.
- PEUCAT, J. J., MÉNOT, R. P., MONNIER, O et FANNING, C. (1999a). The Terre Adélie basement in the East-Antarctica Shield : geological and isotopic evidence for a major 1.7 Ga thermal event ; comparison with the Gawler Craton in South Australia. *Precambrian Research*, 94, 205–224.
- PEUCAT, J. J., CAPDEVILA, R., FANNING, C. M., MÉNOT, R. P., PÉCORÀ, L et TESTUT, L (2002). 1.60 Ga felsic volcanic blocks in the moraines of the Terre Adélie Craton, Antarctica : comparisons with the Gawler Range Volcanics, South Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 49, 831–845.
- PEUCAT, J.-J. (com. pers.). Unpublished geochronological data.
- PEUCAT, J., MÉNOT, R. P., FANNING, C., PELLETIER, A. et PECORA, L (1999b). Geochronological Evidence for a Late-Archean Basement in the Terre Adélie Craton. In :

- 8th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Wellington (New Zealand)*, p. 242.
- PILI, E., RICARD, Y., LARDEAUX, J.-M. et SHEPPARD, S. (1997a). Lithospheric shear zones and mantle-crust connections. *Tectonophysics*, 280, 1-2, 15–29. DOI : 10.1016/S0040-1951(97)00142-X.
- PILI, E., SHEPPARD, S. M. F., LARDEAUX, J.-M., MARTELAT, J.-E. et NICOLLET, C. (1997b). Fluid flow vs. scale of shear zones in the lower continental crust and the granulite paradox. *Geology*, 25, 15–18. DOI : 10.1130/0091-7613(1997)025<0015.
- PLATT, J. et BEHRMANN, J. (1986). Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, 8, 1, 15–33. DOI : 10.1016/0191-8141(86)90014-3.
- PONDRELLI, S., MARGHERITI, L. et DANESI, S. (2006). Seismic Anisotropy beneath Northern Victoria Land from SKS Splitting Analysis. In : *Antarctica : Contributions to global earth sciences*. Sous la dir. de D. FÜTERRER, D DAMASKE, G. M. H. KLEINSCHMIDT et F TESSENHOHN. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, New-York. Chap. 3.8, p. 155–162.
- POST, A. D., TULLIS, J. et YUND, R. A. (1996). Effects of chemical environment on dislocation creep of quartzite. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 101, B10, 22143–22155.
- POWELL, R., HOLLAND, T. et WORLEY, B. (1998). Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 577–588. DOI : 10.1111/j.1525-1314.1998.00157.x.
- RAIMBOURG, H., TOYOSHIMA, T., HARIMA, Y. et KIMURA, G. (2008). Grain-size reduction mechanisms and rheological consequences in high-temperature gabbro mylonites of Hidaka, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 3-4, 637–653. DOI : 10.1016/j.epsl.2007.12.012.
- RAIMBOURG, H., KOGURE, T. et TOYOSHIMA, T. (2011). Crystal bending, subgrain boundary development, and recrystallization in orthopyroxene during granulite-facies deformation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162, 5, 1093–1111. DOI : 10.1007/s00410-011-0642-3.
- RAMSAY, J. (1980). Shear zone geometry : a review. *Journal of Structural Geology*, 2, 1/2, 83–99.
- RANALLI, G. (1995). *Rheology of the Earth*. Springer Science & Business Media.
- RANALLI, G. et MURPHY, D. C. (1987). Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132, 281–295.
- RAVICH, M. G., KLIMOV, L. V. et SOLOV'EV, D. S. (1968). *The Pre-Cambrian of the East Antarctica*.
- READING, A. M. (2004). The Seismic Structure of Wilkes Land/Terre Adelie, East Antarctica and Comparison with Australia : First Steps in Reconstructing the Deep Lithosphere of Gondwana. *Gondwana Research*, 7, 1, 21–30. DOI : 10.1016/S1342-937X(05)70303-8.
- READING, A. M. et HEINTZ, M. (2008). Seismic anisotropy of East Antarctica from shear-wave splitting : Spatially varying contributions from lithospheric structural fabric and

## Bibliographie

---

- mantle flow? *Earth and Planetary Science Letters*, 268, 3-4, 433–443. DOI : 10.1016/j.epsl.2008.01.041.
- REID, A., HAND, M., JAGODZINSKI, E., KELSEY, D. et PEARSON, N. (2008). Paleoproterozoic orogenesis in the southeastern Gawler Craton, South Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 55, 449–471. DOI : 10.1080/08120090801888594.
- REID, A. J. et HAND, M. (2012). Mesoarchean to Mesoproterozoic evolution of the southern Gawler Craton, South Australia. *Episodes*, 35, 1, 216–225.
- REILINGER, R., MCCLUSKY, S., VERNANT, P., LAWRENCE, S., ERGINTAV, S., CAKMAK, R., OZENER, H., KADIROV, F., GULIEV, I., STEPANYAN, R., NADARIYA, M., HAHUBIA, G., MAHMOUD, S., SAKR, K., ARRAJEHI, A., PARADISSIS, D., AL-AYDRUS, A., PRILEPIN, M., GUSEVA, T., EVREN, E., DMITROTSIA, A., FILIKOV, S. V., GOMEZ, F., AL-GHAZZI, R. et KARAM, G. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 111, 5, 1–26. DOI : 10.1029/2005JB004051.
- RITZWOLLER, M. H., SHAPIRO, N. M., LEVSHIN, A. L. et LEAHY, G. M. (2001). Crustal and upper mantle structure beneath Antarctica and surrounding oceans. *Journal of Geophysical Research*, 106, 12, 30645–30670.
- ROCCHI, S., STORTI, F., DI VINCENZO, G. et ROSSETTI, F. (2003). Intraplate strike-slip tectonics as an alternative to mantle plume activity for the Cenozoic rift magmatism in the Ross Sea region, Antarctica. *Geological Society, London, Special Publications*, 210, 1, 145–158. DOI : 10.1144/GSL.SP.2003.210.01.09.
- ROSENBERG, C. L. et STÜNITZ, H. (2003). Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient : an example from the Bergell tonalite. *Journal of Structural Geology*, 25, 389–408.
- ROSS, J. V. et NIELSEN, K. C. (1978). High-temperature flow of wet polycrystalline enstatite. *Tectonophysics*, 44, 233–261.
- ROULT, G. et ROULAND, D. (1994). Antarctica I : Deep structure investigations inferred from seismology ; a review. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 84, 15–32.
- ROULT, G., ROULAND, D. et MONTAGNER, J. (1994). Antarctica II : Upper-mantle structure from velocities and anisotropy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 84, 1-4, 33–57. DOI : 10.1016/0031-9201(94)90033-7.
- ROWELL, A. J., VAN SCHMUS, W. R., STOREY, B. C., FETTER, A. H. et EVANS, K. R. (2001). Latest Neoproterozoic to Mid-Cambrian age for the main deformation phases of the Transantarctic Mountains : new stratigraphic and isotopic constraints from the Pensacola Mountains, Antarctica. 158, 295–308. DOI : 10.1144/jgs.158.2.295.
- RÜMPKER, G., RYBERG, T. et BOCK, G. (2003). Boundary-layer mantle flow under the Dead Sea transform fault inferred from seismic anisotropy. *Nature*, 425, 6957, 497–501. DOI : 10.1038/nature01982.
- RUSSO, R., SILVER, P., FRANKE, M., AMBEH, W. et JAMES, D. (1996). Shear-wave splitting in northeast Venezuela, Trinidad, and the eastern Caribbean. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 95, 3-4, 251–275. DOI : 10.1016/0031-9201(95)03128-6.

- SALIMBENI, S., PONDRELLI, S., DANESI, S. et MORELLI, A. (2010). Seismic anisotropy of the Victoria Land region, Antarctica. *Geophysical Journal International*, no-no. DOI : 10.1111/j.1365-246X.2010.04624.x.
- SAMBRIDGE, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm-I. Searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, 138, 2, 479–494. DOI : 10.1046/j.1365-246X.1999.00876.x.
- SANDVOL, E., TURKELLI, N., ZOR, E., GOK, R., BEKLER, T., GURBUZ, C., SEBER, D. et BARAZANGI, M. (2003). Shear wave splitting in a young continent-continent collision : An example from Eastern Turkey. *Geophysical reserach letters*, 30, 24, 2–5. DOI : 10.1029/2003GL017390.
- SATSUKAWA, T., ILDEFONSE, B., MAINPRICE, D., MORALES, L. F. G., MICHIBAYASHI, K et BAROU, F (2013). A database of plagioclase crystal preferred orientations (CPO) and microstructures – implications for CPO origin, strength, symmetry and seismic anisotropy in gabbroic rocks. *Solid Earth*, 4, 511–542. DOI : 10.5194/se-4-511-2013.
- SATSUKAWA, T., MICHIBAYASHI, K., ANTHONY, E. Y., STERN, R. J., GAO, S. S. et LIU, K. H. (2011). Seismic anisotropy of the uppermost mantle beneath the Rio Grande rift : Evidence from Kilbourne Hole peridotite xenoliths, New Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 311, 1-2, 172–181. DOI : 10.1016/j.epsl.2011.09.013.
- SAWYER, E. W., CESARE, B. et BROWN, M. (2011). When the continental crust melts. *Elements*, 7, 4, 229–234. DOI : 10.2113/gselements.7.4.229.
- SCHMID, S. M. et CASEY, M. (1986). Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. *Geophysical Monograph*, 36, 263–286.
- SHAW, C. A., KARLSTROM, K. E., WILLIAMS, M. L., JERCINOVIC, M. J. et MCCOY, A. M. (2001). Electron-microprobe monazite dating of ca. 1.71-1.63 and ca. 1.45–1.38 Ga deformation in the Homestake shear zone , Colorado : Origin and early evolution of a persistent intracontinental tectonic zone. *Geology*. DOI : 10.1130/0091-7613(2001)029<0739.
- SHELTON, G. et TULLIS, J. (1981). Experimental flow laws for crustal rocks. *Eos Trans. AGU*, 62, 17, 396.
- SHERATON, J., OLIVER, R. et STÜWE, K. (1989). Geochemistry of Proterozoic Amphibolite dykes of Commonwealth Bay, Antarctica, and possible correlations with mafic dyke swarms elsewhere in Gondwanaland. *Precambrian Research*, 44, 3-4, 353–361. DOI : 10.1016/0301-9268(89)90052-1.
- SIBSON, R. H. (1983). Continental fault structure and the shallow earthquake source. *Journal of the Geological Society*, 140, 5, 741–767. DOI : 10.1144/gsjgs.140.5.0741.
- SIDDANS, A. (1983). Finite strain patterns in some Alpine nappes. *Journal of Structural Geology*, 5, 3-4, 441–448. DOI : 10.1016/0191-8141(83)90030-5.
- SIEGESMUND, S, TAKESHITA, T et KERN, H (1989). Anisotropy of Vp and Vs in an amphibolite of the deeper crust and its relationship to the mineralogical, microstructural and textural characteristics of the rock. *Tectonophysics*, 157, 25–38.
- SILVER, P., MAINPRICE, D., BEN-ISMAIL, W., TOMMASI, A. et BARRUOL, G. (1999). Mantle structural geology from seismic anisotropy. *The Geochemical Society, Special Publication*, 6, 79–103.



- SILVER, P. G. (1996). Seismic anisotropy beneath the continents : Probing the Depths of Geology. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 24, 385–432.
- SILVER, P. G. et CHAN, W. (1991). Shear Wave Splitting and Sub continental Mantle Deformation. *Journal of Geophysical Research*, 96, B10, 16429–16454.
- SILVER, P. G. et SAVAGE, M. K. (1994). The interpretation of shear wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers. *Geophysical Journal International*, 119, 949–963.
- SIMPSON, C. et SCHMID, S. M. (1983). An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 1281–1288.
- SNYDER, D. B. et KJARSGAARD, B. A. (2013). Mantle roots of major Precambrian shear zones inferred from structure of the Great Slave Lake shear zone, northwest Canada. *Lithosphere*, September. DOI : 10.1130/L299.1.
- SODEN, A. M., SHIPTON, Z. K., LUNN, R. J., PYTHAROULI, S. I., KIRKPATRICK, J. D., DO NASCIMENTO, A. F. et BEZERRA, F. H. R. (2014). Brittle structures focused on subtle crustal heterogeneities : implications for flow in fractured rocks. *Journal of the Geological Society*, 171, 4, 509–524. DOI : 10.1144/jgs2013-051.
- SOUSTELLE, V., TOMMASI, A., DEMOUCHEY, S. et IONOV, D. (2010). Deformation and Fluid-Rock Interaction in the Supra-subduction Mantle : Microstructures and Water Contents in Peridotite Xenoliths from the Avacha Volcano, Kamchatka. 51, 0, 363–394. DOI : 10.1093/petrology/egp085.
- STEUTEN, J. et VAN ROERMUND, H. (1989). An optical and electron microscopy study of defect structures in naturally deformed orthopyroxene. *Tectonophysics*, 157, 331–338. DOI : 10.1016/0040-1951(89)90148-0.
- STEVENS, G., CLEMENS, J. et DROOP, G. (1997). Melt production during granulite-facies anatexis : Experimental data from "primitive" metasedimentary protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128, 352–370. DOI : 10.1007/s004100050314.
- STILLWELL, F. (1918). The metamorphic rocks of Adélie Land. In : *Australian Antarctic Expedition 1911-14. Scientific Reports, Ser A. III-Geology*.
- STIPP, M., STÜNITZ, H., HEILBRONNER, R. et SCHMID, S. M. (2002a). Dynamic recrystallization of quartz : correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society, London, Special Publications*, 15, c, 171–190.
- (2002b). The eastern Tonale fault zone : a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, 24, 1861–1884.
- STÜWE, K. et OLIVER, R. (1989). Geological history of Adélie Land and King George V Land, Antarctica : Evidence for a polycyclic metamorphic evolution. *Precambrian Research*, 43, 317–334. DOI : 10.1016/0301-9268(89)90063-6.
- SWAHNBERG, H. et PIAZOLO, S. (2010). The initiation of strain localisation in plagioclase-rich rocks : Insights from detailed microstructural analyses. *Journal of Structural Geology*, 32, 1404–1416.
- SWAIN, G., HAND, M., TEASDALE, J., RUTHERFORD, L. et CLARK, C. (2005). Age constraints on terrane-scale shear zones in the Gawler Craton, southern Australia. *Precambrian Research*, 139, 3-4, 164–180. DOI : 10.1016/j.precamres.2005.06.007.

- TALARICO, F. et KLEINSCHMIDT, G. (2003b). The Mertz Shear Zone (George V Land) : Implications for Australia/Antarctica Correlations and East Antarctic Craton/Ross Orogen Relationships. *Terra Antarctica Reports*, 9, 149–153.
- (2003a). Structural and metamorphic evolution of the Mertz Shear Zone (East Antarctic Craton, George V Land) : implications for Australia/Antarctica correlations and East Antarctic craton/Ross orogen relationships. *Terra Antarctica Reports*, 10, 229–248.
- TATHAM, D., LLOYD, G., BUTLER, R. et CASEY, M. (2008). Amphibole and lower crustal seismic properties. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 1–2, 118–128. DOI : 10.1016/j.epsl.2007.11.042.
- TESSENHORN, F. et HENJES-KUNST, F. (2005). Northern Victoria Land terranes, Antarctica : far-travelled or local products? *Geological Society, London, Special Publications*, 246, 1, 275–291. DOI : 10.1144/GSL.SP.2005.246.01.10.
- TEYSSIER, C. et TIKOFF, B. (1998). Strike-slip partitioned transpression of the San Andreas fault system : a lithospheric-scale approach. *Geological Society, London, Special Publications*, 135, 1, 143–158. DOI : 10.1144/GSL.SP.1998.135.01.10.
- THOMSON, W. T. (1950). Transmission of Elastic Waves through a Stratified Solid Medium. *Journal of Applied Physics*, 21, 89–93.
- TIKOFF, B., TEYSSIER, C. et WATERS, C. (2001). Clutch tectonics and the partial attachment of lithospheric layers. *Stephan Mueller Special Publication Series*, 1, 1983, 57–73. DOI : 10.5194/smsps-1-57-2002.
- TINGEY, R. J. (1991). The regional geology of Archaean and Proterozoic rocks in Antarctica. In : *The Geology of Antarctica*. Sous la dir. de R. J. TINGEY. Oxford Uni. Oxford, p. 1–73.
- TKALČIĆ, H., PASYANOS, M. E., RODGERS, A. J., GÖK, R., WALTER, W. R. et AL-AMRI, A. (2006). A multistep approach for joint modeling of surface wave dispersion and teleseismic receiver functions : Implications for lithospheric structure of the Arabian Peninsula. *Journal of Geophysical Research*, 111, B11, B11311. DOI : 10.1029/2005JB004130.
- TKALČIĆ, H., CHEN, Y., LIU, R., ZHIBIN, H., SUN, L. et CHAN, W. (2011). Multistep modelling of teleseismic receiver functions combined with constraints from seismic tomography : crustal structure beneath southeast China. *Geophysical Journal International*, 187, 1, 303–326. DOI : 10.1111/j.1365-246X.2011.05132.x.
- TOMMASI, A. et VAUCHEZ, A. (2001). Continental rifting parallel to ancient collisional belts : an effect of the mechanical anisotropy of the lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 185, 199–210.
- TOMMASI, A., VAUCHEZ, A., FERNANDES, L. A. D. et PORCHER, C. C. (1994). Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics*, 13, 2, 421–437.
- TOMMASI, A., VAUCHEZ, A. et DAUDRÉ, B. (1995). Initiation and propagation of shear zones in a heterogeneous continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 100, B11, 22083–22101.
- TOMMASI, A., TIKOFF, B. et VAUCHEZ, A. (1999). Upper mantle tectonics : three-dimensional deformation, olivine crystallographic fabrics and seismic properties. *Earth*

## Bibliographie

---

- and Planetary Science Letters*, 168, 1-2, 173–186. DOI : 10.1016/S0012-821X(99)00046-1.
- TOMMASI, A., VAUCHEZ, A. et IONOV, D. A. (2008). Deformation, static recrystallization, and reactive melt transport in shallow subcontinental mantle xenoliths (Tok Cenozoic volcanic field, SE Siberia). *Earth and Planetary Science Letters*, 272, 65–77. DOI : 10.1016/j.epsl.2008.04.020.
- TOY, V. G., PRIOR, D. J. et NORRIS, R. J. (2008). Quartz fabrics in the Alpine Fault mylonites : Influence of pre-existing preferred orientations on fabric development during progressive uplift. *Journal of Structural Geology*, 30, 5, 602–621. DOI : 10.1016/j.jsg.2008.01.001.
- TULLIS, J. et YUND, R. A. (1989). Hydrolytic weakening of quartz aggregates : the effects of water and pressure on recovery. *Geophysical Research Letters*, 16, 11, 1343–1346.
- TULLIS, J., CHRISTIE, J. M. et GRIGGS, D. T. (1973). Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geological Society of America Bulletin*, 84, January, 297–314.
- USUI, Y., KANAO, M., KUBO, A., HIRAMATSU, Y. et NEGISHI, H. (2007). Upper mantle anisotropy from teleseismic SKS splitting beneath Lützow-Holm Bay region, East Antarctica. In : *USGS*, p. 2–5. DOI : 10.3133/of2007-1047.srp013.
- VALCKE, S. L. a., CASEY, M., LLOYD, G. E., KENDALL, J.-M. et FISHER, Q. J. (2006). Lattice preferred orientation and seismic anisotropy in sedimentary rocks. *Geophysical Journal International*, 166, 2, 652–666. DOI : 10.1111/j.1365-246X.2006.02987.x.
- VAN ACHTERBERGH, E., RYAN, C. G., JACKSON, S. E. et GRIFFIN, W. L. (2001). Data reduction software for LA-ICP-MS. In : *Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences - principles and applications*. Miner Asso, p. 29, 239–243.
- VASSALLO, J. et WILSON, C. (2002). Palaeoproterozoic regional-scale non-coaxial deformation : an example from eastern Eyre Peninsula, South Australia. *Journal of Structural Geology*, 24, 1, 1–24. DOI : 10.1016/S0191-8141(01)00043-8.
- VAUCHEZ, A. et TOMMASI, A. (2003). Wrench faults down to the asthenosphere : geological and geophysical evidence and thermomechanical effects. *Geological Society, London, Special Publications*, 210, 1, 15–34. DOI : 10.1144/GSL.SP.2003.210.01.02.
- VAUCHEZ, A., BARRUOL, G. et TOMMASI, A. (1997). Why do continents break-up parallel to ancient orogenic belts? *Terra Nova*, 9, 2, 62–66. DOI : 10.1111/j.1365-3121.1997.tb00003.x.
- VAUCHEZ, A. et GARRIDO, C. J. (2001). Seismic properties of an asthenospherized lithospheric mantle : Constraints from lattice preferred orientations in peridotite from the Ronda massif. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 2, 235–249. DOI : 10.1016/S0012-821X(01)00448-4.
- VAUCHEZ, A., TOMMASI, A. et BARRUOL, G. (1998). Rheological heterogeneity, mechanical anisotropy and deformation of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 296, 1-2, 61–86. DOI : 10.1016/S0040-1951(98)00137-1.
- VAUCHEZ, A., TOMMASI, A., BARRUOL, G. et MAUMUS, J. (2000). Upper Mantle Deformation and Seismic Anisotropy in Continental Rifts. *Physic and chemistry of the Earth*, 25, 2, 111–117.

- VAUCHEDZ, A., TOMMASI, A. et MAINPRICE, D. (2012). Faults (shear zones) in the Earth's mantle. *Tectonophysics*, 558-559, 1–27. DOI : 10.1016/j.tecto.2012.06.006.
- VAUGHAN, M. T. et WEIDNER, D. J. (1978). The Relationship of Elasticity and Crystal Structure in Andalusite and Sillimanite. *Physics and Chemistry of Minerals*, 3, 133–144.
- VAVRA, G. (1990). On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance : a cathodoluminescence study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106, 1, 90–99. DOI : 10.1007/BF00306410.
- VEEVERS, J. (2012). Reconstructions before rifting and drifting reveal the geological connections between Antarctica and its conjugates in Gondwanaland. *Earth-Science Reviews*, 111, 3-4, 249–318. DOI : 10.1016/j.earscirev.2011.11.009.
- VÉRARD, C. et STAMPFLI, G. (2013). Geodynamic Reconstructions of the Australides—1 : Palaeozoic. *Geosciences*, 3, 2, 311–330. DOI : 10.3390/geosciences3020311.
- WALKER, K. T., BOKELMANN, G. H. R., KLEMPERER, S. L. et BOCK, G. (2005). Shear-wave splitting around the Eifel hotspot : evidence for a mantle upwelling. *Geophysical Journal International*, 163, 3, 962–980. DOI : 10.1111/j.1365-246X.2005.02636.x.
- WARD, D., MAHAN, K. et SCHULTE-PELKUM, V. (2012). Roles of quartz and mica in seismic anisotropy of mylonites. *Geophysical Journal International*, 190, 2, 1123–1134. DOI : 10.1111/j.1365-246X.2012.05528.x.
- WEIDNER, D., WANG, H. et ITO, J. (1978). Elasticity of orthoenstatite. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 17, 7–13.
- WEISS, T., SIEGESMUND, S., RABELL, W., BOHLEN, T. et POHL, M. (1999). Seismic Velocities and Anisotropy of the Lower Continental Crust : A Review. *Pure and Applied Geophysics*, 156, 1-2, 97–122. DOI : 10.1007/s000240050291.
- WENK, H.-R. et CHRISTIE, J. (1991). Comments on the interpretation of deformation textures in rocks. *Journal of Structural Geology*, 13, 10, 1091–1110. DOI : 10.1016/0191-8141(91)90071-P.
- WENK, H.-R., CANOVA, G., MOLINARI, A. et KOCKS, U. F. (1989). Viscoplastic modeling of texture development in quartzite. *Journal of Geophysical Research*, 94, B12, 17895. DOI : 10.1029/JB094iB12p17895.
- WHITE, R. W., POWELL, R. et CLARKE, G. L. (2002). The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, Central Australia : Constraints from mineral equilibria calculations in the system. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 1, 41–55. DOI : 10.1046/j.0263-4929.2001.00349.x.
- WHITE, R. W., POMROY, N. E. et POWELL, R. (2005). An in situ metatexite-diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 7, 579–602. DOI : 10.1111/j.1525-1314.2005.00597.x.
- WHITE, R. W., POWELL, R. et HOLLAND, T. J. B. (2007). Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 25, 5, 511–527. DOI : 10.1111/j.1525-1314.2007.00711.x.
- WHITE, R. W., POWELL, R., HOLLAND, T. J. B. et WORLEY, B. A. (2000). The effect of TiO<sub>2</sub> and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies

## Bibliographie

---

- conditions : mineral equilibria calculations in the system  $K_2O$ - $FeO$ - $MgO$ - $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$ - $TiO_2$ - $Fe_2O_3$ . *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 497–511.
- WHITNEY, D. L. et EVANS, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 1993, 185–187. DOI : 10.2138/am.2010.3371.
- WILKS, K. R. et CARTER, N. L. (1990). Rheology of some continental lower crustal rocks. *Tectonophysics*, 182, 1-2, 57–77. DOI : 10.1016/0040-1951(90)90342-6.
- WILLIAMS, S. E., WHITTAKER, J. M. et MÜLLER, R. D. (2011). Full-fit, palinspastic reconstruction of the conjugate Australian-Antarctic margins. *Tectonics*, 30, 6, TC6012. DOI : 10.1029/2011TC002912.
- WU, Y. B., HANCHAR, J. M., GAO, S., SYLVESTER, P. J., TUBRETT, M., QIU, H. N., WIJBRANS, J. R., BROUWER, F. M., YANG, S. H., YANG, Q. J., LIU, Y. S. et YUAN, H. L. (2009). Age and nature of eclogites in the Huwan shear zone, and the multi-stage evolution of the Qinling-Dabie-Sulu orogen, central China. *Earth and Planetary Science Letters*, 277, 3-4, 345–354. DOI : 10.1016/j.epsl.2008.10.031.
- WÜSTEFELD, A. (2007). Shear-wave splitting beneath the East European Craton. Thèse de doct. Université de Montpellier II, p. 240.
- WÜSTEFELD, A., BOKELMANN, G., ZAROLI, C. et BARRUOL, G. (2008). SplitLab : A shear-wave splitting environment in Matlab. *Computers & Geosciences*, 34, 5, 515–528. DOI : 10.1016/j.cageo.2007.08.002.
- WÜSTEFELD, A., BOKELMANN, G. et BARRUOL, G. (2010). Evidence for ancient lithospheric deformation in the East European Craton based on mantle seismic anisotropy and crustal magnetics. *Tectonophysics*, 481, 1-4, 16–28. DOI : 10.1016/j.tecto.2009.01.010.
- WYBORN, L. A. (1988). Petrology, geochemistry and origin of a major Australian 1880–1840 Ma felsic volcano-plutonic suite : a model for intracontinental felsic magma generation. *Precambrian Research*, 41, 37–60.
- WYSOCZANSKI, R. J. et ALLIBONE, A. H. (2004). Age, Correlation, and Provenance of the Neoproterozoic Skelton Group, Antarctica : Grenville Age Detritus on the Margin of East Antarctica. *The Journal of Geology*, 112, 4, 401–416. DOI : 10.1086/421071.
- YANG, K., HIDAS, K., FALUS, G., SZABÓ, C., NAM, B., KOVÁCS, I. et HWANG, B. (2010). Relation between mantle shear zone deformation and metasomatism in spinel peridotite xenoliths of Jeju Island (South Korea) : Evidence from olivine CPO and trace elements. *Journal of Geodynamics*, 50, 5, 424–440. DOI : 10.1016/j.jog.2010.05.005.
- ZERKA, M., COTTIN, J. Y., GRÉGOIRE, M., LORAND, J. P., MEGARTSI, M. et MIDOUN, M. (2002). Les xénolites ultramafiques du volcanisme alcalin quaternaire d’Oranie (Tell, Algérie occidentale), témoins d’une lithosphère cisailée et enrichie. *Comptes Rendus Geoscience*, 334, 6, 387–394. DOI : 10.1016/S1631-0713(02)01771-6.
- ZHANG, S. et KARATO, S.-I. (1995). Lattice preferred orientation of olivine aggregates deformed in simple shear. *Nature*, 375, 774–777. DOI : doi:10.1038/375774a0.
- ZHANG, Y., HOBBS, B. et JESSELL, M. W. (1994). The effect of grain-boundary sliding on fabric development in polycrystalline aggregates. *Journal of Structural Geology*, 16, 9, 1315–1325.

ZHOU, Y., ZHOU, P., WU, S. M., SHI, X. B. et ZHANG, J. J. (2002). Magnetic fabric study across the Ailao Shan–Red River shear zone. *Tectonophysics*, 346, 3-4, 137–150. DOI : 10.1016/S0040-1951(01)00269-4.



# Microstructures, deformation mechanisms and seismic properties of the Mertz Shear Zone : supplementary materials

---

## A.1 Detailed Geological settings

### A.1.1 Terrains adjacent to the MSZ

Terrains adjacent to the MSZ are constituted by Neoproterozoic granulite-facies and amphibolite-facies rocks of the eastern TAC, from the Zélée shear zone (ZSZ, 141°E) to the MSZ (146°E), Figure 4.1. They are predominantly composed of felsic to mafic orthogneisses and granites intruding metasedimentary country rocks. This 2.55-2.44 Ga old continental crustal segment (OLIVER et FANNING, 2002; DUCLAUX et al., 2008) exposes two distinct tectonic units (Port Martin and East Commonwealth Bay) that were metamorphosed under amphibolite and granulite facies conditions, and represent intermediate to deep crustal sections (MÉNOT et al., 2005). The East Commonwealth Bay granulite facies rocks first expressed a horizontal foliation, related to the development of the lower crust, and then a dome-basin structure linked to late exhumation and retrogression between 2.45 Ga and 2.42 Ga (DUCLAUX et al., 2008). Such Neoproterozoic penetrative structures may be observed as relic structures in tectonic boudins, of metric to hectometric size, enclosed within the MSZ and partially preserved from later deformation.

### A.1.2 The MSZ and the 1.7 Ga event

The 1.7 Ga tectono-metamorphic event is recorded in various structures of the TAC : (1) the Dumont d'Urville and Cape Hunter sedimentary basins that were metamorphosed in low grade amphibolite and greenschist facies conditions respectively, (2) the penetrative Zélée (141°E) and Mertz (146°E) shear zones that formed the edges of the exhumed Neoproterozoic core of the TAC, and (3) a network of anastomosed narrow shear zones that have affected the Neoproterozoic basement.

The Mertz shear zone (MSZ) is a major structure of the Slatherian Orogen located at 146°E and 67°5'S (MÉNOT et al., 2007; STILLWELL, 1918), Figure 4.1. The MSZ marks the boundary between the Neoproterozoic to Paleoproterozoic TAC and a metasedimentary complex intruded by a 0.5 Ga-old granitic suite related to the Ross Orogeny (FANNING et al., 2002; DI VINCENZO et al., 2007). The lateral extension and length of the MSZ are



poorly constrained due to the scarcity of the outcrops above the ice-cape, but the MSZ is clearly visible at the Correll Nunatak (67°35'S, 144°16'E, DI VINCENZO et al., 2007). According to geodynamic reconstructions and lithological correlations between Southern Australia and George V Land, the MSZ could have been contiguous with the Kalinjila or Coorong shear zones (Gawler Craton, south Australia) before the opening of the Southern Ocean in the Cretaceous (TALARICO et KLEINSCHMIDT, 2003a; BOGER, 2011; GIBSON et al., 2013).

Based on field evidence and thin section observations, deformation features of the MSZ were described by KLEINSCHMIDT et TALARICO (2000) and TALARICO et KLEINSCHMIDT (2003b) as a succession of ductile and brittle structures that occur in different metamorphic facies conditions. The mylonitic foliation is decimeter-thick sub-vertical and oriented N340° to N-S at Correll Nunatak. MÉNOT et al. (2005) proposed that the MSZ could have a NNE-SSW general orientation, as suggested by the direction of the Mertz glacier thalweg. The MSZ locally evolves into ultra-mylonites. The mineral lineation marked by amphibole alignment is found to be gently dipping (from sub-horizontal to N30°) and most of shear markers, such as pressure-solution shadows, clearly indicate a dextral shear sense. On the basis of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating, DI VINCENZO et al. (2007) suggest that the MSZ is related to an orogenic event affecting the entire TAC. However, according to DUCLAUX et al. (2008), the 1.7 Ga event was likely restricted to narrow fluid-bearing anastomosed shear zones, concentrated on the edges of the Neoproterozoic domain (Mertz and Zélée shear zones). From mineral assemblage observations, the MSZ might represent a mid-crustal strike-slip fault that could have accommodated large horizontal displacements during successive shearing events at 1.7 and 1.5 Ga in amphibolite and greenschist facies conditions, respectively (DI VINCENZO et al., 2007; DUCLAUX et al., 2008). However, the last activation of the MSZ at 1.5 Ga was discussed by MÉNOT et al. (2005), who suggested that a younger age (maybe post-Ordovician) cannot be formally ruled out because Paleozoic rocks are found to be juxtaposed east of the MSZ. Within the MSZ, some less deformed cores preserve such Neoproterozoic penetrative structures. In some outcrops, at Aurora for example, the dome-basin structure linked to exhumation and retrogression between 2.45 and 2.42 Ga can display comparable features to those observed in the amphibolite and greenschists facies mylonitic rocks developed during the 1.7 Ga shearing, i.e. N-S-striking, subvertical foliation with weakly plunging lineation to the north.

### A.1.3 Field scale structures

During the last field campaigns of the IPEV-ArLiTA program (2009 - 2012), a fine-scale structural study was completed in the eastern TAC to enhance the database from previous works. Microstructural analysis was performed on samples from different outcrops scattered along an east-west transect, from inner part of the MSZ towards less deformed areas of the TAC (Figure 4.1), i.e. from Correll Nunatak to Cape Gray, through Aurora Peak, Murchinson Mount and Stillwell Island.

### A.1.3.1 Correll Nunatak

This outcrop forms a massive plateau about 300 m long and 200 m wide located at 67°35'S and 144°17'E (TALARICO et KLEINSCHMIDT, 2003b; DI VINCENZO et al., 2007; MÉNOT et al., 2007). Rocks are metamorphosed under amphibolite facies conditions, and include enderbites and hornblende-biotite-plagioclase porphyritic orthogneisses intruded by amphibolite dykes of decimetric thickness. Field foliation measurements using triangulation with a GPS indicate a dominant foliation striking N340 to N-S. This direction is also confirmed by precise measurements from solar-compass. Both dextral and sinistral senses of shear are expressed but the dextral sense is statistically dominant. These results are compatible with previous studies of KLEINSCHMIDT et TALARICO (2000); TALARICO et KLEINSCHMIDT (2003b); TALARICO et KLEINSCHMIDT (2003a) that reveal the presence of a vertical mylonitic foliation oriented N-S to NNE-SSW. MÉNOT et al. (2005) also measured a foliation plane striking N165°E at Correll Mount. All previous studies highlight a predominantly dextral sense of shear. Furthermore some less-deformed areas, bearing flat lying foliation, were identified between the vertical N-S trending mylonitic foliation planes. Samples GD06-07, GD06-08, GD06-10, GD06-12, GD06-16, GD06-18 and RPM98-106 were collected from a N-S trending shear zone.

### A.1.3.2 Aurora Peak and Murchinson Mount

Aurora Peak and Murchinson Mount are two outcrops located at the west border of the Mertz glacier (at 67°23'S; 144°14'50"E and 67°20'50"S; 144°22'50"E respectively). They constitute the two outcrops of granulite facies rocks closest to the MSZ. They were described by PELLETIER (2001); TALARICO et KLEINSCHMIDT (2003a); MÉNOT et al. (2005) as granulite facies paragneisses (metapelites) including concordant layers and dykes of orthogneisses (with a vertical, N75° strike at Aurora and N300° strike and 60° dip at Murchinson). Both the para- and ortho-gneisses display a retrograde metamorphic evolution into high grade amphibolite facies conditions cross-cut by : (1) narrow localized anastomosed shear zones of low grade amphibolite to greenschist facies conditions roughly parallel to the mylonitic foliation measured at Correll Nunatak (KLEINSCHMIDT et TALARICO, 2000), and (2) by mafic dykes later affected by vertical brittle structures oriented N80° (TALARICO et KLEINSCHMIDT, 2003a) at Murchinson Mount. Relationships between metamorphic reactions and microstructures clearly indicate that deformation occurred successively in granulite during orogeny and amphibolite-to-greenschist facies during retrogression (PELLETIER, 2001). If the granulite facies foliations may be regarded as relics of the lower crustal structures at circa 2.45 Ga, the subsequent amphibolite facies imprint can be related either to retrogression of the lower crust during exhumation at circa 2.42 Ga, or to the 1.7-1.5 Ga local re-activation along the MSZ. As mentioned by KLEINSCHMIDT et TALARICO (2000), Correll Nunatak probably belongs to the central part of the MSZ while Aurora Peak and Murchinson Mount would be located on the edge. Samples GD06-25, GD06-28, RPM98-101, RPM98-114, RPM98-121, and RPM98-122 were collected from several foliated granulite bodies while RPM98-118 and RPM98-120 are non-deformed samples from Aurora Peak and Murchinson Mount. All these samples preserve the granulite facies mineral assemblages and show minor evidence

of retrogression.

### A.1.3.3 Stillwell Island

Stillwell Island is located at 66°55'S; 143°55'E and is the largest of the hundred islands that form the Way Archipelago extending from Cape Gray to Garnet point. It is more than 50 km from the Correll Nunatak on the MSZ. The island is composed of felsic to mafic orthogneisses and paragneisses which are intruded by 2.42 Ga cross-cutting sillimanite-cordierite-bearing anatectites. As in Aurora Peak and Murchinson Mount, successive deformation occurred in granulite, amphibolite, and greenschists facies conditions. The anatectic granites, which were formed during the retrogression at 2.42 Ga, are not deformed except along localized and small-scale amphibolite-facies shear zones, probably associated with the 1.7 Ga event. Thus Stillwell Island is clearly located outside the MSZ. Sample 12-CJB-12D was collected from one of the late small-scale shear zones.

### A.1.3.4 Cape Gray

The Cape Gray marks the eastern outcrop of Commonwealth Bay. From a structural point of view, it is located at the centre of a large dome-like structure of Neoproterozoic age (MÉNOT et al., 2005; DUCLAUX et al., 2008). Rock types predominantly consist of 2.4 Ga felsic granulites and subordinate mafic granulites and migmatitic paragneisses. Major structural features consist of successive Neoproterozoic, granulite and amphibolite facies foliations, whereas small-scale shear zones, in low grade amphibolite and greenschist facies, are less common. Sample RPM98-166 was collected from a non-deformed part of the dome.

## A.2 Description of samples

### A.2.1 Neoproterozoic deformations

#### A.2.1.1 Strongly deformed rocks

Sample GD06-28 is from Aurora Peak. It contains orthopyroxene, quartz, feldspar (plagioclase and K-feldspar), magnetite, ilmenite and accessory phases such as sulphide, zircon and small biotite grains associated with orthopyroxene. This sample displays a modal layering with alternating quartz- and feldspar-rich layers. Quartz has an undulose extinction in ribbons, with a grain size of about 0.05 to 0.5 mm. The ribbons contain some individual subgrains that present irregular and lobed grain boundaries. Plagioclase and K-feldspar are recrystallized with grain angles of 120° (around 0.1 to 0.3 mm in grain size). Orthopyroxene is present either in quartz-rich layers or feldspar-rich layers, or at the interface between the two. It mainly consists of recrystallized grains (around 0.05 mm) aligned along the foliation (XY) plane. Some aggregates of recrystallized grains preserve the shape of previous porphyroclasts. A few of the orthopyroxene porphyroclasts display successive mineral transformations associated firstly with clinopyroxene exsolution, then with amphibolitization and even up to chloritization for some of them. Oxides (magnetite

and ilmenite) are stretched and aligned along the foliation (XY) plane. They are often associated with orthopyroxene. A late vein of quartz and calcite cross cuts earlier mineral assemblages.

The characteristic mineral assemblage of sample RPM98-114, from Aurora Peak, is composed of orthopyroxene, feldspar (plagioclase and K-feldspar), quartz, biotite, garnet, magnetite, ilmenite and accessory phases such as sulphide and zircon. Orthopyroxene is present as isolated porphyroclasts of 0.1-0.2 mm with some associated recrystallized grains. Orthopyroxene grains do not show evidence of kinking but are slightly affected by a late amphibolitization, along fractures and cleavage. Biotite (0.1 to 0.2 mm long) also occurs as a late recrystallization phase around orthopyroxene. Garnet grains form clusters. These grains are bigger than other minerals (about 0.5 mm), commonly exhibit poikilitic textures and are scattered across the foliation. Quartz can also occur as isolated grains (as opposed to in ribbons) that present very irregular and lobed grain boundaries. Their size varies from 0.1 to 0.3 mm. Only a few grains show slight evidence of plastic deformation, such as undulose extinction. Feldspar is similar in size to quartz and the largest ones have curved twins.

Sample RPM98-101, from Murchinson Mount, is composed of quartz, feldspar (mainly K-feldspar with less common plagioclase), orthopyroxene and magnetite as accessory phases. Feldspar grains are recrystallized and form fine grains. The size of the porphyroclasts is about 0.1 mm whereas recrystallized grains are about 0.01-0.02 mm in size. Feldspar grains are generally in textural equilibrium and only a few porphyroclasts show evidence of plastic deformation. Quartz grains are mainly aggregated and tend to form ribbons. However, some grains are isolated in the feldspar matrix. All quartz grains present very irregular and lobed grain boundaries and undulose extinction.

### A.2.1.2 Moderately deformed rocks

Sample RPM98-121 was collected at Aurora Mount. It is rich in plagioclase and quartz and also contains magnetite, ilmenite, K-feldspar, and minor biotite and clinopyroxene. Quartz grains are from 0.5 to 1 mm wide and have very irregular and lobed grain boundaries as well as marked undulose extinction. They are aggregated and tend to form ribbons. Plagioclase porphyroclasts are large (up to 1 mm) plastically deformed (undulose extinction, curved and bevelled twins). Some of the plagioclase neoblasts (0.05 to 0.2 mm) show evidence of textural disequilibrium, with irregular grain boundaries and undulose extinction but others show equilibrated textures. Biotite grains are about 0.1-0.2 mm long and, along with clinopyroxene (about 0.5 mm in size), are mainly aligned along the foliation plane.

Sample GD06-25 contains quartz, feldspar (plagioclase and K-feldspar), garnet, orthopyroxene and secondary biotite and contains two domains with different mineral assemblages and grain size. Garnet and large crystals of quartz (0.2-0.5 mm) are grouped together in one domain. The other domain does not contain garnet and is composed of orthopyroxene (about 1 mm) aligned along the foliation (XY) plane, fine grains of quartz and feldspar (0.1-0.2 mm). Feldspar neoblasts have equilibrium textures but the porphyroclasts show evidence of plastic deformation. Quartz grain boundaries are irregular. In addition, secondary biotite is associated with garnet and orthopyroxene.

Sample RPM98-122 is also composed of orthopyroxene, feldspar (plagioclase and K-feldspar), quartz, oxides (magnetite and ilmenite), biotite and garnet. Orthopyroxene is present as isolated grains of 0.1-0.2 mm with no evidence of kinking and with texturally equilibrated grain boundaries. Weak retrogression into amphibole occurs along fractures and recrystallized grains are rare. Two generations of biotite are observed : the first one is composed of biotite grains (about 0.2 mm long) aligned along the foliation (XY) plane, and the second one is composed of larger biotite grains (1.0-1.2 mm) associated with garnet and/or orthopyroxene which do not exhibit preferred orientation. Garnet is present as porphyroblasts (0.5-1 mm). Quartz occurs as grains with lobed edges and slight undulose extinction. Quartz grains are aggregated and tend to form ribbons. Feldspar is recrystallized in bands and presents characteristic angles of 120°.

Sample RPM98-138 is a meta-granitic sample from Stillwell Island containing feldspar (both plagioclase and K-feldspar), sillimanite, quartz, oxides (magnetite and ilmenite), biotite and rare garnet grains. Accessory minerals are zircon and apatite. Two generations of plagioclase and K-feldspar are identifiable as porphyroclasts and recrystallized grains. Moreover, feldspar porphyroclasts present evidence of slightly plastic deformation while the neoblast grains are in textural equilibrium. Sillimanite and biotite grains are aligned along the foliation (XY) plane. Quartz grains have lobed contours and are commonly aggregated ; they tend to form polycrystalline ribbons. They contain inclusions of small crystals of feldspar and biotite. Garnet is associated with biotite grains.

### A.2.1.3 Weakly deformed rocks

Samples RPM98-166, RPM98-120 and RPM98-118 have similar characteristic mineral assemblage of orthopyroxene, feldspar (mainly plagioclase), biotite and oxides (magnetite and ilmenite). Sulphides, zircon, apatite and spinel constitute the accessory minerals of these samples. Orthopyroxene grains are rounded with a grain size of 0.5-2.0 mm. They do not present evidence of kinking nor alteration although they are fractured. They occur as isolated grains or as cluster of 4-5 grains generally aligned along the foliation (XY) plane. Late-stage biotite and quartz symplectites are concentrated around orthopyroxene grains or along their fractures. These biotite grains are not aligned along the foliation (XY) plane as their crystallization from orthopyroxene grains occurred after the 2.4 Ga granulite tectonic event. Plagioclase grains are bigger than the ones in strongly and moderately deformed samples (about 1 mm). The polygonal grain boundaries, with angles around 120°, suggest a large degree of recrystallization. In samples RPM98-166 and RPM98-118 we clearly distinguish two generations of plagioclases ; porphyroclasts and neoblasts. In sample RPM98-166 plagioclase neoblasts are in textural equilibrium but some porphyroclasts present serrated grain boundaries and bevelled twins, suggesting plastic deformation. Plagioclase porphyroclasts from sample RPM98-118 show little evidence of plastic deformation. Lastly, sample RPM98-120 contains only a few recrystallized grains and the plagioclase porphyroclasts do not show plastic deformation structures.

### A.2.2 Paleoproterozoic deformation

#### A.2.2.1 Strongly deformed rocks : mylonites from the MSZ

All samples from Correll Nunatak that recorded the MSZ deformation present similar microstructures, with the exception of GD06-18. The strongly deformed samples are RPM98-106, GD06-07, GD06-08, GD06-10, GD06-12, GD06-16. They bear similar mineral assemblages but phase proportions differ from one sample to another (see Table 4.1). Samples are mainly composed of feldspar (K-feldspar and plagioclase), quartz, biotite and amphibole (except for RPM98-106 which contains clinopyroxene instead of amphibole) with accessory minerals such as sulphides, oxides (magnetite and titanomagnetite) that are highly stretched along the foliation (XY) plane. They are characterized by a strong deformation highlighted by coexisting large porphyroclasts and mylonitic bands of highly deformed minerals. Porphyroclasts are mainly K-feldspar grains (microclines) with undulose extinction and around 1 mm in size. Some porphyroclasts are made of plagioclase and amphibole grains and others are replaced by assemblages of quartz, feldspar and biotite. Fine grains (less than 0.1 mm) of biotite, amphibole, plagioclase and quartz form deformation bands around the porphyroclasts and define the foliation. Quartz forms irregular ribbons showing evidence of grain boundary migration such as lobed edges and/or plastic deformation (undulose extinction) depending on the sample.

The microstructure of sample GD06-18 slightly differs from the others. The mineral assemblage is quite similar, comprising feldspar (mainly K-feldspar), quartz and biotite. The foliation is defined by biotite alignment (0.3 to 1mm long). Porphyroclasts of K-feldspars are around 1mm. Quartz is aggregated in areas containing porphyroclasts (about 0.3mm) and neoblasts (0.05mm) formed by dynamic recrystallization (subgrain rotation).

#### A.2.2.2 Moderately deformed rock : localized shear zone

Sample 12-CJB-12D (Stillwell Island) contains mainly biotite, quartz and feldspar (plagioclase with exsolved K-feldspar) and a sulfide accessory phase. The deformation is mainly localized into shear bands composed of biotite and small neoblast grains of quartz and feldspar (less than 0.2 mm). Biotite grains are mainly aligned along the foliation (XY) plane but another direction at 45° is also observed (SC structures). Bands of larger quartz and feldspar grains (0.3-0.5 mm) are characterized by partial recrystallization with equilibrated structures (120° angles) for feldspar. The recrystallization was not complete as some grain boundaries are still serrated.

## A.3 Modal composition of the TAC

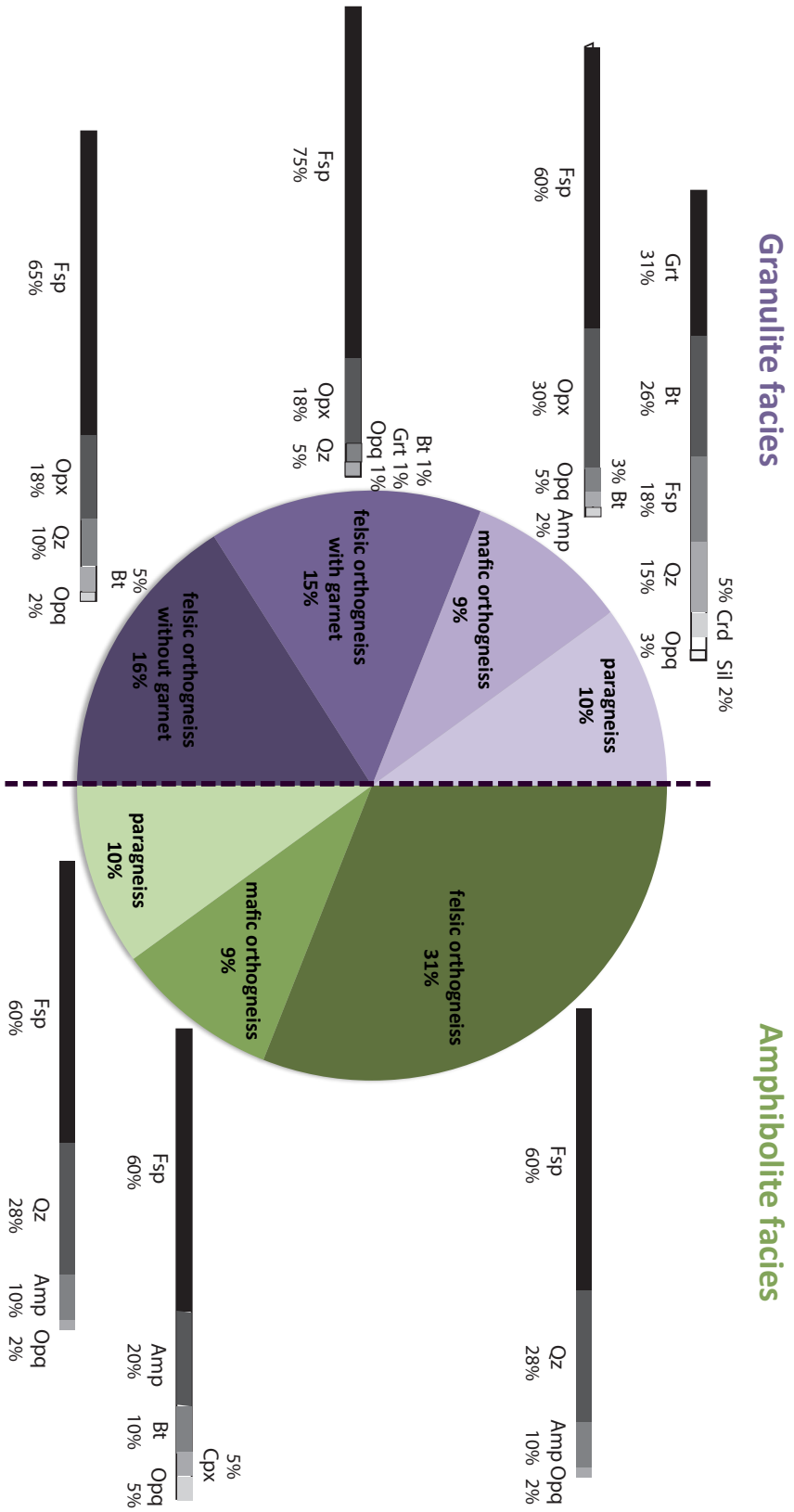


FIGURE A.1 – Modal compositions of amphibolite-facies and granulite-facies rocks of the TAC estimated from automatic EBSD mapping and image analysis of thin sections, calculation from microprobe data on minerals and whole rock chemical analysis. Fds=feldspar, Qtz=quartz, Am=amphibole, Ox=oxide, Bt=biotite, Cpx=clinopyroxene, Gt=garnet, Crd=cordierite, Sil=sillimanite, Opx=orthopyroxene. Proportions of the different types of rocks that constitute the crust of the TAC were determined from previous studies of MONNIER (1995) and PELLETIER (2001).

# Crustal and mantle structure beneath the Terre Adélie Craton : supplementary material

---

## B.1 Figure A1

Comparison between results obtained from 4-layers (left), 6-layers Australian (centre) and a different 6-layers seismic velocity input model. For each station, both the plot showing the ensemble of crustal models and the observed (in black) and predicted (in red) radial RF for the best model from the NA inversion are represented. Plots show the best 100 or 1000 models in yellow and green, with the colour being logarithmically proportional to model number. The colour scale shows the increase in data fit from yellow to green. The solid red line represents the mean model.



### 4-layers velocity model

### 6-layers velocity model (Australia)

### 6-layers velocity model (modified)

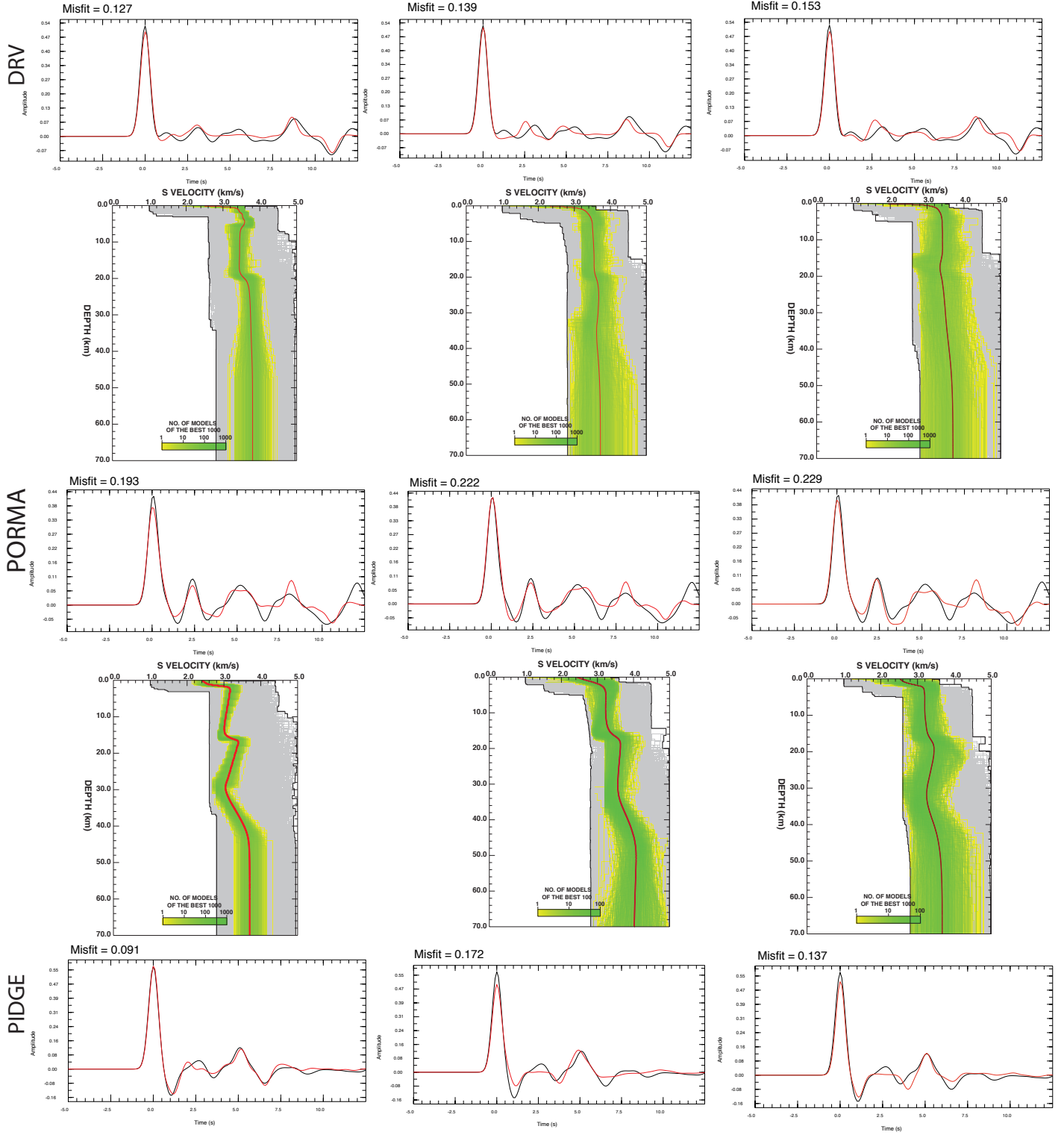


Figure A1

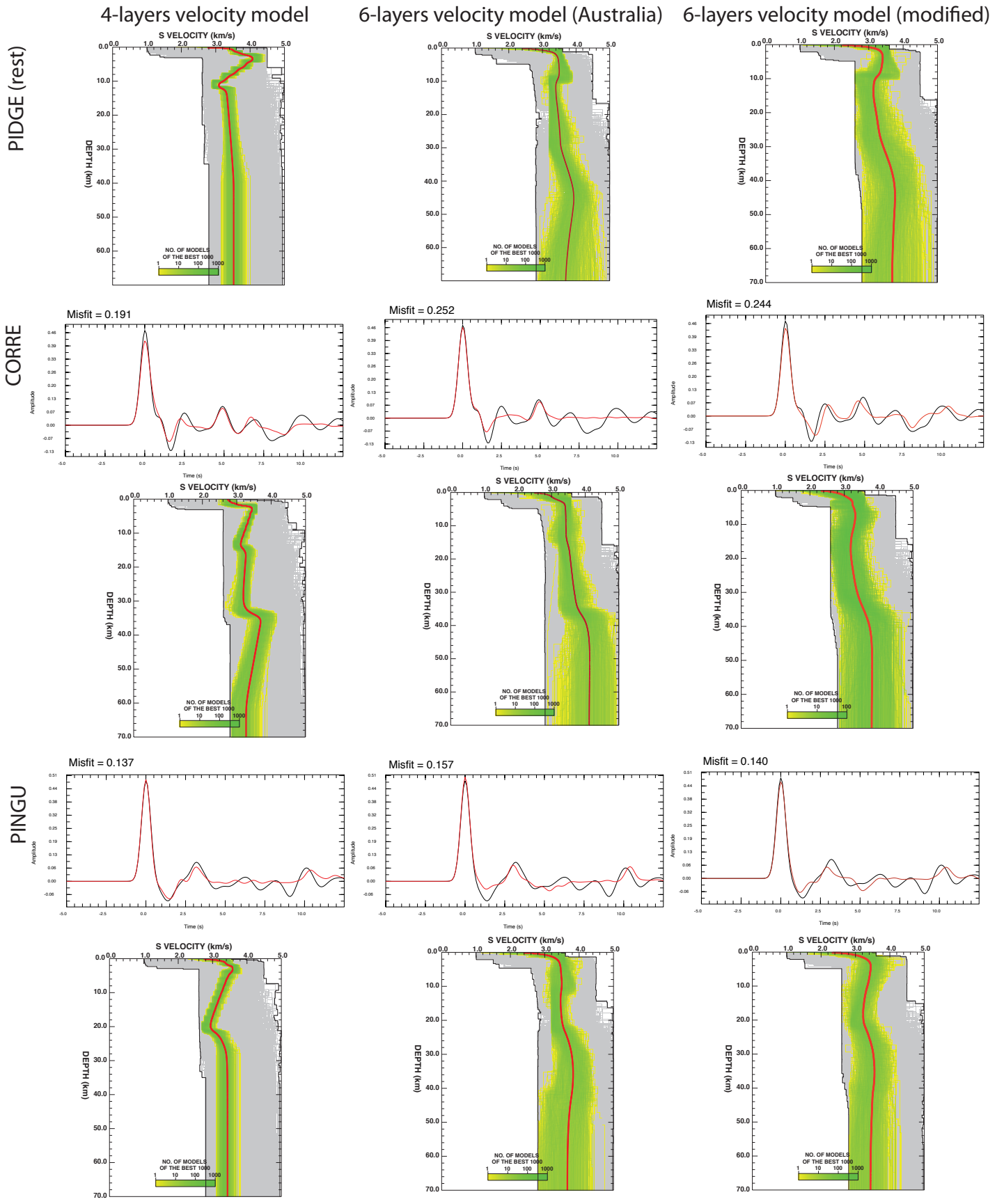
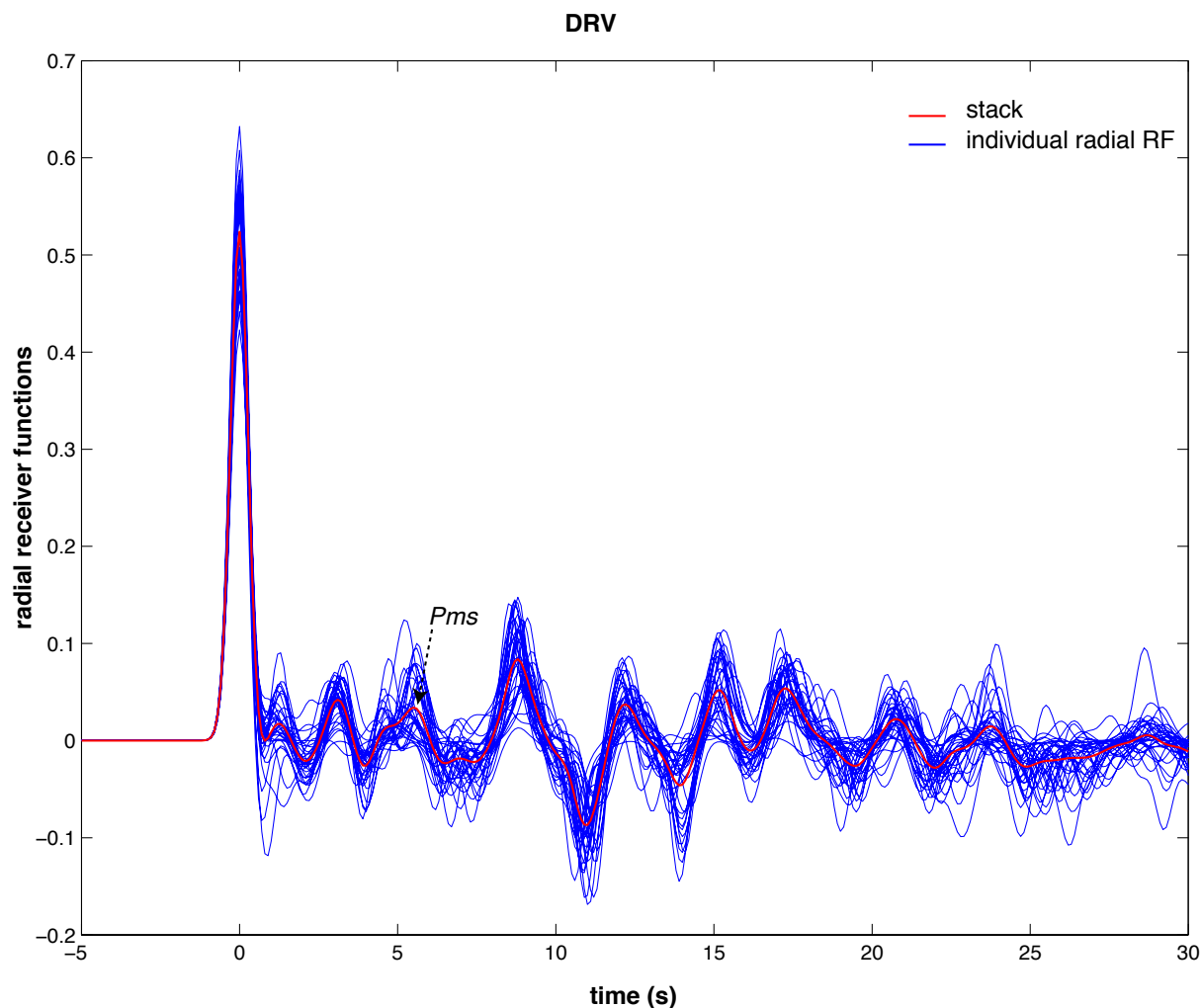


Figure A1 (rest)

## B.2 Figure A2

Observed radial RFs and stacked RF at the DRV station for 34 individual events.



## B.3 Table A3

Individual measurements of SKS splitting. From left to right : date of the event (date), station where the event is recorded (sta), studied phase (phase), backazimuth of the event (baz), inclination of the wave (inc), applied filter (filter), direction of anisotropy and delay time with error bars estimated with rotation correlation methods (RC, dtRC), minimum energy (SC, dtSC) and minimum eigenvalues (EV, dtEV), automatic quality factor (autoQ) and manual quality factor (manualQ).

Splitting results

DRV

date EV	sta dtEV	phase	baz	inc autoQ	filter manualQ	RC	dtRC	SC	dtSC
1994.160	DRV	SKS	153.10	8.81	[0.02 0.3]	-79.18	7.00 0.75 0.10	-71.18	7.50 0.70
0.07	-77.18	10.50	0.70	0.10	00.881	Good			
2008.133	DRV	SKS	328.49	8.34	[0.09 1.0]	-79.78	8.50 0.80 0.15	84.22	4.00 1.10
0.15	86.22	5.50	1.10	0.15	00.415	Fair			
2005.269	DRV	SKS	142.68	8.08	[0.00 Inf]	-81.60	7.50 0.90 0.13	-85.60	9.50 0.90
0.13	-79.60	6.00	0.90	0.05	00.937	Good			
1997.301	DRV	SKS	302.98	7.91	[0.02 0.6]	85.81	3.50 0.95 0.05	79.81	2.00 1.10
0.08	83.81	2.00	1.00	0.05	00.905	Good			
2004.320	DRV	SKS	138.81	6.83	[0.02 0.2]	88.61	9.00 0.85 0.23	-75.39	11.00 1.20
0.28	-81.39	13.00	1.10	0.28	00.550	Fair			
1991.031	DRV	SKS	302.98	6.52	[0.02 0.3]	82.81	6.00 1.35 0.15	80.81	4.00 1.40
0.12	86.81	7.50	1.40	0.12	00.865	Fair			
2011.261	DRV	SKS	314.60	8.23	[0.01 0.1]	84.30	8.50 1.50 0.22	70.30	4.50 1.90
0.25	76.30	6.00	1.70	0.20	00.699	Good			
1997.245	DRV	SKS	140.88	6.85	[0.01 0.1]	-83.32	12.50 1.10 0.33	-63.32	9.00 1.50
0.35	-75.32	15.50	1.20	0.33	00.722	Good			
1999.093	DRV	SKS	148.81	9.63	[0.01 0.1]	-79.55	20.50 0.65 0.83	-83.55	11.00 0.80
0.10	88.45	9.50	0.90	0.12	00.455	Fair			
2001.083	DRV	SKS	353.70	8.41	[0.02 0.2]	-32.37	14.50 0.75 0.20	-66.37	6.00 0.80
0.12	-28.37	7.50	0.80	0.07	00.846	Good			
1997.332	DRV	SKS	151.89	8.83	[0.01 0.1]	-70.40	10.50 1.00 0.13	-78.40	5.00 1.00
0.08	-70.40	7.50	1.00	0.08	01.000	Good			
2001.177	DRV	SKS	149.99	9.78	[0.02 0.2]	-68.38	16.00 0.80 0.55	-50.38	8.00 1.30
0.35	-44.38	5.50	1.60	0.30	-0.033	Fair			
2011.326	DRV	SKS	155.73	9.02	[0.02 0.3]	83.46	10.00 0.90 0.15	-82.54	5.00 0.70
0.05	83.46	1.00	0.90	0.02	01.000	Good			
1996.110	DRV	SKS	152.67	10.86	[0.01 0.1]	-71.75	11.50 0.50 0.33	-53.75	11.50 0.90
0.23	-73.75	16.50	0.60	0.28	00.756	Fair			
2007.318	DRV	SKS	152.52	10.55	[0.00 Inf]	-87.88	7.50 0.90 0.15	-81.88	4.50 0.90
0.08	-89.88	5.50	1.00	0.10	00.845	Good			
2005.281	DRV	SKS	304.93	6.82	[0.01 0.1]	80.74	12.00 0.95 0.38	86.74	17.00 1.00
0.45	78.74	18.00	1.00	0.58	00.905	Good			
2011.018	DRV	SKS	294.33	7.05	[0.01 0.1]	74.17	12.50 1.25 0.43	66.17	16.00 1.20
0.60	84.17	19.00	1.40	0.65	00.651	Fair			
2003.171	DRV	SKS	147.77	8.06	[0.01 0.1]	-78.49	9.00 1.05 0.13	-62.49	7.00 1.20
0.18	-78.49	11.00	1.00	0.13	00.929	Good			
1997.023	DRV	SKS	156.27	10.26	[0.02 0.2]	-76.07	17.50 0.65 0.53	-58.07	21.50 0.70
0.93	-66.07	12.00	0.70	0.10	00.670	Good			
1998.030	DRV	SKS	152.56	10.86	[0.02 0.3]	84.14	28.00 0.85 0.50	-67.86	Inf 0.90
Inf	-75.86	20.00	0.90	0.35	00.367	Fair			
1997.058	DRV	SKS	298.48	7.12	[0.01 0.1]	78.29	6.50 0.90 0.17	-79.71	8.00 1.60
0.42	-77.71	3.00	1.70	0.20	-0.002	Fair			
1991.187	DRV	SKS	148.50	9.05	[0.02 0.2]	-71.82	10.50 1.20 0.32	-67.82	11.00 1.30
0.30	-55.82	14.50	1.60	0.48	00.385	Fair			
1995.276	DRV	SKS	140.46	7.75	[0.02 0.2]	-85.80	6.00 1.00 0.12	86.20	10.00 1.10
0.20	-85.80	14.50	1.00	0.20	01.000	Good			
2006.317	DRV	SKS	159.13	10.76	[0.00 Inf]	88.79	4.50 1.10 0.08	-83.21	2.50 1.10
0.10	-79.21	4.00	1.10	0.08	00.623	Fair			
1994.157	DRV	SKS	140.81	6.99	[0.02 0.3]	-89.39	12.00 1.10 0.25	-77.39	12.00 1.20
0.33	86.61	17.50	1.10	0.28	00.874	Fair			
1995.122	DRV	SKS	141.69	7.85	[0.01 0.1]	-84.57	15.00 0.65 0.48	63.43	18.00 1.90
0.90	77.43	21.50	1.00	0.88	00.248	Fair			
1992.291	DRV	SKS	138.93	6.56	[0.01 0.1]	-85.25	13.50 0.75 0.45	74.75	20.50 1.10
0.90	-83.25	22.00	0.80	0.80	00.892	Fair			
2005.183	DRV	SKS	127.67	6.41	[0.02 0.2]	-88.50	13.50 0.80 0.28	53.50	2.50 2.00
0.30	83.50	23.00	0.90	0.40	00.704	Good			
1996.034	DRV	SKS	324.94	8.78	[0.01 0.1]	-85.38	5.50 0.95 0.10	86.62	10.00 1.10
0.23	80.62	11.50	1.20	0.28	00.470	Good			
2010.144	DRV	SKS	148.03	8.14	[0.01 0.1]	-72.23	9.50 0.90 0.23	87.77	16.50 1.10
0.58	-60.23	17.50	1.00	0.40	00.597	Good			
1999.312	DRV	SKS	303.88	6.48	[0.02 0.2]	81.71	8.00 1.40 0.10	81.71	1.50 1.40
0.05	81.71	5.00	1.40	0.05	01.000	Good			
1994.149	DRV	SKS	317.69	9.56	[0.01 0.1]	-88.71	10.50 0.90 0.22	61.29	6.50 2.00
0.60	65.29	11.00	1.60	0.68	-0.005	Good			
2009.317	DRV	SKS	151.56	10.03	[0.01 0.1]	-60.81	Inf 1.10 Inf	79.19	6.50 4.00
0.55	-52.81	14.00	1.50	0.28	00.547	Good			
2007.202	DRV	SKS	156.24	10.28	[0.02 0.2]	85.90	25.00 0.60 0.48	-46.10	16.00 1.20

0.53	-44.10	21.00	1.40	0.53		-0.374	Fair												
1995.126	DRV	SKS	319.96	8.89		[0.01 0.1]		-82.38	12.50	1.10	0.35		85.62	15.50	1.20				
0.47	-84.38	17.50	1.10	0.47		00.937	Good												
2001.332	DRV	SKS	118.86	6.21		[0.01 0.1]		80.72	9.00	0.55	0.25		48.72	19.50	1.20				
0.90	-77.28	21.50	1.00	0.68		00.060	Fair												
2002.167	DRV	SKS	130.79	6.58		[0.01 0.1]		82.60	15.00	0.85	0.43		58.60	7.00	1.70				
0.43	76.60	12.50	1.00	0.30		00.716	Good												
2008.009	DRV	SKS	313.62	7.53		[0.01 0.1]		89.37	18.50	0.95	0.60		87.37	8.00	1.10				
0.13	89.37	11.50	1.10	0.10		00.807	Good												
2011.065	DRV	SKS	152.18	9.74		[0.01 0.1]		-70.17	15.00	1.00	0.30		-76.17	8.50	1.00				
0.15	89.83	14.00	1.20	0.33		00.329	Good												
2007.319	DRV	SKS	152.17	10.67		[0.01 0.1]		-76.24	17.50	2.05	0.70		-76.24	5.50	2.10				
0.25	-72.24	4.50	2.10	0.18		00.870	Good												
2009.194	DRV	SKS	343.78	9.91		[0.02 0.2]		-54.45	13.50	0.65	0.20		-72.45	11.50	0.70				
0.18	-38.45	4.50	0.80	0.05		00.432	Good												
2012.135	DRV	SKS	151.89	9.70		[0.01 0.1]		-76.45	15.00	0.90	0.38		89.55	10.50	1.10				
0.28	79.55	15.50	1.40	0.53		00.092	Good												
2010.126	DRV	SKS	151.08	9.80		[0.01 0.1]		-75.28	6.00	0.55	0.10		-81.28	16.50	0.60				
0.30	78.72	16.00	0.90	0.43		00.015	Fair												
2001.185	DRV	SKS	155.42	9.50		[0.01 0.1]		-72.88	10.00	0.75	0.23		-76.88	14.50	0.90				
0.28	-48.88	16.50	1.10	0.43		00.122	Good												
2007.347	DRV	SKS	152.11	10.74		[0.01 0.1]		87.69	17.50	1.85	0.68		-76.31	5.50	1.60				
0.17	-80.31	5.00	1.70	0.15		00.603	Good												
1991.124	DRV	SKS	132.18	6.44		[0.01 0.1]		-86.00	13.00	0.85	0.38		60.00	14.00	1.80				
0.78	-78.00	18.50	1.00	0.43		00.671	Fair												
2006.296	DRV	SKS	0.23	9.19		[0.02 0.1]		50.24	9.00	1.35	0.28		46.24	15.00	1.40				
0.38	50.24	23.00	1.40	0.53		00.949	Fair												
1994.344	DRV	SKS	152.14	10.81		[0.01 0.1]		-76.28	11.50	0.45	0.23		-84.28	6.50	0.90				
0.10	-62.28	11.50	0.90	0.18		00.167	Fair												
2007.322	DRV	SKS	155.83	10.40		[0.01 0.1]		-76.52	15.00	0.70	0.53		-82.52	Inf	0.90				
Inf	73.48	30.50	1.70	0.65		-0.251	Fair												
2001.026	DRV	SKS	297.53	7.99		[0.01 0.3]		-86.70	11.00	1.30	0.35		89.30	6.00	1.20				
0.18	-84.70	4.50	1.40	0.17		00.881	Good												
1992.292	DRV	SKS	138.81	6.54		[0.02 0.3]		-85.38	3.00	0.95	0.05		-83.38	5.50	1.00				
0.10	-83.38	7.50	1.00	0.10		00.905	Good												
2010.224	DRV	SKS	140.65	7.51		[0.02 1.0]		80.40	3.50	0.95	0.05		84.40	3.50	0.90				
0.08	82.40	4.50	1.00	0.08		00.905	Good												
1991.292	DRV	SKS	307.72	7.46		[0.02 0.3]		87.48	2.00	1.30	0.05		87.48	2.00	1.30				
0.05	87.48	2.50	1.30	0.05		01.000	Good												
1996.317	DRV	SKS	145.61	9.49		[0.01 0.1]		-76.76	9.00	1.05	0.30		81.24	14.00	1.60				
0.65	-80.76	14.50	1.20	0.35		00.783	Good												
2001.188	DRV	SKS	149.54	9.78		[0.02 1.0]		-88.82	14.00	1.05	0.62		-66.82	21.00	1.10				
0.97	79.18	7.50	1.40	0.25		00.483	Fair												
1997.312	DRV	SKS	316.39	7.26		[0.01 0.1]		-87.84	13.50	1.20	0.50		-65.84	13.00	1.80				
0.68	-65.84	18.00	1.90	0.82		00.134	Fair												
2002.062	DRV	SKS	303.26	6.45		[0.01 0.1]		77.09	3.00	0.85	0.10		81.09	12.00	0.90				
0.17	75.09	15.00	0.90	0.22		00.899	Fair												
2004.283	DRV	SKS	127.10	6.41		[0.01 0.4]		76.93	7.50	0.50	0.12		86.93	16.00	0.50				
0.17	72.93	17.50	0.50	0.20		00.874	Fair												
1996.324	DRV	SKS	308.99	6.91		[0.01 0.1]		80.78	13.00	1.00	0.50		88.78	19.00	1.20				
0.88	-85.22	19.50	1.30	0.85		00.452	Fair												
2011.301	DRV	SKS	145.20	9.40		[0.00 Inf]		-87.16	6.50	0.60	0.12		-79.16	17.00	0.60				
0.35	76.84	15.50	0.80	0.30		00.385	Fair												
2007.253	DRV	SKS	138.83	7.05		[0.02 0.2]		-81.39	7.00	1.10	0.23		84.61	18.50	1.10				
0.70	-73.39	22.00	1.10	0.70		00.749	Fair												
2010.089	DRV	SKS	314.49	10.70		[0.01 0.1]		87.99	9.50	0.95	0.18		71.99	13.00	0.90				
0.48	61.99	13.50	1.10	0.62		00.160	Fair												
2002.285	DRV	SKS	147.90	8.18		[0.00 Inf]		-88.36	3.00	0.85	0.02		-84.36	2.50	0.80				
0.05	-82.36	3.00	0.80	0.02		00.792	Good												
1993.297	DRV	SKS	112.70	6.29		[0.01 0.3]		72.58	7.00	0.45	0.10		42.58	16.50	0.80				
0.48	80.58	17.50	0.50	0.23		00.712	Good												
2011.097	DRV	SKS	116.92	6.05		[0.02 0.1]		72.79	6.50	0.60	0.12		50.79	18.00	0.80				
0.48	68.79	21.50	0.60	0.57		00.874	Fair												
1998.093	DRV	SKS	145.41	8.35		[0.02 0.1]		-76.88	5.50	1.15	0.17		-82.88	13.50	1.20				
0.33	-76.88	17.50	1.20	0.38		00.941	Fair												
2003.264	DRV	SKS	318.88	9.74		[0.01 1.0]		60.46	21.00	1.15	0.30		-89.54	5.00	1.30				
0.18	50.46	39.50	1.10	0.12		00.679	Good												
1996.366	DRV	SKS	118.89	6.15		[0.01 0.1]		84.76	8.00	0.90	0.17		40.76	3.50	3.10				
0.60	-81.24	17.50	1.00	0.40		00.538	Good												
2009.353	DRV	SKS	343.21	9.94		[0.02 0.2]		-51.03	7.00	0.70	0.12		-89.03	8.00	1.50				
0.50	-53.03	19.50	0.70	0.35		00.937	Fair												
2000.008	DRV	SKS	152.49	10.72		[0.01 0.1]		-75.92	18.50	1.10	0.88		84.08	15.50	1.90				
0.82	-47.92	17.50	1.50	0.48		00.043	Fair												
2000.272	DRV	SKS	137.05	7.53		[0.01 0.1]		-89.20	5.00	0.50	0.08		64.80	17.00	0.90				
0.48	78.80	20.50	0.60	0.62		00.555	Fair												
2004.325	DRV	SKS	130.33	6.49		[0.02 0.2]		88.15	6.00	0.55	0.15		48.15	11.50	2.80				

0.90	76.15	22.50	0.60	0.97	00.605	Fair														
1998.158	DRV	SKS	118.02	6.19	[0.01 0.1]	77.88	7.50	0.85	0.25	73.88	19.50	0.90								
0.73	-74.12	20.50	1.70	0.72	-0.114	Fair														
1994.259	DRV	SKS	340.40	10.12	[0.01 0.3]	-69.88	7.00	0.55	0.10	-53.88	14.50	0.60								
0.23	-79.88	16.00	0.60	0.20	00.664	Fair														
2001.186	DRV	SKS	147.44	9.58	[0.02 0.3]	-72.92	5.00	0.50	0.05	75.08	4.00	1.10								
0.20	89.08	10.00	0.70	0.15	00.305	Good														
2011.236	DRV	SKS	145.00	8.30	[0.00 Inf]	-81.28	4.00	0.70	0.07	-89.28	6.50	0.80								
0.12	-85.28	8.00	0.70	0.12	00.874	Good														
1992.255	DRV	SKS	246.13	9.63	[0.01 0.3]	-63.57	7.00	0.50	0.12	80.43	2.00	2.00								
0.28	78.43	3.50	2.10	0.33	-0.598	Good														
1995.215	DRV	SKS	152.05	10.72	[0.01 0.1]	-78.37	12.50	1.00	0.25	-70.37	10.50	1.00								
0.15	-76.37	14.00	1.00	0.25	00.937	Good														
2005.339	DRV	SKS	249.03	9.85	[0.01 0.2]	-68.69	10.50	0.50	0.15	-50.69	20.00	0.60								
0.80	75.31	13.50	1.80	0.65	-0.516	Fair														
2008.238	DRV	SKS	311.75	7.63	[0.01 0.1]	-60.50	10.00	2.45	0.28	73.50	5.50	3.20								
0.42	-56.50	15.50	2.50	0.40	00.871	Good														
2009.040	DRV	SKS	138.24	8.39	[0.01 0.2]	-80.07	4.00	1.15	0.10	77.93	4.50	1.50								
0.20	77.93	11.00	1.50	0.25	00.234	Fair														
1992.246	DRV	SKS	127.08	6.42	[0.01 0.1]	84.91	6.00	1.05	0.20	74.91	16.50	1.10								
0.48	86.91	20.00	1.00	0.53	00.905	Fair														
2009.193	DRV	SKS	150.56	9.26	[0.01 0.2]	-39.76	10.00	0.85	0.20	84.24	4.00	2.90								
0.50	-61.76	20.50	1.20	0.55	00.195	Fair														
2009.318	DRV	SKS	155.60	10.48	[0.01 0.1]	-52.76	6.50	0.55	0.15	79.24	3.50	2.60								
0.45	83.24	9.00	2.30	0.68	-0.660	Poor														
2008.286	DRV	SKS	156.64	9.87	[0.01 0.1]	-57.67	17.00	0.85	0.70	78.33	2.00	4.00								
0.22	-85.67	8.50	1.80	0.55	-0.145	Fair														
2008.280	DRV	SKS	317.14	8.04	[0.02 0.1]	-33.14	7.50	2.55	0.35	80.86	13.00	1.40								
0.45	-31.14	3.50	2.60	0.20	00.932	Poor														
2001.205	DRV	SKS	152.55	10.03	[0.02 0.1]	-77.81	12.00	1.90	0.40	-67.81	8.00	2.00								
0.30	-71.81	12.00	2.00	0.30	00.799	Fair														
1999.087	DRV	SKS	308.14	7.52	[0.02 0.1]	81.90	8.00	0.85	0.15	-76.10	14.50	1.20								
0.55	69.90	21.00	0.90	0.73	00.615	Good														
1999.232	DRV	SKS	130.53	6.55	[0.01 0.2]	82.34	8.00	2.00	0.33	78.34	5.00	2.20								
0.25	80.34	6.50	2.20	0.25	00.857	Fair														
2005.080	DRV	SKS	158.80	10.56	[0.02 0.1]	-65.53	10.00	1.10	0.38	-67.53	21.00	1.10								
0.88	-65.53	13.50	1.10	0.28	01.000	Good														

PORM

date	sta	phase	baz	inc	filter	RC	dtRC	SC	dtSC
EV	dtEV		autoQ	manualQ					
2011.312	PORMA	SKS	345.98	9.54	[0.00 Inf]	-54.21	4.00 0.68 0.05	-84.21	3.00 1.25
0.17	-64.21	7.00	0.75	0.11	00.655	Good			
2009.353	PORMA	SKS	341.95	10.09	[0.01 0.5]	-78.32	13.00 0.58 0.23	-84.32	Inf 0.60
Inf	87.68	23.00	0.75	0.45	00.450	Poor			
2011.171	PORMA	SKS	152.66	10.61	[0.04 Inf]	-75.75	5.00 0.62 0.08	-77.75	14.00 0.65
0.17	-89.75	17.00	0.70	0.30	00.535	Fair			
2011.326	PORMA	SKS	154.41	9.32	[0.03 0.4]	-37.89	2.00 1.70 0.02	-47.89	1.00 1.65
0.08	-39.89	2.00	1.70	0.05	00.937	Good			
2011.301	PORMA	SKS	143.90	9.70	[0.02 0.2]	-80.50	7.00 0.95 0.15	77.50	12.00 1.30
0.43	-86.50	17.00	0.95	0.36	00.811	Good			
2011.236	PORMA	SKS	143.66	8.61	[0.01 0.6]	-80.65	4.00 0.33 0.13	-46.65	3.00 1.60
0.31	-42.65	4.00	1.70	0.22	-0.651	Fair			
2011.159	PORMA	SKS	150.55	9.86	[0.02 0.6]	-53.82	6.00 1.58 0.15	-55.82	4.00 1.65
0.22	-55.82	7.00	1.70	0.24	00.878	Fair			

PIDG

date	sta	phase	baz	inc	filter	RC	dtRC	SC	dtSC
EV	dtEV		autoQ	manualQ					
2010.089	PIDG	SKS	310.89	10.66	[0.02 0.4]	-81.60	8.00 0.50 0.15	52.40	11.00 1.75
0.66	-83.60	22.00	0.45	0.55	00.831	Fair			
2009.317	PIDG	SKS	147.97	10.45	[0.04 0.3]	-80.46	5.00 0.73 0.12	-70.46	14.00 0.75
0.20	-86.46	16.00	0.75	0.35	00.806	Fair			
2010.151	PIDG	SKS	310.72	11.16	[0.02 0.3]	18.18	19.00 1.65 0.32	-83.82	12.00 0.95
0.26	-75.82	17.00	1.05	0.36	00.182	Fair			

## CORR

date	sta	phase	baz	inc	filter	RC	dtRC	SC	dtSC
EV	dtEV			autoQ	manualQ				
2010.151	CORRE	SKS	310.39	11.03	[0.11 0.9]	-86.14	6.00 0.08 0.05	47.86	2.00 1.15
0.30	-40.14	43.00	1.55	0.48	-0.925	Fair			

## PING

date	sta	phase	baz	inc	filter	RC	dtRC	SC	dtSC
EV	dtEV			autoQ	manualQ				
2010.151	PINGU	SKS	308.70	10.91	[0.15 0.6]	-79.81	6.00 0.40 0.02	62.19	4.00 0.75
0.10	82.19	13.00	0.50	0.12	00.368	Good			
2010.151	PINGU	SKKS	308.70	13.51	[0.20 2.0]	-24.08	6.00 1.68 0.05	-70.08	3.00 1.50
0.16	-22.08	5.00	1.70	0.05	00.934	Good			
2009.353	PINGU	SKS	337.69	9.86	[0.02 0.1]	11.39	8.00 0.95 0.17	51.39	5.00 2.20
0.62	39.39	17.00	1.35	0.74	00.025	Poor			

Table A3

## B.4 Figure A4

Synthesis of APM models for the Antarctic plate (arrows) and mean direction of SKS anisotropy (black line). No correlation can be made between one of these Antarctica plate motion estimations and the E-W trend of the SKS anisotropy.

APM models are :

- DIETRICH et al. (2004) (black) show trends close to N144°E and velocities of 1.4 cm.yr<sup>-1</sup>. This result is close to the model of GRSM (blue) (KREEMER et al., 2003) N147°E and 1.44, NNR (N147 and 2.08 cm.yr<sup>-1</sup>) that assumes the absence of lithospheric net rotation.
- HS2-Nuvel1 in orange (GRIPP et GORDON, 1990) and HS3-Nuvel1a in green (GRIPP et GORDON, 2002) APM models trend close to NS (N009°E and N003°W, respectively) at velocities of 1.2 to 1.4 cm.yr<sup>-1</sup>, respectively. These models are dominated by the Pacific hotspots and the motion of the Antarctic Plate is therefore poorly constrained.
- APM models published by MORGAN et MORGAN (2007); MÜLLER et al. (1993) (pink and red, respectively) trend towards N69°E and N62°E at DRV, respectively at velocities of 1.2 and 0.7 cm.yr<sup>-1</sup>. These models take into account the Indo-Atlantic hotspots and should provide better constraints on the Antarctic Plate motion.
- GSRM-APM-1 (KREEMER, 2009) trends N104°E at a very low velocity of 0.2 cm.yr<sup>-1</sup>. This model is based on the minimization of the SKS split direction observations, assuming an asthenospheric origin of anisotropy induced by the plate motion.

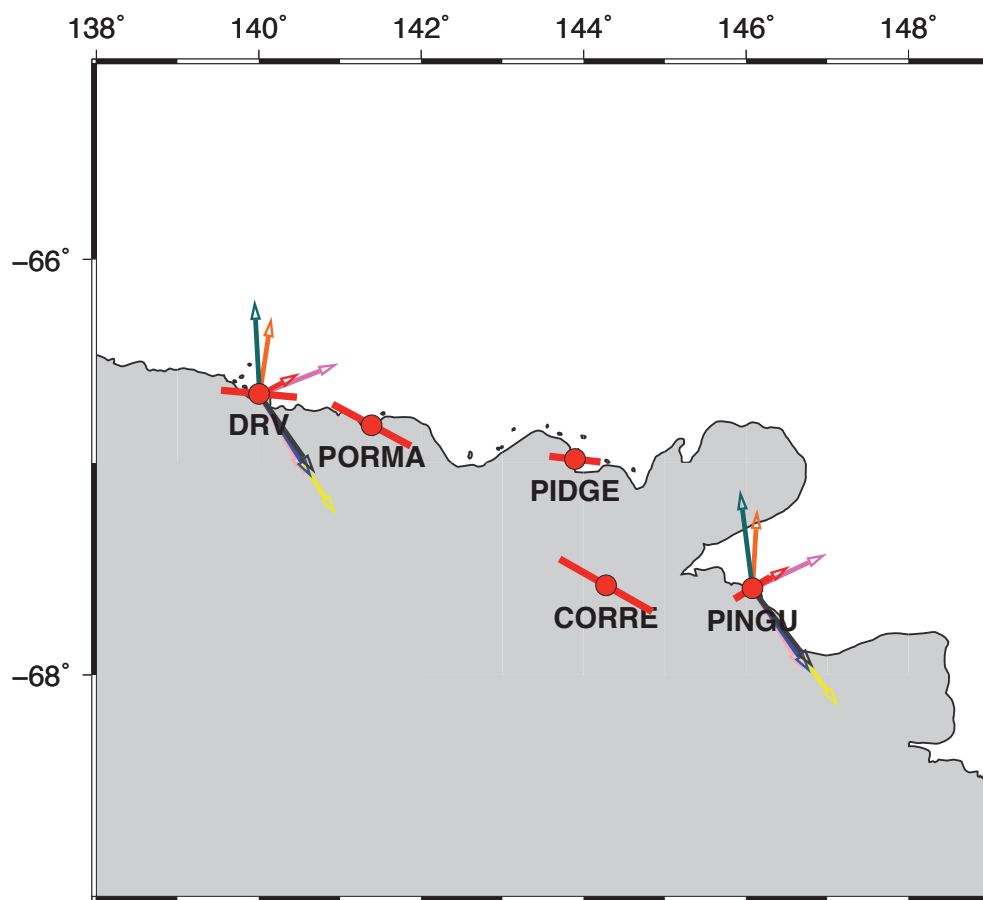


Figure A4





# East MSZ basement dating : supplementary material

---

## C.1 Table A1

Data of the U/Pb dating on zircon and monazite from the paragneiss xenoliths from East MSZ.

12-GL02					2 sigma		2 sigma		Age (Ma)	2 sigma		Age (Ma)	2 sigma	
Analysis_#	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Pb207/U235	error	Pb206/U238	error	Rho	Pb207/Pb206	error	Pb206/U238	error	Concordance
GL02b/01	245	20	2798	0,01	0,7799	0,0285	0,09531	0,00348	0,99	579	66	587	20	101
GL02b/03	301	641	1573	0,41	1,8792	0,0687	0,17667	0,00645	0,99	1125	61	1049	35	93
GL02b/04	326	56	3093	0,02	1,0117	0,0374	0,11340	0,00414	0,99	764	65	693	24	91
GL02b/05-1 cel	1168	77	1997	0,04	17,2905	0,6305	0,53851	0,01965	0,99	3072	48	2777	82	90
GL02b/05-2 bo	1064	106	1676	0,06	18,8011	0,6860	0,58376	0,02130	0,99	3077	48	2964	87	96
GL02b/06-1 cel	565	45	1121	0,04	13,6749	0,5013	0,47474	0,01734	0,99	2897	49	2504	76	86
GL02b/06-2 bo	845	661	1719	0,38	11,4883	0,4218	0,43432	0,01587	0,99	2758	50	2325	71	84
GL02b/07	487	177	830	0,21	15,0393	0,5534	0,52990	0,01938	0,99	2873	50	2741	82	95
GL02b/08	509	2778	2146	1,29	1,8393	0,0680	0,17821	0,00651	0,99	1064	62	1057	36	99
GL02b/09	198	69	2588	0,03	0,6590	0,0245	0,08300	0,00303	0,98	513	68	514	18	100
GL02b/10-1 cel	1786	601	2735	0,22	18,8292	0,6956	0,57884	0,02121	0,99	3092	49	2944	87	95
GL02b/10-2 bo	456	179	868	0,21	12,3647	0,4582	0,48752	0,01788	0,99	2689	51	2560	77	95
GL02b/11	501	799	1829	0,44	5,1592	0,1918	0,24397	0,00894	0,99	2384	53	1407	46	59
GL02b/12	267	58	1589	0,04	3,0643	0,1152	0,16735	0,00615	0,98	2135	55	998	34	47
GL02b/13	495	616	5741	0,11	0,7358	0,0276	0,09136	0,00336	0,98	545	68	564	20	103
GL02b/14	482	52	917	0,06	13,9526	0,5237	0,49923	0,01836	0,98	2848	51	2611	79	92
GL02b/15	206	646	1166	0,55	1,5510	0,0588	0,15721	0,00579	0,97	973	65	941	32	97
GL02b/16-1 cel	124	536	871	0,62	1,1058	0,0435	0,12114	0,00447	0,94	812	70	737	26	91
GL02b/16-2 bo	71	349	484	0,72	1,1868	0,0461	0,12924	0,00477	0,95	825	69	784	27	95
GL02b/17	175	495	784	0,63	2,2649	0,0865	0,19468	0,00717	0,96	1301	62	1147	39	88
GL02b/18	217	115	335	0,34	17,8455	0,6798	0,55274	0,02040	0,97	3080	51	2837	85	92
GL02b/19-1 cel	260	302	317	0,95	22,0128	0,8453	0,62693	0,02319	0,96	3214	51	3137	92	98
GL02b/19-2 bo	278	137	1378	0,10	3,7543	0,1447	0,19714	0,00729	0,96	2204	56	1160	39	53
GL02b/20-1 cel	229	445	1497	0,30	1,4524	0,0564	0,15048	0,00558	0,95	928	67	904	31	97
GL02b/20-2 bo	173	35	2027	0,02	0,7553	0,0295	0,09297	0,00345	0,95	564	72	573	20	102
GL02b/21	332	278	466	0,60	20,2228	0,7238	0,56903	0,02055	0,98	3233	47	2904	84	90
GL02b/22	632	985	1118	0,88	16,2770	0,5825	0,50357	0,01821	0,98	3082	48	2629	78	85
GL02b/23	13	36	114	0,31	1,0175	0,0443	0,11448	0,00420	0,84	757	82	699	24	92
GL02b/24-1 cel	125	46	1144	0,04	1,0874	0,0400	0,11477	0,00417	0,99	890	64	700	24	79
GL02b/24-2 bo	34	90	211	0,43	1,4875	0,0555	0,15268	0,00555	0,97	947	65	916	31	97
GL02b/25-1 cel	193	39	356	0,11	13,4167	0,4844	0,50931	0,01845	0,99	2751	50	2654	79	96
GL02b/25-2 bo	263	3	518	0,01	12,6462	0,4544	0,49400	0,01788	0,98	2704	49	2588	77	96
GL02b/26	1118	120	2123	0,06	12,6418	0,4538	0,50817	0,01839	0,98	2657	50	2649	79	100
GL02b/27	296	18	3315	0,01	0,8044	0,0292	0,09750	0,00354	0,99	597	65	600	21	100
GL02b/28	1021	61	1925	0,03	13,3394	0,4803	0,51393	0,01863	0,98	2727	49	2673	79	98
GL02b/29-1 cel	1422	1201	2478	0,48	12,4682	0,4497	0,49602	0,01800	0,98	2674	50	2597	78	97
GL02b/29-2 bo	1189	192	2241	0,09	12,6023	0,4545	0,50749	0,01842	0,98	2654	50	2646	79	100
GL02b/30	284	623	3179	0,20	0,7400	0,0269	0,09149	0,00333	0,99	554	66	564	20	102
GL02b/31	197	293	1990	0,15	0,8481	0,0308	0,10227	0,00372	0,99	608	66	628	22	103
GL02b/32	1647	127	2422	0,05	20,6572	0,7469	0,62335	0,02265	0,99	3122	48	3123	90	100
GL02a/01	137	203	158	1,29	20,4026	0,7418	0,60282	0,02193	0,99	3156	48	3041	88	96
GL02a/02	145	269	1693	0,16	0,7123	0,0261	0,08887	0,00324	0,99	534	69	549	19	103
GL02a/03-1 cel	64	401	600	0,67	0,7682	0,0287	0,09297	0,00339	0,98	601	68	573	20	95
GL02a/03-2 bo	135	1222	1030	1,19	0,8530	0,0317	0,10013	0,00366	0,98	666	67	615	21	92
GL02a/04	16	64	95	0,67	1,5028	0,0609	0,15203	0,00558	0,91	977	72	912	31	93
GL02a/05	26	177	245	0,72	0,7435	0,0291	0,09149	0,00336	0,94	565	73	564	20	100
GL02a/06	6	25	32	0,79	1,7060	0,0825	0,16859	0,00633	0,78	1025	89	1004	35	98
GL02a/07	17	154	138	1,12	0,8135	0,0367	0,09591	0,00357	0,83	657	87	590	21	90
GL02a/08	13	98	107	0,91	0,8552	0,0414	0,09832	0,00369	0,77	711	94	605	22	85
GL02a/09-1 cel	12	94	109	0,86	0,7779	0,0328	0,09429	0,00348	0,87	597	80	581	20	97
GL02a/09-2 bo	38	73	434	0,17	0,7600	0,0295	0,08838	0,00324	0,94	686	71	546	19	80
GL02a/10-1 cel	761	427	1371	0,31	12,4666	0,4603	0,50230	0,01836	0,99	2653	51	2624	79	99
GL02a/10-2 bo	82	71	450	0,16	2,0915	0,0784	0,19197	0,00702	0,98	1172	62	1132	38	97
GL02a/11	96	112	1115	0,10	0,7369	0,0277	0,09088	0,00333	0,98	560	69	561	20	100
GL02a/12	4	29	39	0,75	0,7541	0,0391	0,09354	0,00351	0,72	547	105	576	21	105

GL02a/13-1 cen	86	211	862	0,25	0,8533	0,0322	0,10099	0,00369	0,97	649	68	620	22	96
GL02a/13-2 bor	31	149	302	0,49	0,7885	0,0307	0,09613	0,00354	0,95	585	72	592	21	101
GL02a/14	6	38	59	0,64	0,7539	0,0363	0,08945	0,00336	0,78	644	94	552	20	86
GL02a/15	8	111	47	2,39	0,8096	0,0396	0,09759	0,00366	0,77	609	96	600	21	99
GL02a/16-1 cen	29	97	292	0,33	0,7831	0,0310	0,09613	0,00354	0,93	570	73	592	21	104
GL02a/16-2 bor	10	96	91	1,06	0,7481	0,0330	0,09227	0,00342	0,84	559	86	569	20	102
GL02a/17	36	68	409	0,17	0,75087	0,02829	0,09240	0,00336	0,97	564	70	570	20	101
GL02a/18	63	59	77	0,76	22,72945	0,82929	0,63307	0,02307	0,99	3249	48	3162	91	97
GL02a/19-1 cen	179	91	298	0,31	16,05136	0,58497	0,52199	0,01902	0,99	3002	49	2708	81	90
GL02a/19-2 bor	248	254	556	0,46	10,57347	0,38853	0,36579	0,01335	0,99	2903	50	2010	63	69
GL02a/20	59	139	170	0,82	4,43158	0,16464	0,28765	0,01050	0,98	1828	57	1630	53	89
GL02a/21	25	85	263	0,33	0,74607	0,02958	0,09279	0,00339	0,92	541	77	572	20	106
GL02a/22	17	119	152	0,78	0,76950	0,03237	0,09440	0,00348	0,88	571	81	582	20	102
GL02a/23	34	96	146	0,66	2,23677	0,08550	0,20028	0,00732	0,96	1221	64	1177	39	96
GL02a/24	39	202	384	0,53	0,76142	0,02970	0,09376	0,00345	0,94	563	73	578	20	103
GL02a/25	9	90	82	1,09	0,73699	0,03330	0,08981	0,00333	0,82	586	88	554	20	95
GL02a/26	29	152	270	0,56	0,79710	0,03141	0,09647	0,00354	0,93	601	73	594	21	99
GL02a/27	26	88	116	0,76	2,04856	0,08292	0,18769	0,00693	0,91	1176	70	1109	38	94
GL02a/28	33	125	341	0,37	0,85816	0,03387	0,09174	0,00336	0,93	863	70	566	20	66
GL02a/29	977	575	1675	0,34	13,58851	0,50937	0,51730	0,01896	0,98	2746	52	2688	80	98
GL02a/30	25	367	159	2,31	0,79660	0,03327	0,09633	0,00357	0,89	602	79	593	21	98

12-GL-04					2 sigma		2 sigma		Age (Ma)		2 sigma		Age (Ma)		2 sigma		Concordance	
Analysis_#	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Pb207/U235	error	Pb206/U238	error	Rho	Pb207/Pb206	error	Pb206/U238	error	Concordance				
GL04/01	10	64	96	0,67	0,7627	0,0332	0,0934	0,0035	0,85	574	84	576	20	100				
GL04/02-1 cen	20	71	143	0,50	1,2240	0,0525	0,1261	0,0047	0,87	940	78	766	27	81				
GL04/02-2 bor	30	67	137	0,49	2,2685	0,0856	0,2046	0,0075	0,97	1207	63	1200	40	99				
GL04/03	46	37	93	0,39	10,7920	0,3995	0,4241	0,0156	0,99	2694	51	2279	70	85				
GL04/04	125	111	228	0,49	11,8781	0,4320	0,4656	0,0170	0,99	2698	50	2464	75	91				
GL04/05-1 cen	56	141	329	0,43	1,7218	0,0656	0,1569	0,0058	0,96	1186	64	940	32	79				
GL04/05-2 bor	7	81	53	1,55	0,7712	0,0383	0,0933	0,0035	0,75	602	98	575	21	95				
GL04/06-1 cen	340	58	673	0,09	12,0553	0,4375	0,4817	0,0176	0,98	2666	50	2535	77	95				
GL04/06-2 bor	160	179	264	0,68	14,1428	0,5155	0,5254	0,0192	0,99	2786	49	2722	81	98				
GL04/07	98	90	274	0,33	5,3520	0,1972	0,3353	0,0123	0,99	1892	55	1864	59	99				
GL04/08	112	33	571	0,06	3,4473	0,1287	0,1982	0,0073	0,98	2045	55	1166	39	57				
GL04/09	23	78	242	0,32	0,7687	0,0302	0,0939	0,0035	0,94	581	73	578	20	100				
GL04/10-1 cen	134	119	258	0,46	11,2251	0,4107	0,4459	0,0163	0,99	2676	50	2377	73	89				
GL04/10-2 bor	113	82	189	0,43	13,3156	0,4882	0,5197	0,0190	0,99	2705	50	2698	81	100				
GL04/11	9	203	35	5,78	0,8397	0,0452	0,1002	0,0038	0,70	631	108	616	22	97				
GL04/12	120	148	222	0,67	10,9920	0,4037	0,4382	0,0161	0,99	2670	50	2342	72	88				
GL04/13	13	29	90	0,32	1,3219	0,0539	0,1407	0,0052	0,91	873	73	848	29	97				
GL04/14	146	920	556	1,65	2,8014	0,1053	0,1740	0,0064	0,98	1907	57	1034	35	54				
GL04/15	27	107	280	0,38	0,7650	0,0298	0,0933	0,0034	0,94	584	72	575	20	98				
GL04/16-2 bor	83	68	141	0,48	16,1081	0,5959	0,4898	0,0180	0,99	3110	49	2570	78	83				
GL04/17-1 cen	114	193	414	0,47	3,9335	0,1463	0,2504	0,0092	0,99	1863	56	1441	47	77				
GL04/17-2 bor	170	234	454	0,52	5,6166	0,2081	0,3374	0,0124	0,99	1967	55	1874	60	95				
GL04/18	43	108	105	1,03	5,4718	0,2146	0,3241	0,0120	0,94	1992	60	1810	58	91				
GL04/19	40	52	451	0,11	0,7662	0,0296	0,0937	0,0035	0,95	577	71	578	20	100				
GL04/20	14	153	112	1,37	0,7560	0,0357	0,0923	0,0035	0,79	581	93	569	20	98				
GL04/21	14	40	46	0,88	3,3157	0,1349	0,2597	0,0096	0,91	1479	67	1489	49	101				
GL04/22-1 cen	155	175	405	0,43	5,9757	0,2233	0,3506	0,0129	0,98	2009	55	1937	61	96				
GL04/22-2 bor	257	306	768	0,40	5,0719	0,1895	0,3066	0,0113	0,98	1956	56	1724	56	88				
GL04/23	40	73	400	0,18	0,8560	0,0331	0,1014	0,0037	0,95	648	70	622	22	96				
GL04/24-1 cen	123	115	240	0,48	10,1179	0,3800	0,4506	0,0166	0,98	2485	53	2398	74	96				
GL04/24-2 bor	80	73	155	0,47	10,0138	0,3791	0,4530	0,0167	0,97	2459	54	2409	74	98				
GL04/25	152	100	171	0,58	27,9547	1,0527	0,6984	0,0257	0,98	3419	49	3415	98	100				
GL04/26	36	80	228	0,35	1,4512	0,0569	0,1515	0,0056	0,94	912	69	910	31	100				
GL04/27	17	76	158	0,48	0,9126	0,0412	0,0984	0,0037	0,83	846	84	605	22	71				

12-GL-01					2 sigma		2 sigma		Age (Ma)	2 sigma		Age (Ma)	2 sigma	
Analysis_#	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Pb207/U235	error	Pb206/U238	error	Rho	Pb207/Pb206	error	Pb206/U238	error	Concordance
GL01/01	23	157	173	0,91	1,0459	0,0428	0,1084	0,0040	0,90	927	73	664	23	72
GL01/02	28	111	261	0,43	0,8717	0,0341	0,1032	0,0038	0,94	647	71	633	22	98
GL01/03	6	75	39	1,90	0,7618	0,0393	0,0932	0,0035	0,73	577	103	575	21	100
GL01/04	348	362	550	0,66	13,4029	0,4912	0,5218	0,0191	0,99	2710	50	2707	81	100
GL01/06-1bord	37	86	158	0,55	2,3834	0,0901	0,2122	0,0078	0,97	1232	62	1241	41	101
GL01/07	190	134	315	0,42	13,4587	0,4950	0,5219	0,0191	0,99	2716	51	2707	81	100
GL01/08	221	130	414	0,31	13,2925	0,4896	0,4695	0,0171	0,99	2869	50	2482	75	86
GL01/09-1centi	301	418	658	0,64	9,2704	0,3412	0,3813	0,0139	0,99	2618	51	2082	65	80
GL01/09-2 borc	197	236	406	0,58	9,8037	0,3615	0,4107	0,0150	0,99	2588	51	2218	68	86
GL01/10-1centi	31	10	163	0,06	2,2114	0,0895	0,2003	0,0074	0,91	1199	69	1177	40	98
GL01/10-2 borc	27	12	201	0,06	1,4620	0,0596	0,1441	0,0053	0,90	1029	72	868	30	84
GL01/13-2 borc	35	51	433	0,12	0,6907	0,0271	0,0830	0,0030	0,93	615	73	514	18	84
GL01/14-1centi	216	76	434	0,17	11,1213	0,4137	0,4639	0,0169	0,98	2595	52	2457	74	95
GL01/14-2 borc	27	54	147	0,37	2,8125	0,1151	0,1666	0,0062	0,90	1992	64	993	34	50
GL01/16	77	31	95	0,33	26,1598	0,9920	0,6731	0,0246	0,97	3373	50	3318	95	98
GL01/17-2 borc	69	109	380	0,29	1,8545	0,0705	0,1786	0,0065	0,95	1077	65	1059	36	98

12-GL-01 Mz		2 sigma		2 sigma		Age (Ma)	2 sigma	
Analysis_#		Pb208/Th232	error	Pb206/U238	error	Rho	Pb208/Th232	error
05211013d		0,02493	0,00084	0,08323	0,00339	0,1	498	17
06211013d		0,02519	0,00087	0,08350	0,00336	0,1	503	17
07211013d		0,02549	0,00087	0,08299	0,00330	0,1	509	17
08211013d		0,02454	0,00084	0,08765	0,00354	0,1	490	16
09211013d		0,02584	0,00087	0,08700	0,00348	0,1	516	17
10211013d		0,02573	0,00087	0,08434	0,00336	0,1	514	17
11211013d		0,02580	0,00087	0,08300	0,00333	0,1	515	17
12211013d		0,02632	0,00090	0,08391	0,00336	0,1	525	18

# Présentation des résultats dans des congrès - Abstracts

---

Les pages suivantes présentent les résumés soumis aux différents congrès nationaux et internationaux. Dans l'ordre chronologique :

- **Lamarque G.**, Bascou J., Ménot R.-P., Rolland Y., Cottin J.-Y. (2013). Structure de la zone de cisaillement du Mertz : caractérisation de son extension latérale et verticale. *Comité National Français des Recherches Arctiques et Antarctiques, Paris, France.*

- **Lamarque G.**, Barruol G., Fontaine F., Bascou J., Ménot R.-P., Cottin J.Y. (2014). Deep structure of the east Terre Adélie Craton boundary (East Antarctica) : Seismic investigation of the Mertz shear zone area. *EGU General Assembly, Vienne, Austria*

- **Lamarque G.**, Barruol G., Fontaine F., Bascou J., Ménot R.-P., Cottin J.-Y. (2014). Structures crustales et lithosphériques du craton de Terre Adélie et de sa limite Est, la zone de cisaillement du Mertz (Antarctique de l'Est). Étude des fonctions récepteurs et des ondes SKS. *Réunion des Sciences de la Terre, Pau, France*

- **Lamarque G.**, Bascou J., Ménot R.P., Paquette J.L., Rolland Y., Cottin J.Y. (2015). George V Land paragneiss xenoliths dating. New insights for the Antarctica-Australia connection and geodynamic reconstructions. *EGU General Assembly, Vienne, Austria*

- **Lamarque G.**, Bascou J., Maurice C., Cottin J.Y., Ménot R.-P. (2015). Microstructural study of the Mertz shear zone, east Antarctica. Implications for deformation processes and seismic anisotropy. *EGU General Assembly, Vienne, Austria*

# Structure de la zone de cisaillement du Mertz : caractérisation de son extension latérale et verticale.

G. Lamarque<sup>1</sup>, J. Bascou<sup>1</sup>, G. Barruol<sup>2</sup>, R.P. Ménot<sup>1</sup>, Y. Rolland<sup>3</sup>, J.Y. Cottin<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Université de Lyon, Université Jean Monnet et UMR-CNRS 6524, Laboratoire Magmas et Volcans, 23 rue du Dr P. Michelon, 42023 Saint Etienne, France ([gaelle.lamarque@univ-st-etienne.fr](mailto:gaelle.lamarque@univ-st-etienne.fr))

<sup>2</sup> Université de la Réunion, UMR-CNRS 7154 et IPG Paris, Laboratoire Géosciences Réunion, 97715 Saint Denis cedex 9, La Réunion, France

<sup>3</sup> Université de Nice-Sophia Antipolis, UMR-CNRS 7329, Laboratoire Géoazur, 250 rue Albert Einstein, Les Lucioles 1, Sophia-Antipolis 06560 Valbonne, France

L'étude des zones de cisaillement d'échelle lithosphérique est un enjeu majeur des géosciences. La compréhension de ces zones où se localise la déformation passe par la cartographie des structures et la recherche de l'extension latérale et l'éventuel enracinement de ces zones dans le manteau.

La zone d'étude, située à l'Est de la Terre Adélie (George V Land) en Antarctique, est caractérisée par une zone de cisaillement d'échelle lithosphérique (Mertz shear zone, MSZ) qui pourrait présenter une continuité avec une zone de cisaillement majeure affleurant au sud de l'Australie : la Kilinjila Shear Zone. Les observations de terrain et les datations par différentes méthodes montrent que le craton de Terre Adélie, situé au sein du bouclier Est Antarctique, n'a pas subi d'évènement tectonique important depuis le Paléoproterozoïque (1,5 Ma), MENOT et al., 2007. Il représente ainsi un fragment préservé de croûte néoarchéenne et paléoproterozoïque du supercontinent Rodinia, et peut être notamment corrélé au craton de Gawler (Australie du Sud) au sein du Mawson Block (FANNING et al. 1995).

L'étude de la MSZ est un des axes d'étude majeur du programme IPEV-Arlita qui porte sur la caractérisation des structures et la déformation de la lithosphère néoarchéenne et paléoproterozoïque en Terre Adélie et George V Land (Antarctique 135 à 145°E). L'étude pluridisciplinaire et multi-échelle actuellement menée combine différentes méthodes d'analyse et d'interprétation qui permettent de lier les observations de terrain et les modèles géodynamiques. Certaines caractéristiques de la zone de cisaillement du Mertz ont ainsi pu être mises en évidence :

- Une forte hétérogénéité dans la localisation de la déformation visible sur le terrain et à l'échelle microscopique. La MSZ apparaît structurée par une succession de couloirs de cisaillements répartis sur un large volume (extension latérale jusqu'à Cape Gray au moins) et séparés par des zones de plus faible (ou sans) déformation. De plus, les études microstructurales et thermo-barométriques menées par MONNIER (1995), PELLETIER (2001) et DUCLAUX (2006) suite aux campagnes IPEV-Geoleta (1991-2006) et TALARICO et KLEINSCHMIDT (2003) montrent que la MSZ a été active dans des conditions métamorphiques différentes (faciès granulite de moyenne pression, amphibolite et schistes verts) jusqu'à ~1,5 Ga (DI VICENZO et al. 2007).
- Une extension verticale à grande profondeur révélée par l'analyse des enregistrements sismiques. En effet, l'analyse des données des stations sismiques installées le long de la côte de la Terre Adélie et de George V Land dans le cadre du programme IPEV-ArLiTA permet d'imager des structures tectoniques d'ampleur lithosphérique. Les premiers résultats montrent que la croûte épaissie et déformée par la MSZ contribue faiblement à l'anisotropie sismologique enregistrée. De plus, les résultats de cette modélisation associés à l'analyse de l'anisotropie des ondes SKS à Dumont D'Urville (station sismique GEOSCOPE) et à Cape Pigeon en bordure ouest de la MSZ, suggèrent un enracinement de la MSZ dans le manteau lithosphérique à l'origine de l'anisotropie sismique mesurée. Cet enracinement de la MSZ

dans le manteau supérieur suppose un couplage croûte-manteau lors de son activation.

Les études à venir sur les échantillons de roche et les données des stations sismiques récupérées lors de la dernière mission IPEV-Arlita 2012 nous permettront de mieux contraindre ces résultats. En effet, les données de trois stations (notamment celle située au cœur de la MSZ sur le Nunatak Correll) devraient nous apporter davantage d'informations pour contraindre les structures et la déformation associées à la MSZ.

- Duclaux, G. (2007). Comportement mécanique des lithosphères continentales chaudes: Evolution des cratons néoarchéens et paléoproterozoïques de Terre Adélie (Antarctique Est) et du Gawler (South Australia). Université Jean Monnet, Saint-Etienne.
- Fanning, C., Daly, S., Bennett, V., Ménot, R. P., Peucat, J., Oliver, R., & Monnier, O. (1995). The "Mawson Block": Once Contiguous Archean to Proterozoic Crust in the east Antarctic Shield and Gawler Craton, Australia. *7th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena (Italy)* (p. 124).
- Ménot, R. P., Duclaux, G., Peucat, J. J., Rolland, Y., Guillot, S., Fanning, M., Bascou, J., et al. (2007). Geology of the Terre Adélie Craton (135 – 146 ° E). *USGS* (p. 1047). doi:10.3133/of2007-1047.srp048.
- Monnier, O. (1995). Le socle protérozoïque de Terre Adélie (Antarctique Est): son évolution tectono-métamorphique et sa place dans les reconstitutions du proto-Gondwana. Université Jean Monnet, Saint-Etienne.
- Pelletier, A. (2001). Etude structurale et métamorphique du socle de Terre Adélie - George V Land (Est Antarctique: un exemple de la transition archéen/paléoproterozoïque. Université Jean Monnet, Saint Etienne.
- Talarico, F., & Kleinschmidt, G. (2003). Structural and metamorphic evolution of the Mertz Shear Zone (East Antarctica Craton, George V Land): implications for Australia/Antarctica Correlations and East Antarctic Craton/Ross orogen relationships. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 17, 7-13.
- Di Vincenzo, G., Talarico, F., & Kleinschmidt, G. (2007). An <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar investigation of the Mertz Glacier area (George V Land, Antarctica): Implications for the Ross Orogen-East Antarctic Craton relationship and Gondwana reconstructions. *Precambrian Research*, 152, 93-118





## **Deep structure of the east Terre Adélie Craton boundary (East Antarctica): Seismic investigation of the Mertz shear zone area.**

Gaëlle Lamarque (1), Guilhem Barruol (2), Fabrice Fontaine (2), Jérôme Bascou (1), Jean-Yves Cottin (1), and René-Pierre Ménot (1)

(1) Université de Lyon, Université Jean Monnet and UMR-CNRS 6524, Laboratoire Magmas et Volcans, 23 rue du Dr Paul Michelon, 42023 Saint Etienne, France (gaelle.lamarque@univ-st-etienne.fr), (2) Université de la Réunion, UMR-CNRS 7154 and Institut de Physique du Globe de Paris, Géosciences Réunion, 97715 Saint Denis cedex 9, La Réunion, France

The Mertz shear zone (MSZ) located in George Vth Land ( $67^{\circ}\text{S}$ ,  $145^{\circ}\text{E}$ ) is a key area to understand tectonic relationships between the Neoproterozoic-Paleoproterozoic Terre Adélie Craton (TAC) and the Early Paleozoic units of Cape Webb and Penguin Point. The MSZ is therefore a major structure that represents the eastern boundary of the East Antarctica Shield. In addition, the MSZ that recorded dextral strike-slip movement estimated at 1.7Ga could be correlated to the Kalinjila shear zone a large scale mylonitic structure outcropping at the east of the Gawler Craton (South Australia). In order to better understand the MSZ dynamics, we developed a multi-disciplinary approach with the French polar institute (IPEV) through the Arlita program (Architecture de la Lithosphere de Terre Adélie). Four temporary seismic stations were deployed on both sides and above the MSZ from October 2009 to October 2011 to map the deep tectonic structures. We analysed receiver functions to evaluate Moho depth and seismic anisotropy through the splitting of SKS waves to analyze the prolongation of the MSZ structures into the mantle.

Results from receiver functions reveal Moho depths of 40-44km for the TAC, about 36 km under the MSZ and 28km for the Paleozoic domain. These results show that the MSZ delimit two crustal blocks with different thicknesses. Our study is consistent with crustal thicknesses estimated by Fontaine et al. (2012) in South Australia in the Gawler craton (>40km) and in the Delamerian orogen terrains (31km). However, the transition between the thick craton and the Paleozoic crust is sharper at the MSZ than in south Australia.

Seismic anisotropy in the MSZ area was studied from events of magnitudes ranging from 5.9 to 7.0. In addition, petrological and crystallographic fabrics of the crust were carry out in order to better constrain the observed SKS delay times. The measurements of the splitting parameters show a fast polarisation direction ( $\Phi$ ) parallel to the E-W coast and delay times (dt) ranging 0.5 to 1s at most stations. These results are similar to splitting parameters observed at the permanent Geoscope Dumont D'Urville station (DRV:  $\Phi = 80^{\circ}\text{N}$ , dt = 1s) located in the Paleoproterozoic ( $\approx 1.7\text{Ga}$ ) domain of TAC.

Although we observe an important offset in the Moho depth across the MSZ, no evidence of distinct seismic anisotropy is found. Questions thus remain concerning the prolongation into the mantle of this large strike-slip shear zone.

## **Structures crustales et lithosphériques du craton de Terre Adélie et de sa limite Est, la zone de cisaillement du Mertz (Antarctique de l'Est). Etude des fonctions récepteurs et des ondes SKS.**

---

Le craton Néoarchéen-Paléoprotérozoïque de Terre Adélie (Terre Adélie craton : TAC, 135-146°E) est limité à l'Est par la zone de cisaillement du Mertz (Mertz shear zone : MSZ, 1.5-1.7Ga), qui le sépare du domaine Paléozoïque. Elle peut être corrélée à la zone de cisaillement de Kalinjala ou de Coorong au sud de l'Australie, qui séparent le craton de Gawler du domaine Paléozoïque.

Une étude sismologique a été menée via le programme IPEV-ArLiTA pour caractériser la structure de la croûte, l'extension latérale des différentes unités tectoniques autour de la MSZ et la déformation du manteau lithosphérique. Couplés à la station permanente DRV (Geoscope), 4 sismomètres ont été déployés pendant 2 ans de part et d'autre et au-dessus la MSZ. L'analyse des fonctions récepteurs, permettant d'estimer l'épaisseur de croûte, a été associée à l'étude des ondes SKS pour contraindre l'anisotropie sous les stations.

Les fonctions récepteurs suggèrent que la croûte cratonique est épaisse (40 à 44km) et qu'elle s'amincit (36km) à l'aplomb de la MSZ. La croûte est plus fine (26km) dans le domaine Paléozoïque. La MSZ constitue donc une structure majeure entre le craton épais et une croûte continentale plus mince. L'épaisseur crustale du TAC est proche de celle du Gawler (>40km) alors que celle du domaine Paléozoïque australien ont été estimées à 31 et 35km. La transition entre le craton et le domaine Paléozoïque semble donc plus marquée en Antarctique qu'en Australie.

L'étude des ondes SKS au sein du TAC suggère une direction de polarisation des ondes rapides parallèles à la marge continentale ( $\Phi=95$  à  $119^\circ\text{E}$ ) et des déphasages variant de 0.75 à 1.29s. Malgré le faible nombre d'observations, la station installée sur la lithosphère Paléozoïque semble indiquer une signature différente ( $\Phi=N59.03^\circ\text{E}$  et  $\delta t=0.61\text{s}$ ). La station à la MSZ ne montre pas de signature particulière qui prouverait l'enracinement de la MSZ dans le manteau. Ces résultats suggèrent que la croûte a gardé en mémoire la signature de la bordure du craton, de par son changement d'épaisseur à la limite du craton. La déformation visible dans le manteau ne montre, par contre, aucune corrélation évidente avec les structures paléoprotérozoïques mais plutôt avec la structuration de la marge, ce qui indiquerait que la majeure partie de la déformation visible sous la Terre Adélie est probablement liée au récent rifting Australie - Antarctique et à l'ouverture de l'océan Austral.



## **Microstructural study of the Mertz shear zone, East Antarctica. Implications for deformation processes and seismic anisotropy.**

Gaëlle Lamarque (1), Jérôme Bascou (1), Claire Maurice (2), Jean-Yves Cottin (1), and René-Pierre Ménot (1)

(1) Université de Lyon, Université Jean Monnet, UMR CNRS IRD 6524, Laboratoire Magmas et Volcans, F-42023 Saint-Etienne, France. E-mail: gaelle.lamarque@univ-st-etienne.fr, (2) Microstructures and Processing Department, Ecole des Mines de Saint-Etienne, 158 Cours Fauriel, 42023 Saint-Etienne, France

The Mertz Shear Zone (MSZ; 146°E 67°S; East Antarctica) is one major lithospheric-scale structure which outcrops on the eastern edge of the Terre Adélie Craton (Ménot et al., 2007) and that could be connected with shear zones of South Australia (e.g., Kalinjala or Coorong shear zone (Kleinschmidt and Talarico, 2000; Gibson et al., 2013)) before the Cretaceous opening of the Southern Ocean. Geochronological and metamorphic studies indicated an MSZ activity at 1.7 and 1.5 Ga respectively in amphibolite and greenschists facies conditions. The deformation affects both the intermediate and lower crust levels, without associated voluminous magma injection. Granulite crop out in the area of the MSZ. They were dated at 2.4 Ga (Ménot et al., 2005) and could represent some preserved Neoproterozoic tectonites. These rocks show various degrees of deformation including penetrative structures that may display comparable features with that observed in amphibolite and greenschists facies rocks, i.e. NS-striking and steeply dipping foliation with weakly plunging lineation. In the field, cinematic indicators for the MSZ argue for a dominant dextral shear sense. We proceed to optical analysis and crystallographic preferred orientation (CPO) measurements using EBSD technique in order to better constrain the deformation processes.

Our results highlight (1) a microstructural gradient from highly deformed rocks (mylonites), forming plurimetric large shear bands and showing evidences of plastic deformation, to slightly deformed rocks in preserved cores with no evidences of plastic deformation or with a clear strong static recrystallization; (2) CPO of minerals related with variations on deformation conditions. Feldspar and quartz CPO argue for plastic deformation at high temperature in the most deformed domains and for the absence of deformation or an important stage of static recrystallization in preserved cores; (3) uncommon CPO in orthopyroxene which are characterized by [010]-axes perpendicular to the foliation and [001]-axes parallel to the lineation. These CPO seem to be related to static recrystallization processes.

Seismic properties of amphibolite and granulite rocks from the MSZ were calculated in order to evaluate the impact of deformation observed in amphibolite and granulite tectonites to seismic anisotropy. Computations were performed from measured CPO, single crystal elastic stiffness matrix, modal composition and density of characteristic samples. P- and S-waves anisotropies of the cratonic crust affected by the MSZ are small and even tend to be isotropic in the case of S-waves propagating vertically in the crust. These results permit us to better discuss seismic studies and in particular SKS analysis which were recently carried out in this area (Lamarque et al., 2015).



## **George V Land paragneisses xenoliths dating. New insights for the Antarctica-Australia connection and geodynamic reconstructions.**

Gaëlle Lamarque (1), Jérôme Bascou (1), René-Pierre Ménot (1), Jean-Louis Paquette (2), Yann Rolland (3), and Jean-Yves Cottin (1)

(1) Université de Lyon, Université Jean Monnet, UMR CNRS IRD 6524, Laboratoire Magmas et Volcans, F-42023 Saint-Etienne, France (gaelle.lamarque@univ-st-etienne.fr), (2) UMR CNRS 6524, Laboratoire Magmas et Volcans, 63038 Clermont-Ferrand Cedex, France, (3) Géoazur, UMR 7329-CNRS, Université de Nice-Sophia Antipolis, 250 rue Albert Einstein, 06560 Valbonne, France

George V Land is constituted of terrains that are considered as the southern extension of Australia in Antarctica. This region plays a key role to better understand the assembly, evolution and separation of the Gondwana and Rodinia supercontinents. In the studied area two distinct continental domains in ages, nature, structures and crustal thicknesses are juxtaposed: the 1.7-2.4 Ga Terre Adélie Craton to the west and a younger domain, comprised of 500 Ma old intrusive complex to the east. The latter is mainly composed of granitoids and is associated with the Ross Orogeny. From field evidences, these two domains are likely separated by a major dextral strike-slip structure: the Mertz shear zone (MSZ, 145°E). The MSZ was activated at 1.7 and 1.5 Ga respectively in amphibolite and greenschists facies conditions.

The tectonic evolution of the eastern region between 1.5 Ga (last activation of the MSZ) and 500 Ma (age of the domain bordering the craton) is a key question to geodynamic reconstructions. For this purpose we studied samples of paragneisses xenoliths hosted by the Palaeozoic granitoids, as they represent relics from the underlying basement of this domain. Xenoliths are few-centimeters to several decimeters in size and include different types of paragneisses that may coexist. U-Pb analyses were carried out on 130 zircons from three different xenoliths.

Extracted detritic zircons have similar ages from a sample to another showing a common origin of the sedimentary protolith. A large variety of ages were found from 580 Ma to 3.4 Ga and the best-represented age is about 580 Ga that may correspond to a metamorphic stage predating the intrusive event. Another interesting result is that almost no 1.6 to 2.4 Ga zircons were found, suggesting that sedimentary protolithes cannot be derived from erosion of the neighbouring Terre Adélie Craton. This result argues for a tectonic collage between the two domains. By comparing our results with previous similar studies in South Australia and West Antarctica, we propose a new scenario for the geodynamic evolution of the region before the opening of the Southern Ocean.



*On ne fait jamais attention à ce qui a été fait ; on ne voit que ce qui reste à faire*

**Marie Curie**  
(1867-1934)