



**HAL**  
open science

# Etude critique des contraintes d'âges sur le métamorphisme dans les zones de convergence : de l'enfouissement à l'exhumation

Martin Simon

► **To cite this version:**

Martin Simon. Etude critique des contraintes d'âges sur le métamorphisme dans les zones de convergence : de l'enfouissement à l'exhumation. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2023. Français. NNT : 2023URENB007 . tel-04280392

**HAL Id: tel-04280392**

**<https://theses.hal.science/tel-04280392>**

Submitted on 11 Nov 2023

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

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

# THESE DE DOCTORAT DE

## L'UNIVERSITE DE RENNES

ECOLE DOCTORALE N° 600

*Ecologie, Géosciences, Agronomie, Alimentation*

Spécialité : *Sciences de la Terre et des planètes*

Par

**Martin SIMON**

## Étude critique des contraintes d'âges sur le métamorphisme dans les zones de convergence : de l'enfouissement à l'exhumation

Thèse présentée et soutenue à Rennes, le 10 février 2023

Unité de recherche : Géosciences Rennes

### Rapporteurs avant soutenance :

Stéphanie Duchene      Professeur, Université Toulouse III – Paul Sabatier  
Loïc Labrousse          Professeur, Sorbonne Université (Paris)

### Composition du Jury :

Président :	Loïc Labrousse	Professeur, Sorbonne Université (Paris)
Examineurs :	Valérie Bosse	Maître de conférences, Université Clermont-Auvergne
	Stéphanie Duchene	Professeur, Université Toulouse III – Paul Sabatier
	Jarosław Majka	Professeur, Université d'Uppsala (Suède)
	Philippe Yamato	Professeur, Université de Rennes

Dir. de thèse :	Pavel Pitra	Maître de conférences, Université de Rennes
Co-dir. de thèse :	Marc Poujol	Maître de conférences, Université de Rennes



## Résumé

Dans les anciens orogènes, déterminer avec précision l'évolution pression-température-temps ( $P-T-t$ ) des roches métamorphiques est important pour estimer la vitesse des processus menant à la formation de la chaîne de montagnes. Cependant, l'interprétation des âges obtenus pour ces roches, spécifiquement les âges sur zircon, fait débat. En effet, le comportement de ce minéral, pourtant le plus fréquemment daté, est assez peu compris, et relier sa cristallisation à une portion du chemin  $P-T$  est une tâche délicate. L'étude de deux séries d'échantillons collectés dans la région de Nordfjord-Stadlandet (Région des Gneiss de l'Ouest, Norvège) permet d'apporter de nouveaux éléments quant aux contraintes d'âges sur le métamorphisme de haute pression.

Le zircon montre des résultats sensiblement différents entre les affleurements : pour l'un, un seul âge concordant a été obtenu, tandis que pour le second affleurement, les analyses sur zircon révèlent de nombreuses dates, couvrant environ 40 Ma. Dans les deux affleurements, les éléments de diagnostics usuels (partage des terres rares entre grenat et zircon, thermométrie sur éléments traces) ne permettent pas de relier ces âges à des portions bien définies des chemins  $P-T$  déduits pour les roches étudiées. Les âges sur zircon ne font sens et ne peuvent être intégrés à l'évolution  $P-T$  que grâce à la comparaison avec les âges sur grenat et rutile. De fait, le zircon semble plus prompt à (re)cristalliser après le pic métamorphique, datant donc la décompression et le refroidissement. Cette étude présente aussi une nouvelle évidence naturelle du découplage entre le lutécium et l'hafnium dans le grenat, vieillissant artificiellement la date Lu-Hf de plusieurs dizaines de millions d'années, et causé par la rééquilibration du grenat lors d'un réchauffement associé à la décompression post-métamorphisme de faciès écolite.

Enfin, d'un point de vue de la géologie régionale, les différences pétrologiques (la zonation absente ou présente dans le grenat, la forme du chemin  $P-T$ ) et géochronologiques observées entre les échantillons des deux affleurements peuvent suggérer une structure de la zone d'étude plus complexe que celle admise actuellement. L'étude pétrologique d'une des deux écolites fraîches suggère une compression isotherme de ~15 à 29 kbar, à 600 °C. Cette évolution prograde inhabituelle nécessite de remettre en question l'interprétation habituellement faite de la pression comme indicateur des profondeurs atteintes par les roches, et donc des mécanismes responsables du métamorphisme d'ultra-haute pression dans les zones de convergence.





## Abstract

In past orogens, the precise determination of the pressure–temperature–time ( $P$ – $T$ – $t$ ) evolution of metamorphic rocks is essential to constrain the tectonic history of the studied area. However, the interpretation of the ages obtained for these rocks, specifically zircon ages, is debatable. The behaviour of this mineral during high pressure metamorphism, although it is the most frequently dated, is indeed poorly understood and associating zircon ages with specific portions of the  $P$ – $T$  evolution may be arduous. The investigation of two series of rock samples from the Nordfjord-Stadlandet area (Western Gneiss Region, Norway) brings insightful data about the age constraints on high-pressure metamorphism.

Zircon shows contrasting results between the two studied sample series: a unique concordant date has been obtained for the eclogites from the first outcrop, while zircon dates cover a ~40 Myr range in the eclogites from the second outcrop. In both cases, neither the rare-earth element partitioning between zircon and garnet nor the trace-element thermometry can be used to ascribe zircon dates to specific portions of the inferred  $P$ – $T$  paths. Rather, zircon dates make sense and can be incorporated into the inferred  $P$ – $T$  evolution *only* by comparing them with garnet and rutile dates. Zircon seems to mostly (re)crystallize after the peak metamorphic conditions and to date the subsequent cooling and decompression. This study also brings a new natural evidence for decoupling between lutecium and hafnium in garnet, producing an artificially old Lu–Hf date, caused by garnet re-equilibration during decompression and post-peak heating.

Finally, the data allow to discuss the  $P$ – $T$ – $t$  evolution of the studied area. The petrological (zoned vs unzoned garnets, shape of the  $P$ – $T$  paths) and geochronological differences between the samples from the studied outcrops might imply a more complex structure of the study area than currently recognised. Moreover, the isothermal compression of an eclogite from ~15 to 29 kbar at 600 °C, inferred from the petrological investigation, compels to question the interpretation of pressure, either only dependent on depth or partially resulting from tectonic stresses, as well as the mechanisms causing eclogite-facies metamorphism in convergence zones.



## Remerciements

J'aimerais tout d'abord remercier Stéphanie et Loïc d'avoir accepté de rapporter ce manuscrit. Loïc, tes conseils sur les affleurements intéressants autour du Nordfjord nous ont permis de cueillir de supers champignons et faire des économies sur le budget nourriture de la mission (et de trouver de très belles éclogites, aussi), merci à toi. Merci Valérie et Jarek d'avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse.

Si ces trois années de labeur ont mené à un tel travail, c'est grandement grâce à mes encadrants de thèse. Pavel, Marc et Pipo, un grand merci pour votre confiance et vos précieux conseils tout au long de ces trois années. Le chemin (non, pas *P-T-t* celui-là !) a parfois été chaotique, ces cailloux sont décidément pleins de mystères !

Jocelyn, Stéphane et Michel, merci d'avoir accepté de faire partie de mon CSI, pour vos retours et votre soutien sur la fin de thèse dans les déboires administratifs. Merci à Anne-Joëlle et Annick pour votre disponibilité, toujours prêtes à répondre à la moindre de nos questions.

Cette thèse n'aurait jamais vu le jour s'il n'y avait pas eu des personnes qui m'ont appris à aimer la géologie au début de mes études et qui m'ont transmis l'offre de thèse : Hubert, Dudu, Gianreto, Karel, Pavla et Francis, merci à vous.

Tout le travail de pétro ne serait sans doute pas grand-chose sans Jessica qui, malgré la distance forcée par les heures de train et le Covid, a réalisé les analyses à la microsonde et a toujours su répondre présente quand il fallait faire une carte ou un énième profil de grenat en plus... Merci Jessica ! Merci Alain pour ta patience et ton aide précieuse lors des analyses au spectromètre Raman, enfin du Raman publié en géol' !

Un immense merci à Nathan, tu as toujours su répondre présent lors de mes sessions à l'icp quand Marc n'était pas là (et que j'étais terrifié d'utiliser la machine tout seul au début), quand les choses tournent mal, pour m'aider à reconnaître des apatites sous la bino ou m'accompagner dans les méandres d'Isoplot.

Un grand merci à Marjorie et Cédric de Thin Sections Lab qui m'ont permis d'avoir rapidement les lames de Drage et du musée et à Xavier pour les nombreuses autres lames qui ont suivi. Merci à Yann pour le broyage et la séparation des minéraux. La thèse aurait été bien plus difficile sans l'aide précieuse du personnel administratif pour les missions et l'enseignement : Marie-Anne, Thierry, Chantal, Aline, merci à vous. Merci Caro et Lorraine pour vos retours d'expériences sur le grenat qui m'ont été fort utiles. A Cracovie, tout le travail aurait été bien plus difficile (impossible ?) sans Darek ; merci pour ta patience et tes enseignements en salle blanche. Merci Robert pour ton accueil et les discussions sur le grenat. Un grand merci à Anna pour ton aide précieuse lors du picking des

grenats et Marcelina pour la prise en main du laser. Merci aussi à mes co-bureaux et collègues « temporaires » Fabian, Maciej, Chris, Pawel, Michał, Akeek, Małgorzata, Mateusz, Jörg, Gabriela, Nina... qui ont rendu les deux mois à Cracovie bien plus chaleureux !

A Montpellier, les analyses sur le grenat n'auraient pas pu être réalisées sans Olivier, merci pour ta patience avec le Neptune, ta confiance et pour les heures supp', tout le monde ne reviendrait pas au labo à plus de 23h !! Merci Delphine pour ton aide en salle blanche.

J'y ai passé un paquet d'heures entre ces quatre murs, merci à tous mes co-bureaux du 127 : Seconde, Cindy, Matthieu, Erwan le fantôme, Baptiste, Katy, Raphaëlle, Thomas, Lison, le frigo et l'armoire magique. Merci aux permanents du 1er pour les encouragements et les discussions : Yannick, Philippe B., Dom', Kerry, Pierre G., Thibault et Benjamin.

Enfin, la thèse ne serait que difficilement supportable sans une sacrée équipe de personnes bienveillantes avec qui souffler, les thésards et post-docs du labo. Il faut bien commencer par quelqu'un, et puisque ma thèse a, d'une certaine manière, démarré chez toi : Aurélie, merci pour ton accueil la veille du concours de l'ED (qui sait, si je n'avais pas aussi bien dormi je n'aurais peut-être jamais eu cette thèse !), pour les shots de motivation pendant les séances de travail tard au labo, pour tes conseils en plantes vertes, toutes nos discussions cuisine et ta bonne humeur. Rémi, à jamais le premier avec cette intégration en bonne et due forme au Tournebride, merci pour tout. Flo et Tiph' les séances brassage-bricolage-cuisine vont clairement me manquer, rien ne vaut un brassin fini à plus de minuit ! Merci Mathilde pour les parties de tarot endiablées (ablées) et les sorties au bord de mer. Mara, ta bienveillance et ta bonne humeur m'ont fait tenir, merci pour m'avoir nourri sur cette fin de thèse (on n'a pas reculé !). Les coincheurs du midi avec Pierre (sans rancune pour tes coinchés quand j'annonce 80 !), Camille B., Nicolas M. et Jean-Baptiste, désolé pour toutes les parties que j'ai fait annuler avec moins de 11 points ! Merci à la team grimpe avec Alice & Sebas mes très chers voisins, Diane, Thomas, Lucas et tous les autres grimpeurs anonymes de BO, Modjo et The Roof. Merci Nicolas C., Claire, Quentin, Elias pour les soirées jeux de société. Ronan, merci pour la pétanque, tout le plijadur qu'on a pris et les Ty Jaune partagés. Mélissa, je crois que tes paillettes m'accompagneront encore quelques temps (j'en trouverai à mon déménagement, pour sûr !). Merci à toutes les autres personnes qui ont partagé un bout de chemin avec moi lors de cette thèse, de près ou de plus loin, pêle-mêle et en espérant n'oublier personne : Luc, Maxime P., Hugo, Manu B., Bastien, Khaled, Alexis, Louis, Jan, Visnney, Muqet, Martin LM., Simon, Imane, Aïcha, Salomé, Alan, Margaux, Yasaman, Ivan, Iwan, Takis, Etienne, Allison, Baptiste, Justine, Mathilde L., Alex, Meruyert, Maxime B., Camille V., Charlotte LT., Laura, Anne-Laure, Tarik, Marion, Fatima, Shabina, Alec, Nolwenn, Delphine T.-L., Patricia, Morgane, Phoom, Nataline, Sietske, Manuel M., Gauthier, Charlotte C., Rémi M.

Un IMMENSE merci aux singes strasbourgeois : malgré l'éloignement et les cinq heures minimum de TGV entre Rennes et Stras' et mes visites trop peu fréquentes, vous n'avez jamais failli dans votre soutien, votre amour et les folies au Moulin et à Belmont. Margot, Alix, Manon, Marin, Floc, Flack, Lisa, Pierre, Benjamin, Chloé, Quentin, Caro, Charlotte, Amandine, Gaëtan, Ely, Nico, Romain, Coralie et Charly : merci mille fois. Marie-Eva et Antoine, un merci tout spécial à vous deux pour votre partage et les sorties en montagne qui, bien que trop peu nombreuses (c'est loin les Alpes !!), ont été les meilleures coupures à la thèse auxquelles je pouvais possiblement rêver. *Scimmie più forti insieme !*

Enfin, merci à mes parents, à Thiébaud, Laurent et Lucie pour leur soutien qui dure depuis le début de mes études, malgré mes appels et mes passages à Willer bien trop peu fréquents. Des vacances à Willer ne seraient pas des vraies vacances sans une terrasse à construire, quelques stères à scier, le verger à faucher et un sac bien plus lourd au retour, rempli de pots de confiture et de jus de pomme !



Figure 0. Gimli, thésard en géologie.



## **Avant-propos**

L'ensemble des données présentées dans cet ouvrage ont été, sauf mention contraire, acquises et traitées par l'auteur.

Ce travail de thèse, initié en octobre 2019, s'inscrit dans le cadre d'une recherche fondamentale sur la datation du métamorphisme de haute- à ultra-haute pression dans les zones de convergence et de formation des chaînes de montagnes. Il est financé par le Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche ; l'Université de Rennes 1 (soutiens de base de l'auteur et des encadrants, action Défis Scientifiques), l'Institut Universitaire de France, la plateforme analytique GeOHeLiS et l'Ecole Doctorale EGAAL (soutien à la mobilité) ont financé les frais de recherche nécessaires.

Cette thèse a été encadrée par Pavel Pitra (Maître de Conférences, Géosciences Rennes), Marc Poujol (Maître de Conférences, Géosciences Rennes) et Philippe Yamato (Professeur des Universités, Géosciences Rennes) et a donné lieu à une collaboration avec Robert Anczkiewicz (Professeur, Institut des Sciences Géologiques, Académie Polonaise des Sciences, Cracovie).





## Table des matières

<b>Introduction générale</b>	<b>19</b>
<b>1. De la géochronologie à la pétrochronologie : la signification des âges</b>	<b>20</b>
<b>2. Zone d'étude</b>	<b>21</b>
<b>3. Objectifs et motivations de la thèse</b>	<b>22</b>
<b>Chapitre I</b>	<b>25</b>
De l'interprétation des âges dans les roches métamorphiques : la pétrochronologie	
<b>I.1. Les minéraux datés</b>	<b>27</b>
I.1.1. Le grenat	27
I.1.2. Le zircon	28
I.1.3. Le rutile	31
I.1.4. Les autres chronomètres U–Pb	32
<b>I.2. Diffusion et température de fermeture</b>	<b>32</b>
<b>I.3. Thermo- et barométrie des minéraux datés</b>	<b>35</b>
<b>I.4. Chronologies relative et absolue : des minéraux majeurs aux accessoires</b>	<b>37</b>
<b>I.5. L'exemple de la Montagne Noire (Massif Central)</b>	<b>41</b>
<b>Chapitre II</b>	<b>45</b>
Matériel et méthodologie	
<b>II.1. Échantillonnage</b>	<b>46</b>
<b>II.2. Analyses et compositions chimiques</b>	<b>47</b>
II.2.1. Roche totale	47
II.2.2. Analyse des minéraux à la microsonde	48
II.2.3. Analyse des éléments traces au LA-ICP-MS	48
<b>II.3. Pétrologie</b>	<b>49</b>
II.3.1. Modélisation de l'équilibre des phases	49
II.3.2. Thermométrie et barométrie	50
II.3.3. Barométrie des inclusions de quartz dans le grenat	51

<b>II.4. Géochronologie</b>	<b>55</b>
II.4.1. Datation par les couples U–Pb	55
II.4.2. Datation par les couples Lu–Hf et Sm–Nd	58
<b>Chapitre III</b>	<b>63</b>
La Région des Gneiss de l’Ouest au sein des Calédonides : contexte géologique	
<b>III.1. Vue d’ensemble et histoire précambrienne</b>	<b>64</b>
III.1.1. L’orogénèse svéconorvégienne	65
III.1.2. L’océan Iapetus : ouverture et contraction	67
<b>III.2. L’orogénèse calédonienne</b>	<b>69</b>
III.2.1. Chronologie pré-scandienne	70
III.2.2. La phase scandienne (420–400 Ma)	71
III.2.3. Les roches ultramafiques et les éclogites de la WGR	75
III.2.4. La phase post-scandienne et l’exhumation	76
<b>III.3. Évolution post-calédonienne</b>	<b>81</b>
<b>III.4. Controverses et inconnues</b>	<b>81</b>
<b>Chapitre IV</b>	<b>83</b>
Réévaluation de l’évolution P–T des éclogites de la région de Nordfjord-Stadlandet	
<b>IV.1. Introduction</b>	<b>87</b>
<b>IV.2. Geological setting</b>	<b>88</b>
IV.2.1. The Western Gneiss Region	88
IV.2.2. Caledonian metamorphism	90
IV.2.3. The Vågsøy island	92
<b>IV.3. Methods</b>	<b>93</b>
IV.3.1. Major-element chemical composition	93
IV.3.2. Trace-element composition	94
IV.3.3. Raman spectroscopy and quartz-in-garnet barometry	94
IV.3.4. Phase-equilibrium modelling	95
<b>IV.4. Petrography and mineral chemistry</b>	<b>96</b>

<b>IV.5. <i>P–T</i> estimates</b>	<b>101</b>
IV.5.1. Phase-equilibrium modelling	101
IV.5.2. Quartz-in-garnet barometry	102
IV.5.3. Trace- and major-element thermobarometry	103
<b>IV.6. Discussion</b>	<b>103</b>
IV.6.1. Metamorphic evolution	103
IV.6.2. Polycyclic scenario	107
IV.6.3. Geodynamic implications	109
<b>IV.7. Conclusions</b>	<b>114</b>
<b>Chapitre V</b>	<b>117</b>
Étude géochronologique des éclogites de la région de Nordfjord-Stadlandet et implications pétrochronologiques	
<b>V.1. Etude géochronologique des roches de Drage (Publication 2)</b>	<b>118</b>
V.1.1 Introduction	121
V.1.2. Geological context	122
V.1.3. Analytical procedures	127
V.1.4. Petrology	131
V.1.5. Geochronology and trace-element composition	137
V.1.6. <i>P–T</i> estimates	146
V.1.7. Discussion	150
V.1.8. Conclusion	163
<b>V.2. Etude géochronologique des roches de Vågsberget</b>	<b>165</b>
V.2.1. Introduction et résumé	165
V.2.2. Analytical procedures	166
V.2.3. Petrography	167
V.2.4. Geochronology and trace-element composition	169
V.2.5. <i>P–T</i> estimates	177
V.2.6. Discussion	178

<b>Chapitre VI</b>	<b>183</b>
Synthèse, discussion et perspectives	
<b>VI.1 De l'évolution <math>P</math>-<math>T</math>-<math>t</math> des éclogites de Nordfjord-Stadlandet</b>	<b>184</b>
<b>VI.2. Implications géodynamiques</b>	<b>187</b>
<b>VI.3. De la datation des processus métamorphiques</b>	<b>190</b>
<b>VI.4. Perspectives et travaux futurs</b>	<b>193</b>
<b>VI.5. General discussion – highlights</b>	<b>195</b>
<b>Références bibliographiques</b>	<b>199</b>
<b>Annexe 1</b>	<b>225</b>
Données supplémentaires à la publication 1	
<b>Annexe 2</b>	<b>245</b>
Données supplémentaires à la publication 2	
<b>Annexe 3</b>	<b>277</b>
Données supplémentaires à l'étude géochronologique des échantillons de Vågsberget	





# Introduction générale



## 1. De la géochronologie à la pétrochronologie : la signification des âges

Les éclogites sont des roches métamorphiques de haute pression, aujourd'hui exhumées à la surface de la Terre, qui témoignent de l'enfouissement de la croûte terrestre lors de la subduction d'une plaque tectonique. Les profondeurs atteintes par ces roches et leurs vitesses d'enfouissement, puis d'exhumation vers la surface, sont des données cruciales pour comprendre la formation et l'évolution des chaînes de montagnes. Ces données et les interprétations tectoniques qui en découlent sont essentiellement fondées sur la combinaison entre :

- L'estimation, par l'analyse des minéraux (pétrologie), des températures ( $T$ ) et pressions ( $P$ ) atteintes pendant les étapes successives de l'évolution de ces roches (de l'enfouissement à l'exhumation), dessinant le chemin  $P$ - $T$ .
- Les âges absolus de différents minéraux (géochronologie). Les diverses avancées analytiques permettent de dater facilement et rapidement toute une large variété de minéraux, notamment le zircon, avec une précision sur la date qui peut descendre à quelques pourcents.

Afin de déterminer l'évolution  $P$ - $T$ - $t$  (pression-température-temps) des roches pour en extrapoler les durées et les vitesses des processus à l'œuvre, les âges obtenus sur les minéraux datés nécessitent d'être attribués à des portions du chemin  $P$ - $T$ . Or, la robustesse du lien entre les âges et l'évolution  $P$ - $T$  est sujette à de vives controverses. Par exemple, le timing de la croissance du zircon est encore largement débattu, alors qu'il s'agit d'un minéral fréquent dans les roches métamorphiques et le plus couramment utilisé en géochronologie. Selon les études, le zircon peut croître pendant la phase prograde du chemin  $P$ - $T$  (Beckman et al., 2014; Lotout et al., 2018), au pic de pression (Katayama et al., 2001), après le pic de pression mais encore à (U)HP (Root et al., 2004) ou encore pendant le refroidissement (Kohn et al., 2015). Ainsi, un même âge sur zircon peut mener à des scénarios radicalement différents en fonction de l'interprétation qui en est faite et de la portion du chemin  $P$ - $T$  qui lui est attribué.

La thèse a donc pour objectif principal de tester la robustesse des liens habituellement admis entre données métamorphiques et géochronologiques, ce que l'on appelle communément la pétrochronologie, et de discerner l'impact du refroidissement et de la décompression sur les enregistrements géochronologiques notamment dans le zircon. Cela représente un enjeu majeur pour la compréhension des processus tectoniques à l'origine de la formation des chaînes de montagne.

## 2. Zone d'étude

Au début de la thèse, deux zones d'étude étaient envisagées : (1) la Région des Gneiss de l'Ouest (Western Gneiss Region, WGR), située dans le sud-ouest de la Norvège et faisant partie de la chaîne Calédonienne, et (2) le massif du Rhodope en Bulgarie, chaînon nord-oriental de la chaîne alpine européenne. Seule la première zone d'étude a été in fine explorée.

Depuis les travaux pionniers d'Eskola (1921), qui a largement décrit la zone et les éclogites et les roches ultramafiques à grenat qu'elle contient pour étayer le concept de faciès métamorphique développé quelques années plus tôt, la Région des Gneiss de l'Ouest a fait l'objet d'études poussées. Du fait des fréquentes occurrences de coésite, marqueur de pression supérieure à 30 kbar, la zone a été décrite comme un archétype de terrain d'ultra-haute pression (UHP). De nombreuses études se sont penchées sur les mécanismes pouvant expliquer l'exhumation de roches provenant de profondeurs supérieures à 100 km. Ainsi, les éclogites de la Région des Gneiss de l'Ouest ont été largement datées et ont fait l'objet d'études pétrologiques poussées dans le but de déterminer l'évolution  $P-T-t$  lors de l'exhumation.

Ceci explique en partie le choix de la zone d'étude ; les nombreux travaux publiés forment en effet un cadre de travail idéal, car le nombre d'*inconnues géologiques* est largement diminué, offrant de meilleures contraintes de tout ordre. Aussi, de par les dernières glaciations et les côtes fortement découpées, l'affleurement des roches y est exceptionnel et globalement facile d'accès.

Le choix des affleurements a été fait en amont de la mission de terrain en s'appuyant sur un travail bibliographique. Plusieurs des affleurements explorés ont été étudiés par Labrousse (2001) dans la région de Nordfjord-Stadlandet, ainsi que d'autres localités récurrentes dans la littérature telles que les îles de Nordøyane (Fjørtoft, Flemsøya).

### 3. Objectifs et motivations de la thèse

Dans le but de tester les relations entre données pétrologiques et géochronologiques et d'évaluer le comportement du zircon tout le long du cycle métamorphique, à chaque affleurement exploré, plusieurs échantillons représentatifs des différents degrés de l'évolution métamorphique ont été collectés. Chaque échantillon a été minutieusement étudié, en combinant observations pétrographiques, analyses minéralogiques et divers outils de thermobarométrie (modélisation de l'équilibre des phases, thermobarométrie conventionnelle et sur éléments traces) pour en estimer le plus précisément possible l'évolution  $P-T$ . Parallèlement, les échantillons ont été datés en utilisant les différents géochronomètres présents et en extrayant un maximum de données quantitatives et qualitatives (éléments traces, critères texturaux). La confrontation de toutes ces données permet de mieux discerner le comportement des géochronomètres et de discuter des éléments de diagnostic habituellement utilisés pour associer dates et phases du métamorphisme.

Ce manuscrit se structure en six chapitres, deux d'entre eux comprenant des publications, l'une publiée et l'autre en cours de préparation.

Le chapitre I vise à présenter les enjeux actuels de la datation dans les roches métamorphiques et les difficultés rencontrées par les pétrologues et les géochronologues.

Le chapitre II détaille les méthodes analytiques utilisées au cours de la thèse, leurs limitations et les raisons du choix des méthodes, avec les outils utilisés lors de l'étude pétrologique puis les méthodes employées lors de leur investigation géochronologique.

Le chapitre III présente le cadre géologique régional, avec la structure tectono-stratigraphique à l'échelle des Calédonides et l'évolution de la zone de l'Archéen jusqu'à l'orogénèse calédonienne. La datation et les estimations  $P-T$  des roches d'ultra-haute pression sont discutées ainsi que les modèles d'exhumation.

Le chapitre IV se concentre sur l'enregistrement pétrologique d'une éclogite de la région du Nordfjord et se structure autour d'un article publié dans *Journal of Metamorphic Geology*. L'étude pétrologique multi-méthodes met en avant l'évolution  $P-T$  d'un boudin mafique, du faciès amphibolite préservé en inclusions jusqu'à la formation de symplectites, marquée par la compression isotherme à 600 °C de 12–16 à 28 kbar. Ces données permettent de discuter plusieurs scénarios géodynamiques qui ont pu mener cette portion de la WGR à des conditions de UHP.

Le chapitre V vise à ajouter un cadre temporel à l'évolution  $P$ - $T$  de deux boudins mafiques de deux affleurements différents et se structure autour d'un article en préparation. Les différences très nettes dans les enregistrements géochronologiques et pétrologiques des éclogites provenant de la même unité permettent de discuter du comportement des minéraux datés au cours du cycle métamorphique, d'environ 430 à 380 Ma.

Enfin, le chapitre VI synthétise et met en relation les différentes conclusions tirées tout au long de la thèse, tant dans le domaine de la géologie régionale que dans le domaine plus large de la datation des roches métamorphiques. Des perspectives de travaux futurs y sont aussi explorées.



## Chapitre I

De l'interprétation des âges dans les roches  
métamorphiques : la pétrochronologie

En pétrologie métamorphique, la datation absolue d'un minéral fait peu de sens si la date obtenue n'est pas confrontée à l'évolution  $P-T-d-X$  de la roche (pression-température-déformation-composition chimique) déduite de l'analyse pétrologique. Tout l'enjeu de l'interprétation des dates obtenues réside dans leur correcte contextualisation au sein de cette évolution, c'est-à-dire interpréter la date en termes de processus ou d'étape dans le cycle métamorphique de la roche : la date obtenue reflète-t-elle la portion prograde du chemin  $P-T$  ? le pic de pression ? le pic de température ? le refroidissement ? C'est cette question qui est au cœur de la pétrochronologie, dont une définition a été proposée par Engi et al. (2017) :

*La pétrochronologie est la branche des géosciences basée sur l'étude d'échantillons de roches et qui relie le temps (càd, l'âge absolu ou la durée) à des processus spécifiques formant les roches et les conditions physiques de ces derniers. La pétrochronologie trouve ses sources dans la pétrologie et la géochimie, qui définissent un contexte pétrogénétique ou un processus spécifique, auxquels les données chronométriques sont ensuite reliées.*

Dans cette définition, le dernier mot est d'une importance capitale : la pétrochronologie « relie » les données entre elles. Cependant, bien que les méthodes en pétrologie et en géochronologie s'améliorent et que les précisions des données obtenues augmentent, certains des éléments permettant cette liaison sont controversés. Le but de ce chapitre est donc de définir quelques notions importantes en pétrochronologie, leur fondement et pourquoi les données pétrologiques et géochronologiques sont, parfois, difficiles à concilier.

Les enjeux de la datation dans les roches ignées ne seront pas explorés dans cette étude, mais font l'objet d'une attention non moins importante quant à leur signification dans la littérature (e.g., Schaltegger & Davies, 2017).

## I.1. Les minéraux datés

Dans les roches métamorphiques, nombreuses sont les phases qui peuvent être exploitées pour effectuer des datations, qu'il s'agisse de minéraux majeurs (grenat, rutile dans une moindre mesure) ou accessoires (zircon, apatite...). Au-delà de la variété des chronomètres (i.e., les différents couples permettant la datation radiométrique), tous ces minéraux ont des comportements différents au cours d'un cycle métamorphique, permettant à priori de pouvoir dater des étapes différentes du cycle. Un aperçu des minéraux sur lesquels la datation a été appliquée dans cette étude (ou du moins tentée) est donné ici, et des synthèses bien plus exhaustives peuvent être trouvées dans le volume édité par Kohn et al. (2017).

### I.1.1. Le grenat

Le grenat est un minéral omniprésent et incontournable dans les roches métamorphiques, présent à de vastes gammes de pression, température et composition chimique (roches mafiques, métapelites...). Depuis les travaux d'Atherton & Edmunds (1966) avec les premiers profils de composition chimique du grenat, la zonation compositionnelle de ce minéral (Figure I.1a), lorsque présente, est une caractéristique largement exploitée dans la reconstitution de l'évolution  $P-T(-X)$  de la roche. Les différentes avancées en thermo- et barométrie permettent en effet d'attribuer à chaque zone du grenat les conditions  $P-T$  qui prévalaient lors de leur croissance. De nombreuses possibilités s'offrent aux pétrologues :

- La partition Fe/Mg entre le grenat et le pyroxène (Krogh Ravna, 2000), la biotite (Ferry & Spear, 1978; Perchuk & Lavrent'eva, 1983; Holdaway, 2000), le mica blanc (Coggon & Holland, 2002).
- L'équilibre avec d'autres phases (e.g., Newton & Haselton, 1981; Krogh Ravna & Terry, 2004).
- La modélisation thermodynamique de l'équilibre des phases avec différents programmes (pseudosections ; e.g., Powell, 1978; Powell & Holland, 1988; Connolly, 2005; de Capitani & Petrakakis, 2010).
- Le partage d'éléments traces (e.g., Pyle & Spear, 1999, 2000; Sun & Liang, 2015).
- La thermo- barométrie élastique basée sur les inclusions de quartz ou de zircon (e.g., Guiraud & Powell, 2006; Kohn, 2014; Angel et al., 2017; Zhong et al., 2019).

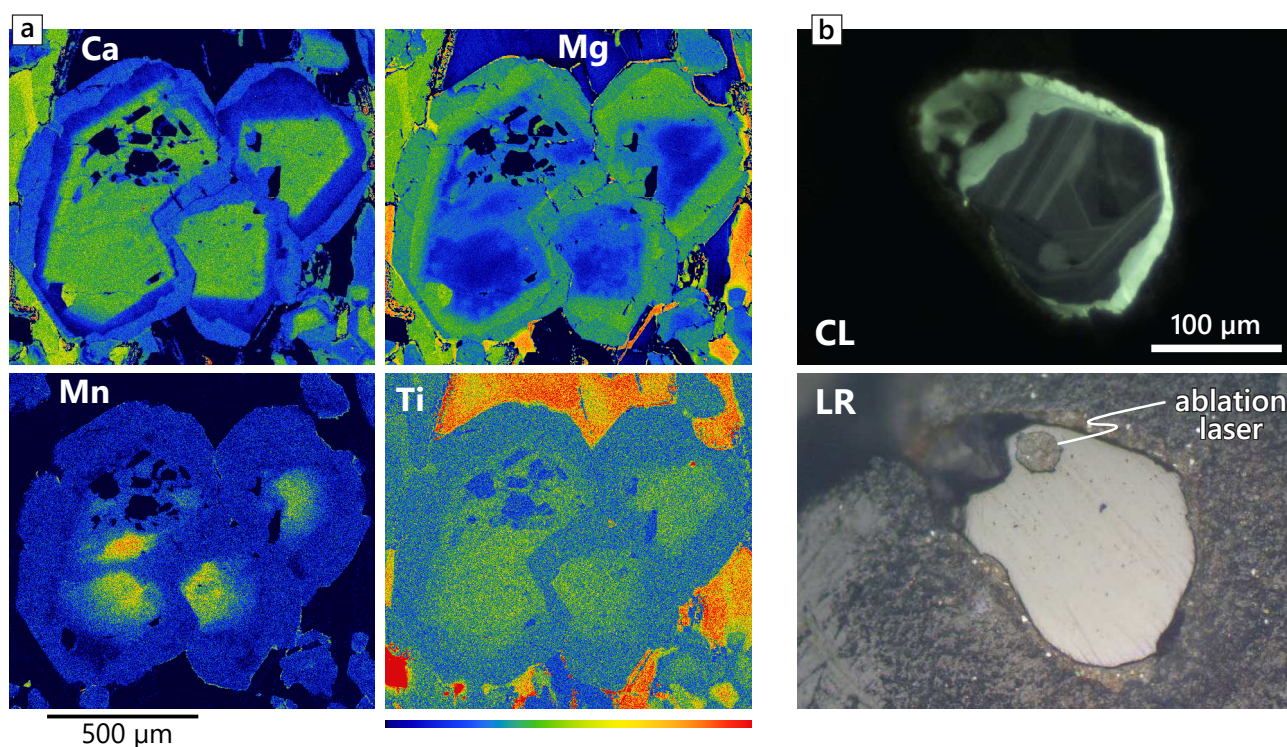


Enfin, il est fréquent que le grenat contienne des inclusions qui, si elles ne sont pas rééquilibrées plus tard dans l'évolution de la roche, reflètent la paragenèse coexistant avec le grenat lors de sa croissance, autre indice et marqueur de l'évolution  $P-T(-X)$  de la roche. Contraindre l'évolution  $P-T$  des roches formées dans les zones de convergence pour étayer les reconstructions géodynamiques nécessite donc de s'attarder sur le grenat, dans les éclogites ou bien dans les gneiss et granulites à grenat.

Une propriété intéressante du grenat est son affinité pour les terres rares (REE, du lanthane au lutécium) dont il est un hôte important voire majoritaire pour les terres rares lourdes (HREE) dans de nombreux types roches dont les éclogites (e.g., Spandler et al., 2003). Outre la possibilité de relier la variation compositionnelle en éléments traces avec les différentes réactions produisant du grenat (Pyle & Spear, 1999; Konrad-Schmolke, Zack, et al., 2008), deux terres rares ont des isotopes radioactifs dont la désintégration permet la datation, le  $^{147}\text{Sm}$  et le  $^{176}\text{Lu}$ . La datation du grenat est appliquée depuis les années 1980 pour le couple Sm–Nd (Griffin & Brueckner, 1980) et les années 1990 pour le couple Lu–Hf (Duchêne et al., 1997). Néanmoins, pour des raisons analytiques détaillées plus loin (cf. Section II.4.2), la datation des grenats est longue, relativement coûteuse et appliquée dans peu de laboratoires, expliquant que les âges sur grenat soient loin d'être systématiques lors de la datation des éclogites. Pourtant, bien que de nombreux points d'ombre peuvent rendre l'interprétation des âges sur grenat parfois peu aisée, ces derniers sont des contraintes  $P-T-t$  de premier ordre et généralement considérés comme robustes. Enfin, la datation du grenat par le couple U–Pb a été récemment développée (Seman et al., 2017; Millonig et al., 2020; Schannor et al., 2021), méthode qui semble plutôt applicable dans les lithologies riches en uranium.

### I.1.2. Le zircon

Le zircon est un nésosilicate de formule cristalline générale  $\text{ZrSiO}_4$  et de système cristallin tétragonal. Ce minéral est très répandu et présent dans une grande variété de roches magmatiques et métamorphiques, et du fait de sa robustesse à de vastes conditions  $P-T$ , se retrouve très souvent sous forme détritique dans les roches sédimentaires. Le zirconium et l'uranium ayant des rayons atomiques similaires et ayant la même valence ( $\text{Zr}^{4+}$  et  $\text{U}^{4+}$ ), l'uranium se substitue très facilement au zirconium dans la structure cristalline. Ceci explique pourquoi le zircon est un important hôte de U voire, dans les lithologies mafiques, le minéral avec les teneurs en U les plus élevées (de la



**Figure I.1.** Zonations dans le grenat et le zircon. (a) Cartes chimiques en Ca, Mg, Mn et Ti d'un grain de grenat (éclogite NO7A). (b) Microphotographie d'un grain de zircon en lumière réfléchie (LR) et en cathodoluminescence (CL), soulignant l'importance de ce type d'imagerie pour le zircon. Le cœur sombre et présentant des zonations oscillatoires est d'origine magmatique tandis que la bordure claire et homogène est métamorphique.

dizaine à  $>500$  ppm dans les échantillons étudiés). De plus, le zircon contient généralement très peu de plomb commun et est donc tout à fait adapté à la géochronologie par la méthode U–Tb–Pb. Sa présence, comme on l'a vu, dans une importante variété de lithologies en fait possiblement le minéral le plus fréquemment daté, surtout depuis le développement de la datation par ablation laser (e.g., Jackson et al., 2004).

Dans les roches métamorphiques dont le protolithe est magmatique, la distinction entre le zircon hérité, magmatique d'origine, et le zircon métamorphique peut se faire grâce aux textures révélées par cathodoluminescence (Figure I.1b ; Corfu et al., 2003) et par le rapport Th/U. Ce dernier est plus faible dans les zircons métamorphiques ( $<0.5$  ; Williams, 2001; Rubatto, 2002) que dans la plupart des zircons magmatiques (0.5–0.8 ; Kohn & Kelly, 2017). Ceci souligne l'importance de l'imagerie sur les minéraux datés pour pouvoir effectuer des analyses géologiquement sensées. Néanmoins, ces seules caractéristiques morphologiques et de rapport Th/U ne permettent pas de faire la distinction entre deux épisodes métamorphiques successifs, et ne sont pas non plus indicatifs du comportement du zircon lors du métamorphisme.

A contrario du grenat, pour lequel les données thermodynamiques permettent de modéliser la croissance au cours d'une évolution  $P-T-X$ , les systématiques de la croissance du zircon sont bien moins contraintes, bien que Kelsey & Powell (2011) aient tenté une approche thermodynamique à ce sujet. Plusieurs mécanismes de croissance ont été suggérés pour le zircon, parmi lesquels :

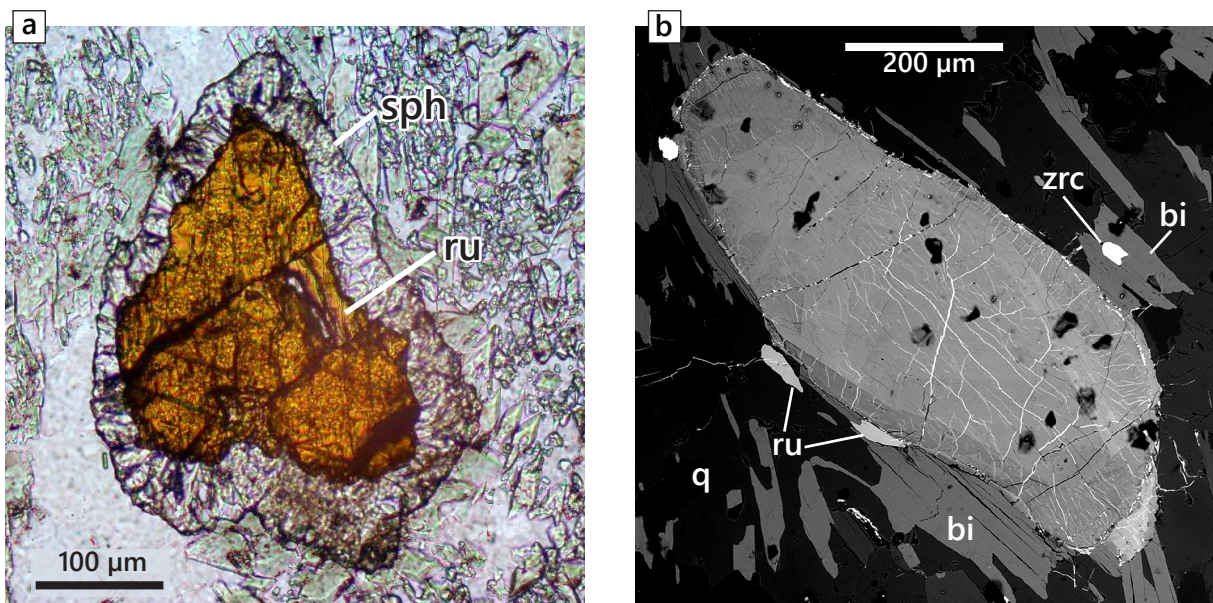
- Dissolution du zircon hérité (d'origine magmatique par exemple) et reprécipitation in-situ, probablement le processus le plus à l'œuvre dans les conditions sub-solidus (Geisler et al., 2003, 2007; Rubatto et al., 2008).
- Croissance en réaction à la dissolution d'une phase contenant du zirconium comme le grenat, le rutile, la biotite, l'ilménite ou la hornblende (Bingen et al., 2001; Degeling et al., 2001; Sláma et al., 2007; Kohn et al., 2015). Cependant, étant données les teneurs en Zr dans ces phases, le volume de zircon produit de cette manière n'est sans doute pas très importante (Sláma et al., 2007) et la teneur en Zr dans plusieurs de ces phases augmentant vers les hautes températures, il est plus probable que ce type de réaction se déroule pendant le refroidissement (Kohn et al., 2015).
- Cristallisation à partir d'un melt (e.g., Hermann & Rubatto, 2003), le zirconium étant très soluble (Rubatto & Hermann, 2007a).
- Enfin, il a été mis en évidence que le zircon peut se transformer par dissolution-précipitation dans les parties les plus endommagées par la radiation à des conditions de basse température (<100–300 °C), qui relèvent de la diagenèse ou de l'hydrothermalisme (Geisler et al., 2003; Hay & Dempster, 2009a, 2009b).

Déterminer quels sont les mécanismes de croissance du zircon, dont les textures peuvent donner des indices, peut ainsi limiter le champ des possibles conditions  $P-T$  lors de cette croissance. Néanmoins, ceci est surtout vrai pour des conditions extrêmes, vers la haute température ou la basse température. Aux conditions sub-solidus, fréquemment rencontrées dans les roches métamorphiques (400–800 °C), ces seuls critères de mécanismes de croissance ne sont pas suffisants pour assigner l'âge obtenu à une portion du chemin  $P-T$ .



### I.1.3. Le rutile

Le rutile est un oxyde de titane de formule  $\text{TiO}_2$  et de système cristallin tétragonal. Dans les éclogites, le rutile est la principale phase titanifère ; plus généralement, le rutile est le polymorphe de  $\text{TiO}_2$  le plus courant (comparé à l'anatase ou la brookite) et le seul à être stable à des conditions  $P$ - $T$  variées, aussi bien dans la croûte que dans le manteau supérieur (Smith et al., 2009; Zack & Kooijman, 2017). Il est généralement stable à haute pression, au-delà de  $\sim 10$ – $15$  kbar (Ernst & Liu, 1998), tandis qu'à plus basse pression, il est remplacé par le sphène ou l'ilménite (Figure I.2a). Le rutile a l'avantage d'être généralement plus abondant que le zircon et peut donc être analysé in-situ en contexte, permettant de garder l'information texturale perdue lors de la séparation des minéraux. Cependant, le rutile a des teneurs en U (de l'ordre de 1–2 ppm) généralement 10 à 100 fois plus faibles que le zircon et contient souvent du plomb commun, rendant sa datation plus difficile et/ou plus imprécise.



**Figure I.2.** (a) Microphotographie (lumière polarisée) d'un grain de rutile et de sa couronne de sphène (éclogite NO7B). (b) Image en électrons rétrodiffusés (BSE) d'un grain d'allanite (gneiss NO5). ru – rutile ; sph – sphène ; zrc – zircon ; q – quartz ; bi – biotite.

### I.1.4. Les autres chronomètres U–Pb

Dans les roches mafiques, d'autres chronomètres U–Pb sont parfois présents et évoqués rapidement. La plupart d'entre eux souffrent du même problème, à savoir la présence d'une quantité non négligeable de plomb commun. Le sphène (titanite,  $\text{CaTiSiO}_4$ ) est une importante phase titanifère dans les roches métamorphiques, où il remplace sous certaines conditions  $P$ – $T$ – $X$  le rutile (Figure I.2a), généralement à plus basses pression et température. Les âges obtenus sur le sphène reflètent donc généralement la partie rétrograde du chemin  $P$ – $T$ . Si dans les roches plus felsiques la monazite est un hôte important de phosphore, dans les roches mafiques c'est souvent l'apatite, de formule  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}/\text{Cl}/\text{OH})$ , qui prédomine (Pochon et al., 2016). L'apatite contient généralement des quantités suffisantes d'uranium pour appliquer la datation U–Pb, y compris in-situ (Pochon et al., 2016), mais du fait de sa structure cristalline très flexible, elle contient souvent des quantités importantes de plomb commun. Enfin, l'allanite (Figure I.2b), de formule  $(\text{Ca},\text{LREE})(\text{Al}_2\text{Fe}^{2+})(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$ , qui fait partie du groupe des épidotes, peut aussi être datée par U–Pb au LA-ICP-MS (Cox et al., 2003).

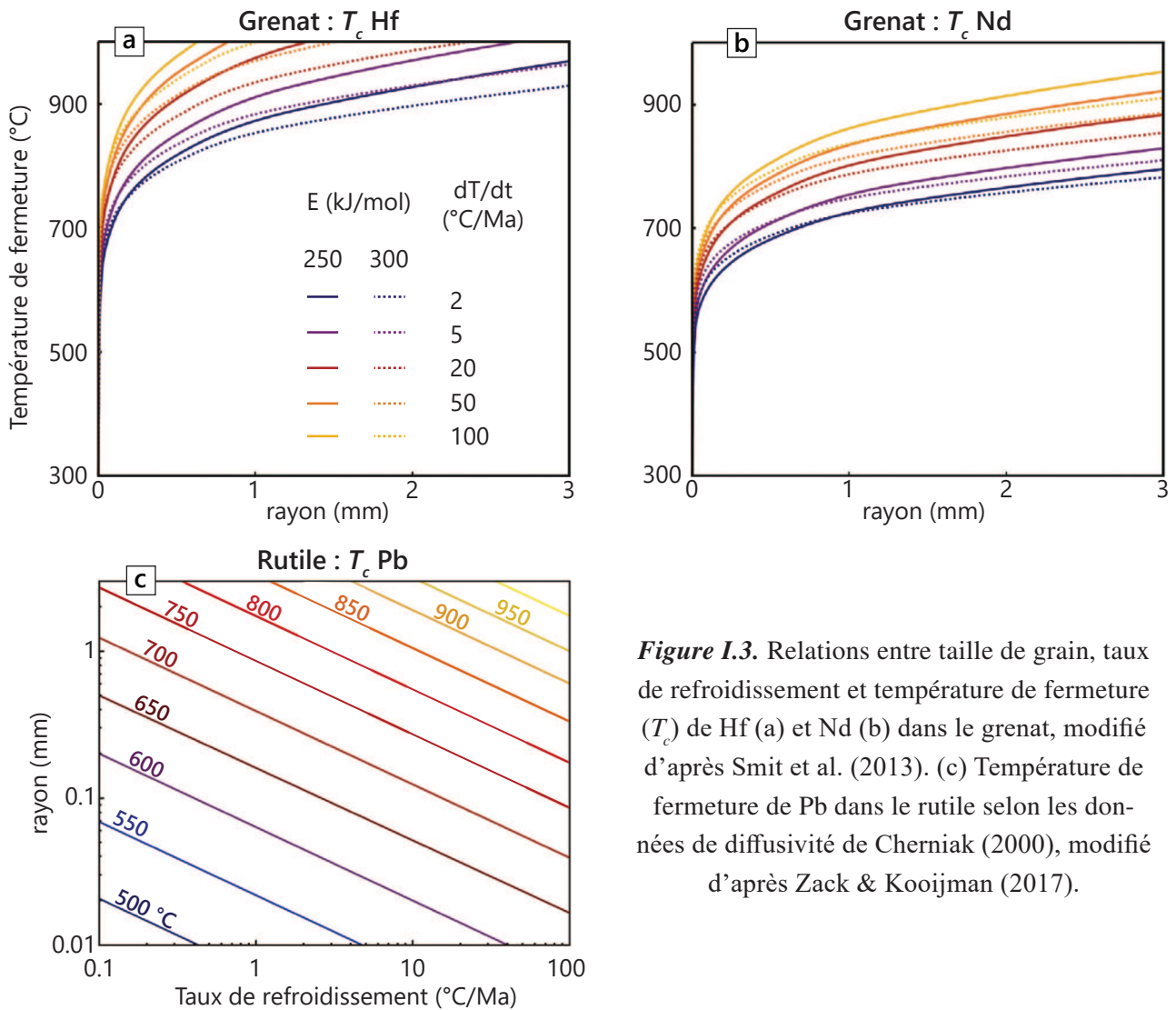
## I.2. Diffusion et température de fermeture

Une caractéristique importante des minéraux datés est leur température de fermeture définie par Dodson (1973) comme « la température d'un système chronologique au temps correspondant à son âge apparent ». Il s'agit de la température en dessous de laquelle le système cristallin retient l'isotope radiogénique, tandis qu'au-dessus, il peut être perdu par diffusion ; passer sous la température de fermeture revient donc à « lancer le chronomètre ».

Dodson (1973) en a produit une définition mathématique, solvable itérativement :

$$T_c = \frac{E/R}{\ln\left(\frac{ART_c^2 D_0/r^2}{EdT/dt}\right)}$$

Avec  $E$  l'énergie d'activation,  $R$  la constante des gaz parfaits,  $A$  un terme géométrique (8.7 pour un plan, 27 pour un cylindre et 55 pour une sphère),  $D_0$  une constante de diffusivité,  $r$  le rayon du grain et  $dT/dt$  le taux de refroidissement. La température de fermeture est propre à chaque minéral mais aussi à chaque élément : par exemple, à taille de grain et taux de refroidissement égaux, la température de fermeture du Pb est plus élevée d'environ 350 °C dans le zircon que dans le rutile (Cherniak, 2000; Cherniak & Watson, 2001) ; dans le grenat, la température de fermeture du Hf



**Figure 1.3.** Relations entre taille de grain, taux de refroidissement et température de fermeture ( $T_c$ ) de Hf (a) et Nd (b) dans le grenat, modifié d'après Smit et al. (2013). (c) Température de fermeture de Pb dans le rutile selon les données de diffusivité de Cherniak (2000), modifié d'après Zack & Kooijman (2017).

est plus élevée que celle du Nd (Smit et al., 2013). Ainsi, en utilisant différents chronomètres qui ont chacun leur propre température de fermeture, il est théoriquement possible d'estimer avec précision le taux de refroidissement de la roche. Si l'exhumation de la roche est accompagnée d'un refroidissement, un taux d'exhumation peut être aussi extrapolé à partir des différents âges obtenus.

La diffusion dans le grenat des REE et du hafnium a été largement étudiée et quantifiée (Tirone et al., 2005; Bloch et al., 2015; Carlson, 2012; Smit et al., 2013). Les estimations des diffusivités dans le grenat sont similaires pour toutes les REE, malgré la décroissance du rayon atomique du lanthane jusqu'au lutécium. Le Hf diffuse quant à lui bien plus lentement que les REE : ces dernières sont toutes trivalentes (mis à part l'Eu qui peut aussi se trouver sous la forme divalente), expliquant leur diffusivité un ordre de grandeur plus faible que celle des cations majeurs divalents ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$ ), mais plus élevée que celle de Hf, qui est tétravalent ( $\text{Hf}^{4+}$ ). Ces diffé-

rences de diffusivité ont deux conséquences principales : (1) même si le grenat est rééquilibré et la zonation en éléments majeurs perdue, la zonation des REE peut subsister. Cependant, relier la variation en éléments traces avec les réactions formant le grenat n'est pas aisé étant donné la variété des possibles mécanismes d'incorporation des REE dans le grenat (e.g., Corrie & Kohn, 2008; Konrad-Schmolke, Zack, et al., 2008; Otamendi et al., 2002; Skora et al., 2006). (2) Du fait de la diffusivité du Hf plus faible que celle de Nd dans le grenat, la température de fermeture du chronomètre Lu–Hf est plus élevée que celle du chronomètre Sm–Nd (Figure I.3a,b). Cette différence est parfois avancée pour expliquer le fait que les dates Sm–Nd et Lu–Hf obtenues à partir d'une même fraction de grenat sont différentes, la date Sm–Nd étant généralement plus jeune que la date Lu–Hf (Anczkiewicz et al., 2012; Smit et al., 2013; Baxter et al., 2017). L'autre raison majeure pour la divergence des dates est la zonation des REE dans le grenat. Ce dernier fractionnant très fortement les HREE, le Lu se retrouve généralement concentré dans le cœur des grenats (Lapen et al., 2003; Skora et al., 2009) tandis que le Sm se retrouve plutôt concentré vers la bordure des grains de grenat. Dans ce cas, la date Lu–Hf se rapproche de l'âge de croissance du cœur du grenat tandis que la date Sm–Nd se rapproche de l'âge de croissance de la bordure du grain, donnant une idée de la durée de croissance du grenat (e.g., Lotout et al., 2018).

Pour le zircon, la diffusivité du Pb est négligeable à des températures inférieures à 900 °C sur des temps géologiques de l'ordre de quelques millions d'années (Cherniak & Watson, 2001; Cherniak, 2010; Rubatto, 2017) ; la date obtenue sur un grain de zircon qui est resté sous cette température devrait donc être l'âge de sa (re) cristallisation. Néanmoins, il est intéressant de noter que les estimations de la diffusivité de certains éléments d'intérêt dans le zircon pour la datation (U, Th) ou pour la thermobarométrie (Ti, cf. section suivante) peuvent varier de plusieurs ordres de grandeur dans les zircons ayant subi de la déformation (Timms et al., 2011), menant potentiellement à des résultats de datation et/ou de thermobarométrie géologiquement insignifiants.

Pour le rutile, la température de fermeture est plus basse (Figure I.3c) : pour des grains de 200  $\mu\text{m}$  de diamètre, elle varie entre 620 et 750 °C pour des taux de refroidissement entre 1 et 100  $^{\circ}\text{C}\cdot\text{Ma}^{-1}$ . Si la température maximale atteinte par la roche étudiée est supérieure à la température de fermeture, la date obtenue sur rutile peut être interprétée comme l'âge du refroidissement ('*cooling age*'). Comme pour le zircon, la température de fermeture de Zr, U et Pb dans le rutile varie selon le taux de déformation du grain (Moore et al., 2020). Pour globalement tous les minéraux, la diffusion

augmente (i.e., la température de fermeture diminue) lorsque le taux de déformation augmente, suggérant de prendre ces paramètres en compte lors de l'utilisation des thermobaromètres ou des géochronomètres.

### I.3. Thermo- et barométrie des minéraux datés

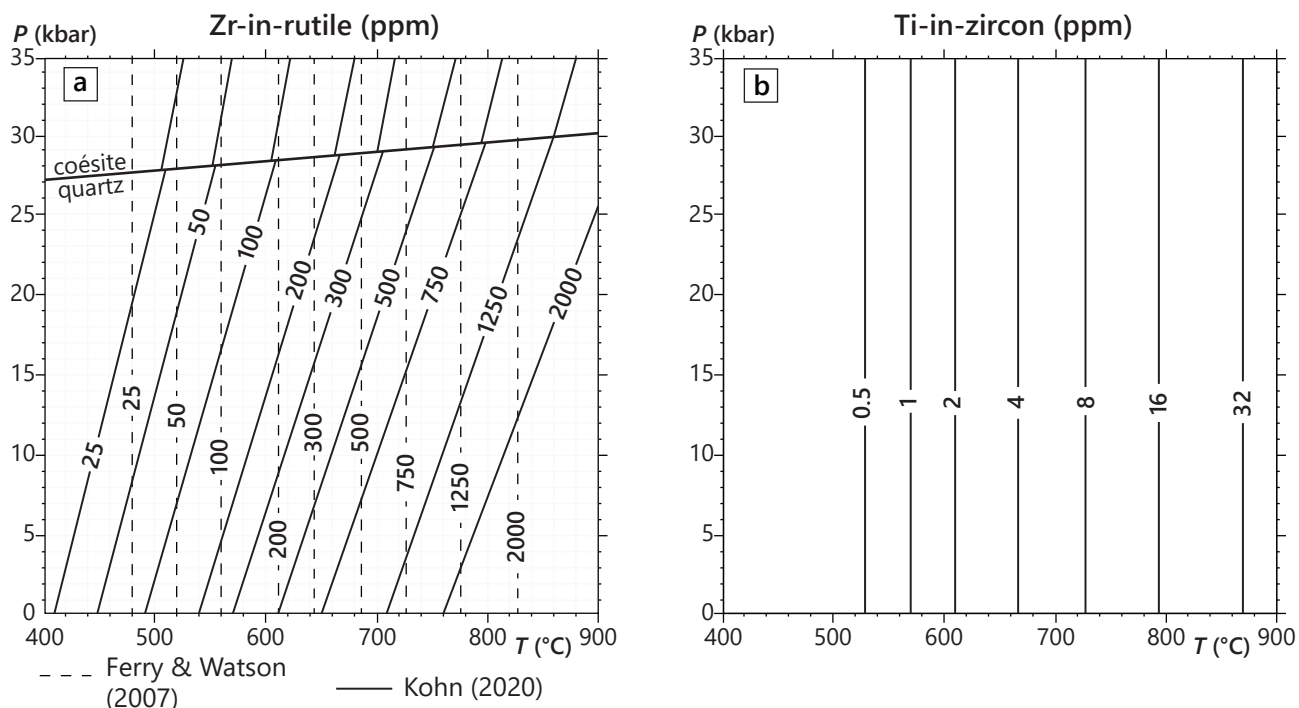
Une approche à priori assez directe à la liaison entre les minéraux datés et l'intégration des dates obtenues à l'évolution  $P$ - $T$  est l'emploi de thermomètres et baromètres calibrés sur ces minéraux.

Le cas du grenat a déjà été évoqué plus haut ; dans la grande majorité des études, les estimations thermo- barométriques obtenues à partir du grenat, quelle que soit la ou les méthodes employées, sont souvent des contraintes de premier ordre sur l'évolution  $P$ - $T$ .

Un thermomètre existe pour le rutile, basé sur l'équilibre  $ZrSiO_4 = ZrO_2^{in\ rutile} + SiO_2$ , et qui relie la température à la concentration en Zr ('Zr-in-rutile'). Plusieurs calibrations (Figure I.4a) ont été proposées depuis la première par Zack et al. (2004), dont celles de Watson et al. (2006) et Ferry & Watson (2007) qui sont équivalentes, celle de Tomkins et al. (2007) qui intègre la dépendance à la pression, et celle de Kohn (2020), aussi dépendante de la pression et potentiellement la plus robuste car basée sur un jeu de données naturelles et expérimentales plus large, surtout vers les basses température (<700 °C).

De manière équivalente, la concentration en Ti dans le zircon suit l'équilibre  $ZrSiO_4 + TiO_2 = ZrTiO_4 + SiO_2$ , correspondant à la substitution  $Ti^{4+} = Si^{4+}$ . Un thermomètre Ti-in-zircon a été calibré avec essentiellement des données expérimentales (Watson et al., 2006; Ferry & Watson, 2007). Néanmoins, aux conditions sub-solidus, les teneurs en Ti dans le zircon sont généralement très faibles, de l'ordre de 0.2–20 ppm, rendant leur quantification souvent bien plus difficile et imprécise que le Zr dans le rutile. A ces faibles concentrations, du fait de la relation logarithmique entre  $[Ti]$  et  $T$ , le thermomètre est très sensible (Figure I.4b). Aussi, les calibrations de Watson et al. (2006) et Ferry & Watson (2007) sont essentiellement basées sur des échantillons naturels et expérimentaux à haute température (>700 °C) et relativement peu à plus faible température, rendant l'extrapolation vers les basses températures possiblement hasardeuse. Enfin, l'effet de la pression sur la substitution est mal compris, d'autant que avec l'augmentation de la pression, la substitution  $Ti^{4+} = Zr^{4+}$  peut jouer un rôle non négligeable dans la concentration totale en Ti (Ferriss et al., 2008), biaisant possiblement les calibrations et donc les résultats de la thermométrie.





**Figure 1.4.** (a) Diagramme  $P$ - $T$  et isoplèthes des thermo-(baro)mètres Zr-in-rutile. La calibration de Ferry & Watson (2007) est en tiretés, celle de Kohn (2020) en traits pleins. (b) Diagramme  $P$ - $T$  et isoplèthes du thermomètre Ti-in-zircon pour la calibration de Ferry & Watson (2007).

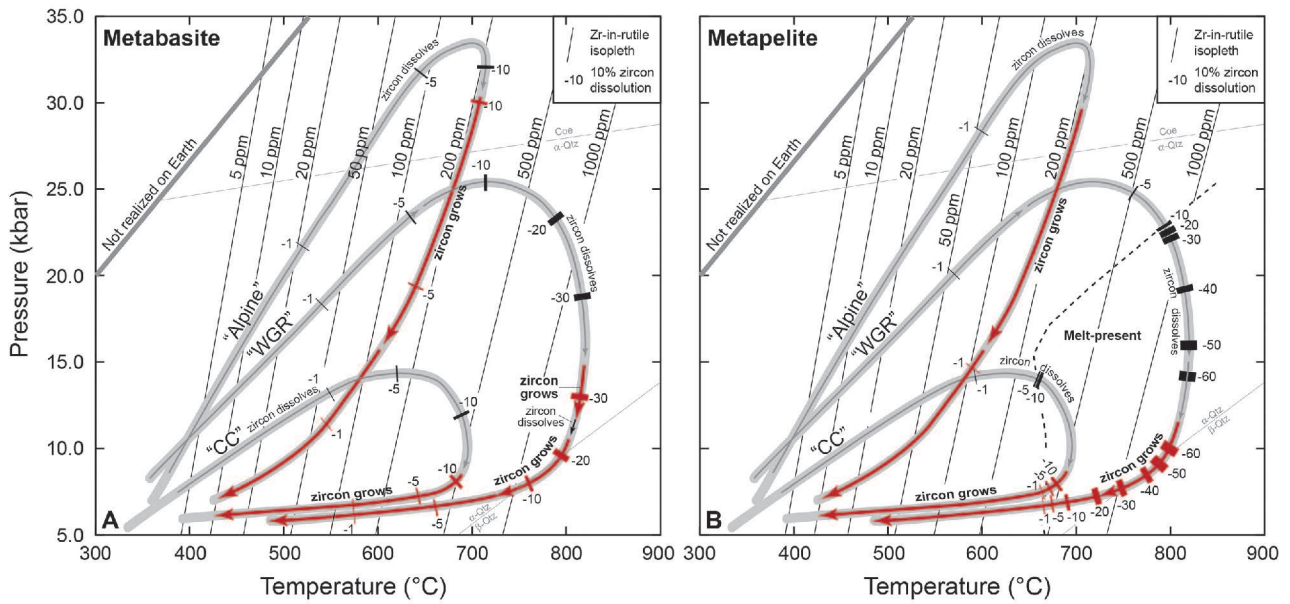
Il est important de souligner que les températures et/ou pressions déterminées grâce à ces thermo-baromètres ne sont pas nécessairement une indication absolue d'un lien entre conditions  $P$ - $T$  et temps. En effet, un découplage peut s'effectuer entre l'élément d'intérêt pour le thermo-baromètre (Zr pour le rutile par exemple) et l'élément-fils du chronomètre (Pb, toujours pour l'exemple du rutile) si les diffusivités de ces éléments sont différentes. Ainsi, tandis que les dates U-Pb sur rutile sont souvent interprétées comme l'âge du refroidissement en-dessous de 600–700 °C (en fonction de la taille des grains et du taux de refroidissement), des études de rutiles naturels ont mis en évidence des températures de formation plus élevées dans le faciès granulite (>1000 °C ; e.g., Kooijman et al., 2012; Ewing et al., 2013). La date et la température obtenues peuvent donc ne pas refléter la même portion du chemin  $P$ - $T$ .

## **I.4. Chronologies relative et absolue : des minéraux majeurs aux accessoires**

Dans le but de relier les données pétrologiques et géochronologiques, une partie importante du travail en pétrochronologie revient à déterminer la chronologie relative de la croissance et de la déstabilisation des différents minéraux d'intérêt, qu'ils soient majeurs ou accessoires. Dans ce cadre, l'observation pétrographique et la détermination des critères texturaux sont primordiaux. Par exemple, il est assez logique de déduire que, si des inclusions de rutile ne sont présentes que dans les bordures des grains de grenat, le grenat a commencé à croître à des conditions auxquelles le rutile est instable, et a fini sa croissance dans le champ de stabilité du rutile. Dater ces inclusions peut contraindre temporellement la fin de croissance du grenat. Le rutile étant souvent abondant, les analyses in-situ, conservant l'information texturale, sont facilement réalisables.

A l'inverse, les lames minces des échantillons pauvres en Zr (typiquement les roches mafiques) contiennent souvent un nombre bien trop faible de zircons pour pouvoir obtenir suffisamment de dates U–Pb pour chaque position texturale observée ; parfois, la détermination de la ou des positions texturales du zircon s'avère difficile. La possibilité grâce à la spectroscopie Raman d'identifier des micro-inclusions dans le zircon peut permettre de déterminer l'assemblage présent lors de la cristallisation du zircon, précieux indice sur les conditions  $P$ – $T$ , et ce même en travaillant sur des grains séparés. Néanmoins, le zircon formant généralement des grains relativement petits (de l'ordre de quelques dizaines à centaines de micromètres), la probabilité qu'il contienne des inclusions est bien plus faible que pour un porphyroblaste de grenat par exemple. Il est rare que les inclusions soient suffisamment grandes pour en donner la composition (à certaines exceptions, e.g., Root et al., 2004).

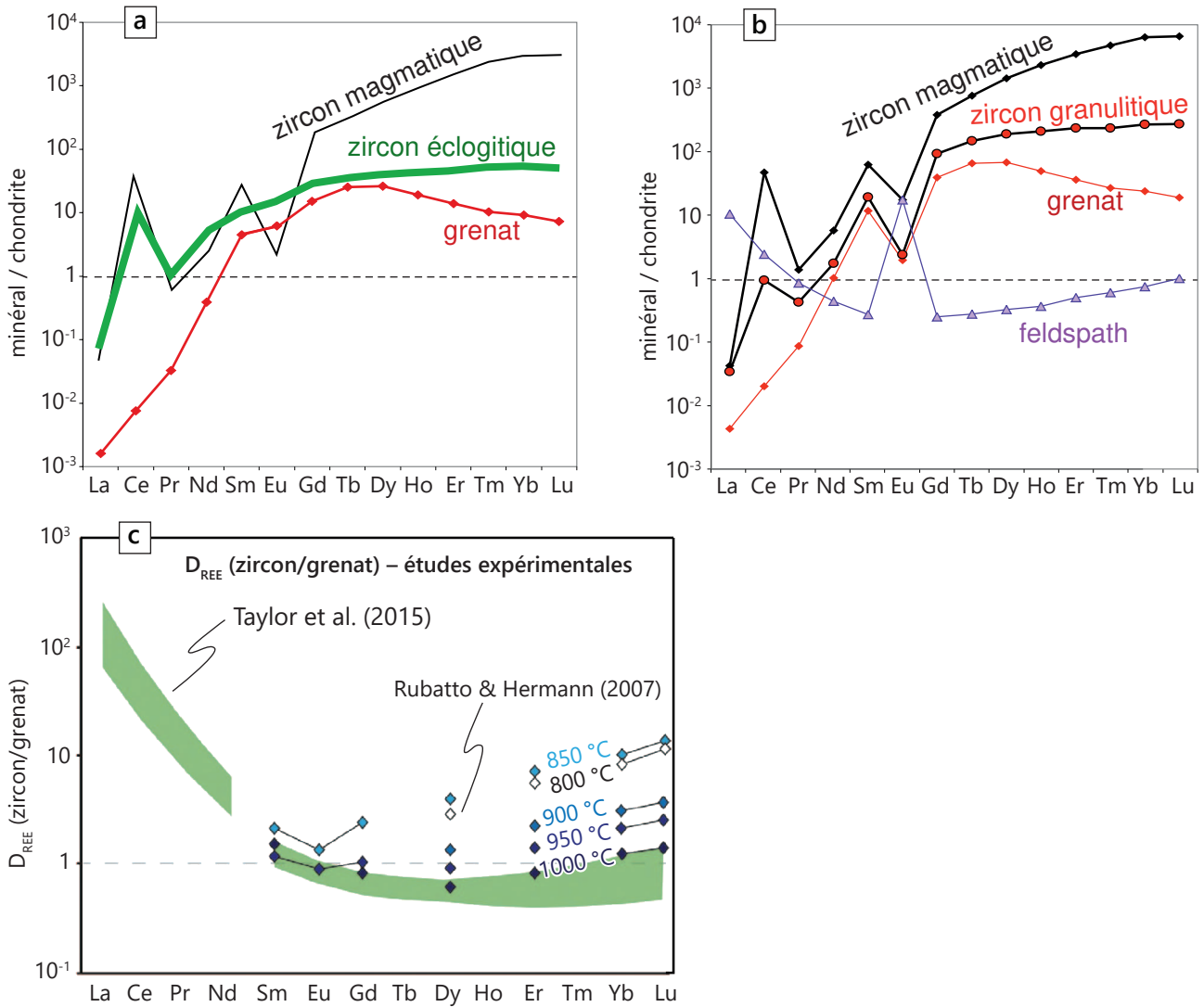
Pour pallier à ce problème d'information texturale insuffisante, des approches quantitatives pour relier stabilité des phases éclogitiques (grenat, rutile et dans une moindre mesure l'amphibole) et stabilité du zircon ont été proposées, notamment grâce aux analyses en éléments traces. Une approche possible se focalise sur le bilan de masse de Zr pendant les réactions produisant lesdites phases éclogitiques, ou inversement, pendant les réactions de déstabilisation des phases de plus bas degré métamorphique. Si les conditions  $P$ – $T$  de ces réactions sont contraintes, il est donc théoriquement possible d'identifier sur quelle(s) portion(s) du chemin  $P$ – $T$  la formation de zircon est la plus probable. En modélisant l'évolution de la paragenèse le long de chemins  $P$ – $T$  issus de contextes



**Figure I.5.** Résultats de la modélisation de Kohn et al. (2015). Déstabilisation et croissance du zircon le long de chemins  $P$ - $T$  représentatifs de l'évolution  $P$ - $T$  observée dans les Alpes ('Alpine'), dans la Région des Gneiss de l'Ouest ('WGR') et dans la modélisation tectono-thermale d'une collision continentale ('CC'), pour une métabasite (a) et une métapélite (b). Pour les deux compositions et sur les trois évolutions  $P$ - $T$  explorées, le zircon est déstabilisé au moins jusqu'au pic de pression et ne croît que pendant la décompression et/ou le refroidissement.

différents (Figure I.5) et en intégrant aux minéraux modélisés une valeur moyenne de concentration en Zr (issue de données naturelles), Kohn et al. (2015) ont suggéré que le zircon est nécessairement déstabilisé pendant l'évolution prograde des roches. Pendant la décompression, la déstabilisation du grenat et du rutile, les hôtes les plus importants de Zr (mis à part le zircon), peut permettre la formation de zircon. Selon les résultats de Kohn et al. (2015), le zircon ne devrait donc pas permettre de dater le pic de métamorphisme. Cependant, d'autres études ont émis des conclusions plus contrastées : en fonction de la réaction de déstabilisation du grenat et des phases formées à cette occasion, le Zr libéré peut se retrouver intégré dans d'autres phases que le zircon (l'orthopyroxène par exemple), limitant la formation de zircon (Degeling et al., 2001). De la même manière, Bingen et al. (2001) ont mis en évidence que la déstabilisation de l'ilménite pendant la phase prograde du métamorphisme peut libérer suffisamment de Zr pour former du zircon.

Un autre lien possible entre zircon et les phases majeures a été proposé, s'appuyant sur le contenu en REE des différentes phases. Un élément de diagnostic dans le spectre des REE est l'anomalie en europium. Le plagioclase fractionne très fortement l'euporium, appauvrissant ainsi la composition de la roche totale et créant une anomalie négative en Eu dans les autres minéraux. Par simple



**Figure I.6.** Spectres des terres rares (normalisés aux valeurs chondritiques) représentatifs pour le zircon et le grenat dans les éclogités (a), le zircon, le grenat et le feldspath dans les granulites (b), modifié d'après Rubatto (2017). Le spectre des REE dans les zircons magmatiques est rajouté comme référence. (c) Comparaison des coefficients de partage des REE (zircon/grenat) de Taylor et al. (2015) et de Rubatto & Hermann (2007a), modifié d'après Taylor et al. (2015).

bilan de masse, un spectre de REE de zircon sans anomalie négative en Eu pourrait donc signifier que ce zircon a cristallisé au-delà du champ de stabilité du plagioclase, possiblement à (U)HP. Un autre élément de diagnostic est la forme du spectre des REE. Ce dernier diffère entre les zircons magmatiques (considérés comme hérités dans les roches métamorphiques), qui ont des rapports Yb/Gd élevés et sont enrichis en HREE par rapport aux MREE (Figure I.6a,b), et les zircons dans les roches à grenat, où les rapports Yb/Gd sont plus faibles et le spectre en HREE est bien plus plat (Rubatto, 2002; Whitehouse & Platt, 2003; Rubatto & Hermann, 2007b). Il a été proposé que pour

les zircons métamorphiques, les HREE « manquantes » sont dans le grenat, qui fractionne fortement ces éléments. Ainsi, la forme du spectre des REE devient un élément de diagnostic pour savoir quand le zircon a cristallisé, en l'occurrence dans le champ de stabilité ou non du grenat. Ceci peut amener à interpréter les dates obtenues sur zircon (associées à des spectres de HREE plats) comme l'âge de la croissance du grenat. Or, pour la plupart des lithologies, le mode de grenat augmente vers les hautes températures et hautes pressions (e.g., Štípská & Powell, 2005; Konrad-Schmolke, O'Brien, et al., 2008). Il n'est donc pas rare que les conditions métamorphiques maximales soient déduites de la composition du grenat, employée dans divers outils thermo-barométriques. Les dates des zircons montrant des spectres plats en HREE peuvent alors être interprétées comme l'âge du métamorphisme éclogitique.

Néanmoins, plusieurs problèmes se posent quant à la partition des HREE entre le grenat et le zircon. D'une part, il est nécessaire de se poser la question du spectre de REE d'un zircon qui cristallise *après* le grenat. Les HREE étant stockées dans le grenat, la composition roche totale en est appauvrie et un zircon néoformé devrait donc montrer un spectre plat pour les HREE. Il n'est pas non plus possible d'exclure la présence temporaire d'autres phases riches en REE telles que le xénotime, et qui peuvent avoir un impact fort sur le partage de ces éléments (Skrzypek et al., 2017). D'autre part, les études visant à quantifier les coefficients de partage des REE entre le zircon et le grenat sont globalement en désaccord (Figure I.6c). Alors que certaines études mettent en avant un fort gradient de fractionnement zircon/grenat entre les REE moyennes et les HREE (Rubatto, 2002; Hermann & Rubatto, 2003), possiblement même dépendant de la température (Rubatto & Hermann, 2007a), d'autres suggèrent des coefficients de partage proches de l'unité pour les REE moyennes à lourdes et indépendants de la température (Taylor et al., 2015). Les mécanismes de substitution impliquant les REE dans le zircon et le grenat dépendent possiblement des conditions  $P-T$  et de la composition chimique effective (Kohn & Kelly, 2017), compliquant l'utilisation du partage des REE entre zircon et grenat. D'autre part, la présence ou non de fluides influe grandement la disponibilité et donc le partage des REE, comme souligné par la comparaison des signatures en REE dans le zircon, la monazite et le grenat dans des roches largement hydratées et des roches anhydres (Tual et al., 2022).

Plusieurs études sur des roches de HP et/ou HT mettent en avant que les éléments de diagnostic basés sur les REE ne sont pas incontestables. En étudiant une éclogite partiellement transformée en

granulite dans le massif de Bohême, Štípská et al. (2016) ont mis en évidence que la majorité des zircons analysés sont hérités du protolithe et ont enregistré l'épisode métamorphique par l'équilibration du couple U–Pb, tandis que la composition originelle du zircon en éléments traces est préservée. Ce découplage exclut donc l'utilisation des REE comme traceur du métamorphisme dans le zircon. Une conclusion similaire a été proposée par Schmädicke et al. (2018) : les zircons analysés dans les éclogites étudiées sont systématiquement 20–30 Ma plus jeunes que le pic du métamorphisme, contraint par une date Sm–Nd sur grenat. Pourtant, certains spectres en REE dans ces zircons semblent caractéristiques de la haute pression (absence d'anomalie en Eu : plagioclase absent) et de la croissance concomitante avec le grenat (spectre des HREE plat). Les auteurs ont alors proposé que le zircon, formé en grande majorité pendant la rétrogression au faciès amphibolite, a conservé la signature en éléments traces du zircon précurseur, qu'il soit magmatique ou formé pendant le pic de pression tandis que le système U–Pb a pu s'équilibrer.

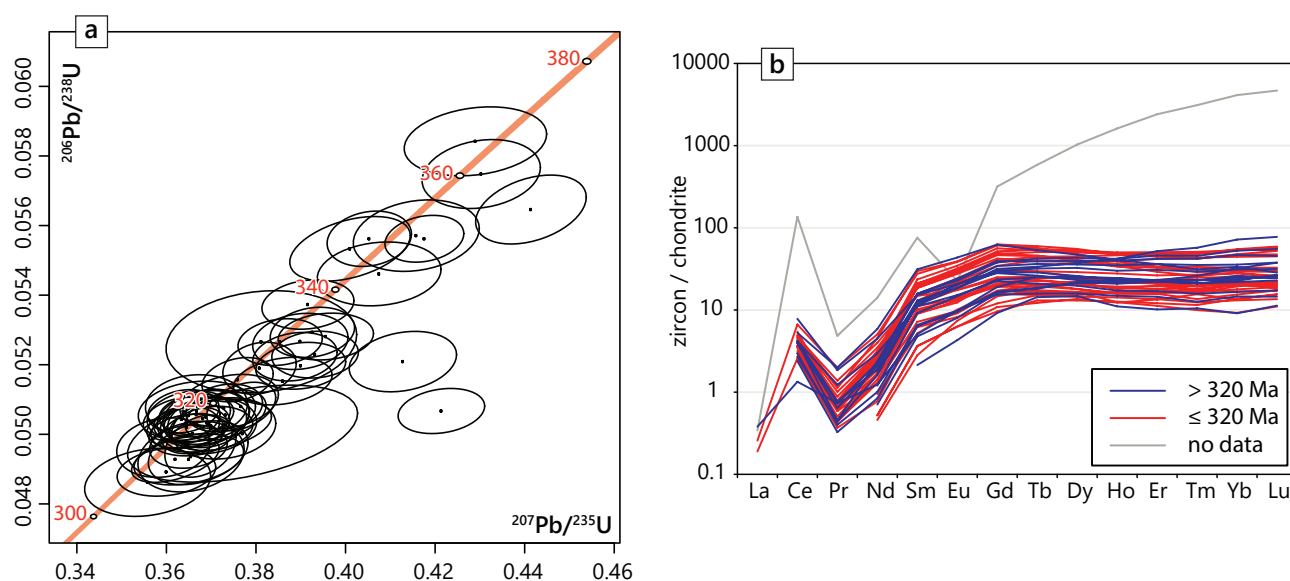
Ces exemples mettent en évidence que l'interprétation des dates obtenues sur zircon dans les éclogites peut être rendue difficile par une multitude de mécanismes qui font dévier le zircon d'un comportement « idéal », où données U–Pb et composition chimique du zircon reflèteraient exactement le même processus et la même phase métamorphique. Dans les cas les plus extrêmes, ces incertitudes peuvent mener à des reconstructions géodynamiques radicalement opposées.

## **I.5. L'exemple de la Montagne Noire (Massif Central)**

La Montagne Noire est un dôme métamorphique migmatitique situé dans le sud du Massif Central et qui contient de rares boudins éclogitiques. Dans la littérature récente, plusieurs vues s'affrontent quant aux conditions  $P$ – $T$ , à l'âge et à la signification du métamorphisme éclogitique. L'idée de cette section n'est pas de faire une review exhaustive de cette littérature, mais d'exemplifier le problème de l'interprétation des dates sur zircon dans ces roches.

Dans les éclogites, les âges apparents des analyses sur zircon s'étalent entre environ 360 et 315 Ma, avec un regroupement d'âges autour de 315 Ma (Figure I.7a). Ces deux valeurs extrémales se retrouvent dans la zone d'étude : les grenats des éclogites ont en effet été datés à  $358 \pm 9$  Ma (Sm–Nd), date interprétée comme l'âge du métamorphisme éclogitique (Faure et al., 2014), tandis que les dates les plus jeunes se retrouvent dans les migmatites, avec une date concordante à  $310 \pm 5$  Ma sur zircon (Pitra et al., 2022), et dans les micaschistes, avec des dates sur monazite autour





**Figure I.7.** Données sur zircon d'une éclogite de la Montagne Noire, tiré de Pitra et al. (2022). (a) Diagramme concordia de Wetherill. (b) Spectres des REE, normalisés aux valeurs chondritiques de McDonough & Sun (1995).

de 320 Ma (Faure et al., 2014). Dans leur étude, Whitney et al. (2015) ont retrouvé ces mêmes âges à 360 et 315 Ma en analysant les zircons des éclogites. Bien que les conditions maximales de température ( $< 800$  °C ; Pitra et al., 2022) ne semblent pas admettre la diffusion du plomb dans le zircon, il est possible que les dates intermédiaires entre 360 et 315 Ma reflètent une perte en plomb partielle, rajeunissant artificiellement l'âge apparent. La modélisation de la perte en plomb de Pitra et al. (2022) met en évidence qu'une rééquilibration isotopique partielle vers 315 Ma des zircons ayant cristallisé à 360 Ma produirait des dates concordantes, du fait de l'incertitude sur les analyses. L'étalement des analyses le long de la concordia ne reflète donc pas nécessairement une croissance prolongée du zircon.

Il est intéressant de noter que, dans les deux études durant lesquelles les éléments traces ont été quantifiés dans les zircons, les spectres en HREE sont plats et ne présentent pas d'anomalie en Eu (Whitney et al., 2015; Pitra et al., 2022 ; Figure I.7b). C'est essentiellement cette observation qui est au cœur de la controverse des âges du métamorphisme, bien que les estimations  $P$ - $T$  du métamorphisme éclogitique soient aussi en désaccord entre les études ( $\sim 21$  kbar pour Pitra et al., 2022 ;  $\sim 14$  kbar pour Whitney et al., 2015). Suivant le schéma de Rubatto (2002), Whitney et al. (2015) ont interprété les dates à 315 Ma comme l'âge du métamorphisme éclogitique, 5–15 Ma avant la migmatitisation et rejetant l'âge sur grenat de 358 Ma de Faure et al. (2014). Sur la base

d'une analyse en éléments traces, les dates vers 360 Ma sont interprétées comme l'âge d'un événement pendant le métamorphisme prograde, à des conditions  $P$ - $T$  de stabilité du plagioclase. Par conséquent, étant donné que la migmatitisation et l'éclogitisation sont très proches spatialement et temporellement, Whitney et al. (2015) ont conclu (1) que le métamorphisme éclogitique a probablement été causé par un épaissement crustal dû à un transfert de matériel dans la croûte inférieure pendant l'effondrement orogénique, et (2) que l'exhumation des éclogites s'est faite pendant la mise en place du dôme migmatitique.

A l'inverse, la comparaison entre les dates obtenues sur zircon (360–315 Ma) et les âges pour le métamorphisme éclogitique (Sm–Nd, 358 Ma) et pour la migmatitisation (310 Ma) a mené Pitra et al. (2022) à avancer que les dates à 315 Ma reflètent une rééquilibration U–Pb par recristallisation des zircons éclogitiques à basse pression et haute température, concomitant à la migmatitisation. Lors de cette rééquilibration isotopique, la composition en éléments traces est préservée. Dans cette vue, les analyses à 360 Ma datent le métamorphisme éclogitique dans une zone de subduction possiblement plus au nord que l'emplacement actuel de la Montagne Noire.

Ces différences extrêmes mettent clairement en évidence que l'interprétation des dates obtenues dans les roches de (U)HP, particulièrement les dates sur zircon, reste délicate et peut avoir des conséquences très importantes sur les reconstructions géodynamiques qui en découlent. Il est donc nécessaire de tester les liens qui sont habituellement utilisés pour concilier les données géochronologiques et pétrologiques.





## Chapitre II

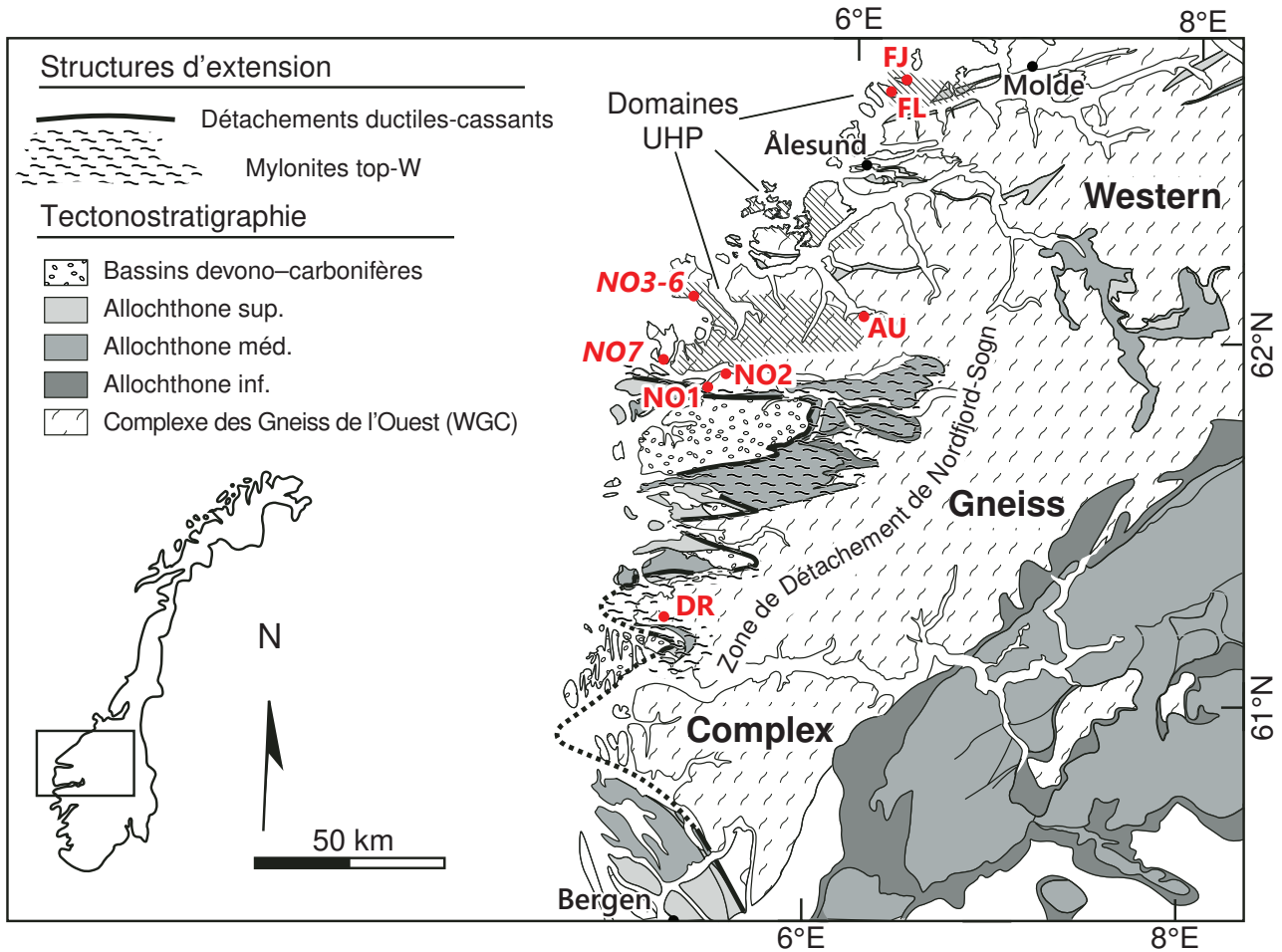
### Matériel et méthodologie

Ce chapitre vise à présenter succinctement les méthodes employées au cours de cette étude. Les détails analytiques ne sont pas présentés dans cette section et pourront être trouvés dans les sections correspondantes des chapitres IV et V (pp. 93–95, 127–130 et p. 166). Les méthodes moins conventionnelles et plus rarement employées dans la littérature (datation du grenat, barométrie des inclusions dans le quartz dans le grenat) sont quant à elles décrites avec plus de détails.

## II.1. Échantillonnage

La stratégie d'échantillonnage a été pensée de manière à avoir le matériel nécessaire pour répondre à la question de fond de la thèse, à savoir quel est l'impact des différentes étapes métamorphiques sur l'enregistrement géochronologique. Pour chaque affleurement visité, plusieurs écoligites ont été échantillonnées, si possible sur le même boudin mafique, à son cœur et à sa bordure, ainsi que la transition entre le boudin mafique et la roche encaissante felsique quand cela était possible. Des échantillons suffisamment volumineux ( $> 1$  L) ont été choisis, de manière à pouvoir en séparer une quantité satisfaisante de minéraux accessoires datables (zircons, sphène, apatite, rutile...). Un total de 51 échantillons provenant de 12 affleurements différents (Figure II.1) a été collecté, pour un total de 82 lames minces. Au final, seuls deux affleurements ont été retenus, pour plusieurs raisons :

- La préservation de l'assemblage écoligitique, difficile à évaluer sur le terrain, s'est avérée insuffisante pour les échantillons de plusieurs affleurements. Ainsi, les échantillons trop rétro-morphosés ont été écartés. La richesse de l'assemblage fut aussi un critère de choix car les estimations  $P-T$  ont plus de chance d'aboutir lorsqu'un assemblage contient un maximum de phases différentes.
- L'homogénéité de l'affleurement sur le terrain. Plusieurs des lentilles écoligétiques échantillonnées sont en effet fortement litées, ce qui laisse le doute quant à l'uniformité et au caractère cogénétique des échantillons à l'échelle de l'affleurement. En effet, à l'échelle d'un même affleurement, des échantillons écoligétiques ayant des protolithes différents entraîneraient de facto plus de difficultés lors de l'interprétation des données pétrologiques et géochronologiques : dans certains cas (textures, variations chimiques), distinguer ce qui relève de l'héritage pré-caldonien des effets du métamorphisme étudié peut s'avérer complexe.



**Figure II.1.** Carte géologique régionale de la Région des Gneiss de l'Ouest d'après Johnston et al. (2007) avec les localités échantillonnées. Les deux affleurements étudiés au cours de la thèse sont en italique. NO1 – Rugsund ; NO2 – Oteren ; NO3-6 – Drage ; NO7 – Vågsberget ; AU – Austefjord ; FL – Flemsøya ; FJ – Fjørtoft ; DR – Drøsdal.

- L'ensemble du travail à fournir sur chaque échantillon (pétrographie, étude pétrologique, séparation, hand-picking et éventuellement montage des minéraux datés puis leur datation, analyse des éléments traces) ne permet pas de couvrir un nombre important d'échantillons au cours de trois années de thèse.

## II.2. Analyses et compositions chimiques

### II.2.1. Roche totale

Des analyses des compositions représentatives de roche totale sont nécessaires aussi bien pour les datations Lu–Hf et Sm–Nd que pour la modélisation de l'équilibre des phases. Néanmoins, la composition ne pouvant refléter des équilibres locaux, ceci est vrai surtout pour les échantillons globalement homogènes à l'échelle de la lame mince, tels que les éclogites fraîches faiblement

litées ou les gneiss. Après broyage au service de séparation des minéraux de Géosciences Rennes, les poudres obtenues ont été envoyées au Service d'Analyse des Roches et Minéraux (SARM, CRPG, CNRS, Nancy) pour quantifier la composition en éléments majeurs et traces. Le fer est traité en deux temps, avec la quantification du Fe total sous forme de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  puis la quantification par titration de FeO. Cependant, le rapport  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$  obtenu ainsi n'est pas nécessairement représentatif des conditions rédox lors du métamorphisme (cf. section II.3.1).

### II.2.2. Analyse des minéraux à la microsonde

La composition en éléments majeurs des minéraux a été déterminée par analyse à la Microsonde Ouest au campus de l'IFREMER de Brest. La microsonde, outre la rapidité des analyses, permet avec son faisceau de 1  $\mu\text{m}$  de diamètre une excellente résolution spatiale lors de l'analyse, et est très peu destructive. L'analyse a été effectuée par dispersion de longueur d'onde (WDS) des rayons X émis par l'échantillon. Les formules structurales des minéraux sont calculées par stœchiométrie à partir de ces analyses, en fixant la quantité d'oxygène. Ces calculs ont été effectués en suivant le formalisme de Guiraud (1986). La quantité de  $\text{Fe}^{3+}$  est calculée par stœchiométrie avec le programme AX de Tim Holland<sup>1</sup>. Pour l'amphibole, la décomposition de la formule structurale en variables compositionnelles a été réalisée avec les feuilles de calcul d'Eleanor Green<sup>2</sup>.

### II.2.3. Analyse des éléments traces au LA-ICP-MS

Les concentrations en éléments traces pouvant être très basses (de l'ordre de la dizaine de ppb pour le Hf dans le grenat par exemple), il est nécessaire d'effectuer ces analyses au LA-ICP-MS (spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif par ablation laser). La mesure quantitative de la teneur en éléments traces se fait en normalisant l'intensité des signaux à un standard interne à la phase analysée. Il s'agit généralement d'un élément dont la teneur est fixée par la stœchiométrie : Zr pour le zircon, Si pour le grenat, Ti pour le rutile. L'analyse des éléments traces pour le zircon et le rutile se fait simultanément à l'analyse isotopique U–Pb afin que la composition chimique et la datation U–Pb soient obtenues à partir du même matériel ablaté (cf. Section II.4.1). Pour le grenat, les variations de concentration en traces, surtout pour les terres rares, ne sont pas nécessairement corrélées à une variation de composition en majeurs et peuvent apparaître en quelques

1 <https://filedn.com/IU1GlyFhv3UuXg5E9dbnWFF/TJBHpages/ax.html>

2 [https://hpxeosandthermocalc.files.wordpress.com/2022/03/amph\\_q1q2.xlsx](https://hpxeosandthermocalc.files.wordpress.com/2022/03/amph_q1q2.xlsx)

micromètres. Il est donc nécessaire d'effectuer les analyses selon un profil continu, en mode raster et non pas via des analyses sur des spots. Ces analyses ont été effectuées à l'Institut des Sciences Géologiques à Cracovie (Académie polonaise des Sciences).

## II.3. Pétrologie

### II.3.1. Modélisation de l'équilibre des phases

Une première approche pour l'estimation  $P$ - $T$ - $X$  de la roche est la modélisation de l'équilibre des phases (pseudosections). Dans cette étude, la modélisation a été effectuée avec le logiciel Theriak/Domino (de Capitani & Petrakakis, 2010) couplé à la base de données thermodynamiques 6.2 (Holland & Powell, 2011). Le calcul de l'équilibre des phases dans Theriak/Domino se fait par minimisation de l'énergie de Gibbs. La modélisation prend tout son sens lorsque l'échantillon permet de retracer la succession des assemblages, grâce notamment aux inclusions. Néanmoins, la modélisation de la chimie du grenat (isoplèthes compositionnelles) est une approximation assez robuste et de toute façon la seule exploitable quand les inclusions sont rares et les phases co-génétiques disparues.

La modélisation thermodynamique est un outil qui peut s'avérer sensible et délicat à utiliser et nécessite de choisir certains paramètres au cas par cas :

- La quantité d'eau dans le système peut être difficile à estimer, d'anhydre à saturé en eau, influant grandement sur la stabilité des phases hydratées mais aussi par extension sur la stabilité et composition des phases anhydres. Typiquement, la présence de nombreux minéraux hydratés suggère potentiellement des conditions de saturation (échantillon NO7A par exemple, Chapitre IV). Pour tous les échantillons sur lesquels la modélisation a été appliquée, des diagrammes  $P$ - $X(\text{H}_2\text{O})$  et  $T$ - $X(\text{H}_2\text{O})$  ont permis d'estimer l'effet de la quantité d'eau sur les assemblages. Le métamorphisme prograde constituant en une série de réactions de déshydratation, considérer que  $\text{H}_2\text{O}$  est en excès jusqu'au pic de métamorphisme est une approximation généralement robuste.
- De la même manière, le rapport  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$  peut aussi avoir une incidence sur la stabilité et/ou la composition de certaines phases pouvant contenir du  $\text{Fe}^{3+}$  mais aussi par ricochet sur l'ensemble de la paragenèse. Comme pour la quantité d'eau, dans chaque échantillon, l'effet de la proportion de  $\text{Fe}^{3+}$  a été évalué dans des diagrammes  $T$ - $X(\text{Fe}^{3+})$  et  $P$ - $X(\text{Fe}^{3+})$  afin d'estimer la valeur la plus probable, c'est-à-dire avec laquelle les modélisations tendent le plus vers les observations.

- L'incertitude sur la composition chimique roche totale (5–25 % d'erreur sur le pourcentage molaire d'oxyde) peut engendrer des erreurs de l'ordre de  $\pm 1$  kbar et  $\pm 50$  °C sur la position d'un assemblage particulier (Palin et al., 2016). Néanmoins, ces erreurs sont absolues, et si toute la modélisation s'effectue dans le même système chimique et de surcroît avec des analyses effectuées sur la même microsonde, les écarts relatifs entre différentes conditions  $P$ – $T$  correspondant aux étapes de la séquence paragéométrique de l'échantillon sont robustes.
- La modélisation repose sur le principe d'équilibre total, or il est possible que certains assemblages ou textures soient issus de micro-équilibres locaux, éventuellement plus petits que l'échelle de la lame mince. Ainsi, les assemblages présents dans les symplectites ou les couronnes réactionnelles autour de certaines phases représentent des équilibres locaux qui ne peuvent être que difficilement modélisés. Aussi, la diffusion lente de cations dans certains minéraux, typiquement le grenat, explique le fractionnement des éléments dans le cœur de ces minéraux (e.g., Menard & Spear, 1993 ; Konrad-Schmolke et al., 2008) avec une disponibilité différente des éléments lors de la suite de la cristallisation. Il est possible de prendre en compte la cristallisation fractionnée du grenat pendant la modélisation. Certaines études mettent en avant des différences entre les résultats avec et sans cristallisation fractionnée essentiellement en pression (e.g., Konrad-Schmolke et al., 2008; Pan et al., 2020) ; ces différences sont de l'ordre des incertitudes inhérentes à la modélisation thermodynamique, soit  $\pm 1$  kbar et  $\pm 50$  °C (Powell & Holland, 2008). Enfin, d'autres minéraux présents en grande quantité peuvent être zonés, tels l'omphacite, complexifiant encore plus la modélisation. Dans cette étude, seul l'échantillon NO7A (Chapitre IV) présente des grenats avec une zonation chimique importante qui pourrait justifier la modélisation avec la cristallisation fractionnée du grenat. Cependant, comme cela est discuté dans ce même chapitre, les différences des résultats entre les deux modélisations (avec et sans cristallisation fractionnée) sont minimales pour cet échantillon et n'impactent pas son évolution  $P$ – $T$ .

### II.3.2. Thermométrie et barométrie

Afin de contraindre au maximum l'évolution  $P$ – $T$  des échantillons, divers thermomètres et baromètres ont été utilisés et confrontés aux résultats de la modélisation thermodynamique. Leur application n'est toutefois pas nécessairement aisée et il convient d'être précautionneux sur le choix des analyses utilisées.

Pour les thermomètres Zr-in-rutile et Ti-in-zircon, évoqués Section I.3, les assemblages doivent être saturés en  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{SiO}_2$  et  $\text{ZrO}_2$ . La présence contigüe de rutile, de quartz et de zircon permet d'estimer les activités de ces oxydes à 1 et d'utiliser ces thermomètres sans modification. Une observation minutieuse des textures et des relations entre ces minéraux est donc nécessaire. Pour les éclogites, un thermobaromètre basé sur le partage de REE entre le grenat et le clinopyroxène existe (Sun & Liang, 2015), mais son usage est restreint à une certaine gamme de composition du grenat et de l'omphacite, ce qui a empêché son utilisation dans les échantillons. De la même manière, bien que cette tâche ne soit jamais évidente, il convient d'estimer au mieux quelles analyses représentent un équilibre entre les phases pour pouvoir utiliser les outils de thermobarométrie de manière cohérente. Dans ces études, des thermobaromètres basés sur les équilibres en éléments majeurs ont également été utilisés : partition Fe/Mg (grenat–biotite, Perchuk & Lavrent'eva, 1983; grenat–mica blanc, Coggon & Holland, 2002) ou sur d'autres réactions (e.g., edenite + albite = richterite + anorthite, Holland & Blundy, 1994). Pour la plupart de ces thermomètres, l'incertitude inhérente à leur calibration est de l'ordre de  $\pm 50$  °C ; leur combinaison, lorsque possible et cohérente, permet toutefois de contraindre un peu plus précisément la température.

Enfin, la barométrie multi-réactionnelle, s'appuyant sur l'ensemble des réactions possibles entre les pôles purs des différentes phases minérales considérées, s'avère utile pour des assemblages pour lesquels il n'existe pas nécessairement de calibration publiée. En utilisant les propriétés thermodynamiques des différentes phases considérées, leurs compositions mesurées permettent de calculer des contraintes d'équilibre qui permettent à leur tour d'estimer les conditions  $P$ – $T$  d'équilibre. Dans cette étude, la barométrie multi-réactionnelle a été réalisée avec le logiciel THERMOCALC 3.50 (Powell & Holland, 1988) et son mode de calcul averageP, couplé à la base de données thermodynamiques 6.2 (Holland & Powell, 2011). Elle a été employée à plusieurs reprises (Chapitres IV et V) pour divers assemblages (clinopyroxène-plagioclase-amphibole dans les symplectites, réactions de déstabilisation du grenat).

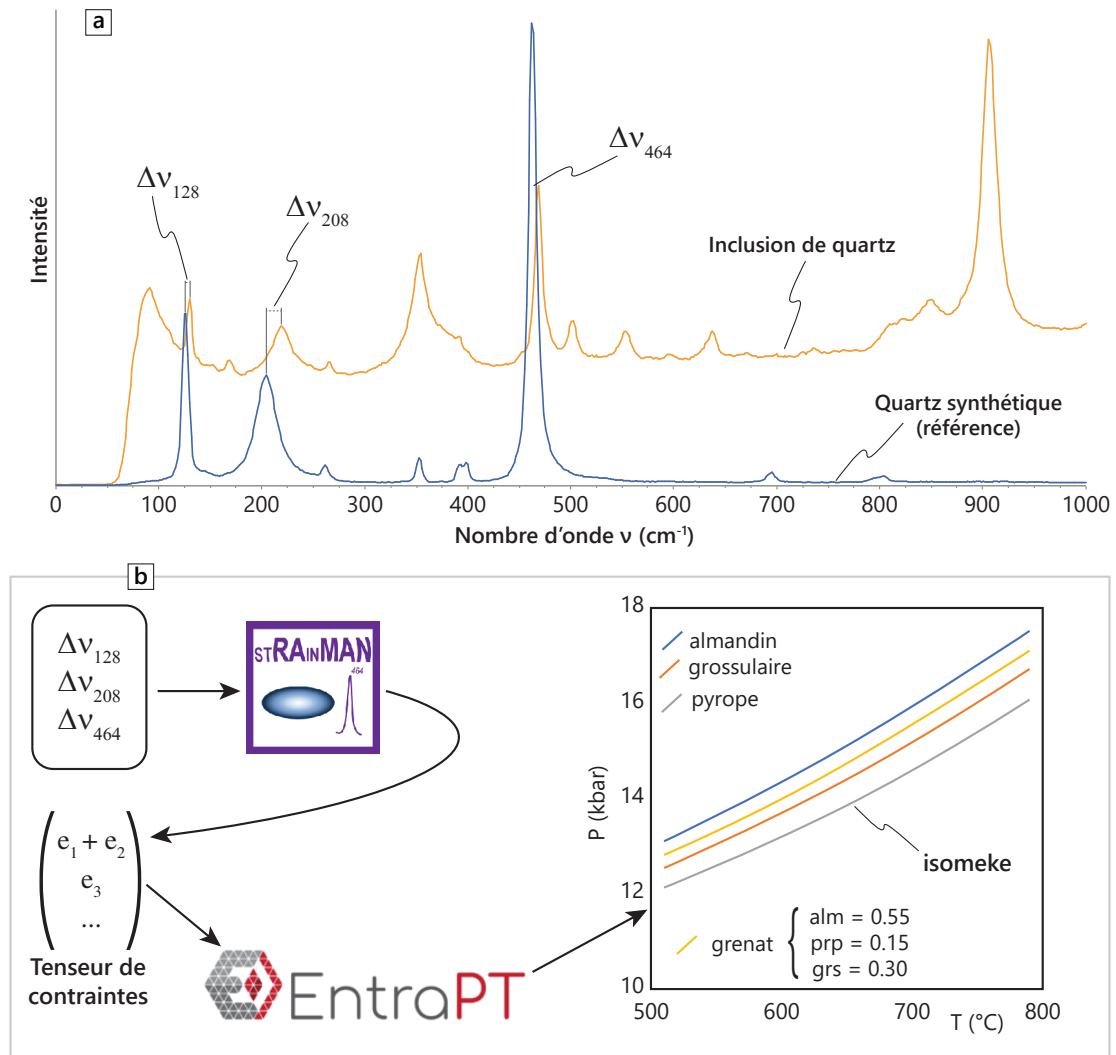
### II.3.3. Barométrie des inclusions de quartz dans le grenat

Une propriété intéressante du quartz est la forte dépendance entre la pression à laquelle il cristallise et sa masse volumique : plus la pression augmente, plus le quartz est dense. Ceci est vrai jusqu'à ce que le quartz ne soit plus stable et se transforme en coésite, polymorphe monoclinique de



SiO<sub>2</sub>, le quartz étant le polymorphe trigonal. Pour un grain de quartz dont les bords seraient libres, dans la matrice par exemple, cette variation volumique est impossible à retracer a posteriori car le volume du quartz s'équilibre facilement avec son environnement immédiat. En revanche, pour un quartz inclus dans une phase résistante et dont la masse volumique varie peu avec la pression (typiquement le grenat), le comportement est différent. Lors du piégeage du grain de quartz par son futur grenat-hôte, il est supposé que le grain de quartz soit à l'équilibre. Le grenat va donc cristalliser autour de l'inclusion selon le volume de cette dernière ; la différence de pression  $\Delta P$  entre la pression sur l'inclusion  $P_{inc}$  et la pression extérieure  $P_{ext}$  est telle que  $\Delta P = P_{inc} - P_{ext} = 0$ . Lorsque par la suite la roche est progressivement exhumée à la surface, l'inclusion de quartz cherchera à équilibrer son volume avec la pression environnante qui diminue. Cependant, le grenat, peu sensible à cette variation de pression et globalement rigide, ne permettra pas à l'inclusion d'augmenter de volume, d'où  $\Delta P \neq 0$ . Or, pour de nombreux minéraux, la pression et/ou de la température peuvent influencer sur la position des différents pics composant leur spectre Raman, induisant un décalage mesurable par rapport à un minéral de référence (Figure II.2a). Plusieurs approches existent pour relier le décalage des pics à la pression sur l'inclusion, dont celle de Guiraud & Powell (2006) complétée par Kohn (2014), qui est basée sur la résolution des équations d'état pression–volume–température, et celle d'Angel et al. (2019), qui traduit le tenseur de Grüneisen (relation entre fréquence de vibration cristalline et variation volumique) en tenseur de contraintes élastiques. La barométrie Quartz-in-garnet (QuiG) consiste à traduire ce tenseur de contraintes en pression lors du piégeage de l'inclusion grâce aux équations d'état pour les différentes phases (quartz, pôles purs du grenat). Suivant le même principe, de la thermométrie peut être effectuée par spectroscopie Raman sur les inclusions de zircon dans le grenat (Kohn, 2014; Zhong et al., 2019) ; pour le zircon, le décalage des pics Raman est plus dépendant de la température que de la pression.

La barométrie QuiG par spectroscopie Raman peut techniquement se réaliser sur des lames minces classiques d'une épaisseur de 30  $\mu\text{m}$  ; c'est ce qui a été fait dans cette étude. Il convient de choisir des inclusions globalement sphériques pour éviter les effets induits par la forme, si possible éloignées de toute fracture du grenat et qui n'affleurent pas à la surface de la lame (e.g., Mazzucchelli et al., 2018). Cependant, Campomenosi et al. (2021) ont avancé que les inclusions dont le centre se trouve à moins de quatre fois leur rayon de la surface de la lame mince pouvaient révéler des pressions artificiellement bien trop basses, impliquant d'utiliser des lames plus épaisses.



**Figure II.2.** (a) Spectres Raman d’une inclusion de quartz dans un grenat de l’échantillon NO7A et du quartz synthétique utilisé comme standard, permettant de calculer le décalage de la position des pics à 128, 207 et 464 cm<sup>-1</sup>. (b) Déroulement du processus de traitement des données Raman avec l’utilisation du logiciel stRAINMAN (Angel et al., 2019) et de la plateforme EntraPT (Mazzucchelli et al., 2021). Le diagramme P–T met en avant la différence entre les pressions obtenues avec les pôles purs du grenat, qui peuvent être pondérées avec la composition mesurée du grenat.

Dans le cadre de ce travail, les analyses ont été réalisées à la plateforme analytique SIR-ScanMAT de l’Université de Rennes 1. L’appareillage utilisé est un spectromètre micro-confocal avec un objectif  $\times 100$  qui permet d’obtenir une résolution latérale (dans le plan focal, i.e., dans le plan de la lame mince) de 1  $\mu\text{m}$  et une résolution axiale (le long du faisceau laser, i.e., en profondeur dans la lame mince) de 3  $\mu\text{m}$ . Avec ces paramètres, la résolution spectrale est de 1.7 cm<sup>-1</sup> sur la gamme -30–1700 cm<sup>-1</sup>. Après calibration de la machine avec un échantillon de silicium pur, la méthode de standardisation la plus simple implique d’utiliser un quartz synthétique afin de pouvoir quantifier au mieux l’évolution au cours de la session analytique du décalage des pics. En effet,

avec l'appareillage utilisé, la lame mince n'est pas située dans une cellule isolée mais à l'air libre. Or, la variation de température dans le laboratoire pendant la session de mesure peut induire des décalages de l'ordre de 2–3  $\text{cm}^{-1}$  sur les pics du spectre Raman, d'un ordre de grandeur similaire aux décalages induits par l'effet de pression sur l'inclusion.

Dans la pratique, les modes Raman les plus distincts et sur lesquels la mesure du pic est la plus facile et précise sont les modes 128.1, 207.3 and 464.8  $\text{cm}^{-1}$ . En effet, les autres modes caractéristiques du quartz, à 696, 797 et 1067  $\text{cm}^{-1}$ , peuvent souvent se retrouver partiellement dissimulés par les pics caractéristiques du grenat ; bien que la résolution axiale lors de la mesure soit inférieure à la taille de l'inclusion de quartz, le spectre de cette dernière est souvent à minima « pollué » par le grenat traversé par le laser. L'analyse spectrale et la détermination des pics des modes Raman a été effectuée avec le logiciel Spectragryph (Menges, 2016). Avec la résolution spectrale et la finesse des pics, une incertitude de 0.3  $\text{cm}^{-1}$  a été appliquée lors du calcul du tenseur de contraintes des inclusions de quartz avec le logiciel stRAinMAN (Angel et al., 2019). Enfin, les possibles conditions  $P$ - $T$  du piégeage du grain de quartz par le grenat (*isomeke*, Figure II.2b) sont calculées sur la plateforme EntraPT<sup>3</sup> (Mazzucchelli et al., 2021), qui utilise les équations d'état d'Angel et al. (2017) pour le quartz et de Milani et al. (2015, 2017) pour les pôles purs du grenat. Ces derniers ayant des propriétés mécaniques et thermo-élastiques différentes, il est nécessaire d'effectuer le calcul des isomekes avec chaque pôle pur puis de pondérer les résultats en utilisant la proportion des pôles purs observée dans l'échantillon. En pratique, les pressions les plus élevées sont obtenues en utilisant l'almandin comme grenat-hôte, tandis que les plus basses sont obtenues avec le pyrope. L'écart de pression à une température donnée entre les résultats avec ces deux pôles purs est de l'ordre de 1–1.5 kbar, ce qui est de l'ordre de l'erreur sur la pression en prenant en compte l'incertitude sur la mesure des pics Raman et du degré de cohérence entre eux.

---

3 <https://www.mineralogylab.com/software/entrapt/>

## II.4. Géochronologie

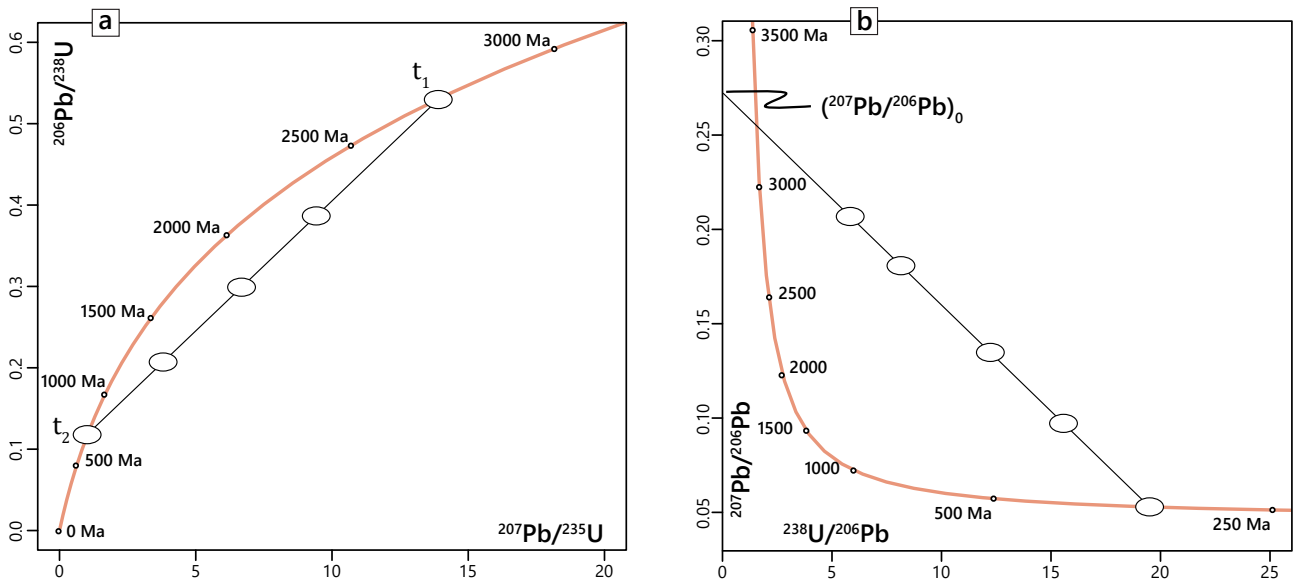
### II.4.1. Datation par les couples U–Pb

#### II.4.1.1 Généralités

L'uranium est l'élément primordial naturel le plus lourd que l'on trouve sur Terre. Il se compose principalement de deux isotopes, tous deux radioactifs, le  $^{238}\text{U}$  et le  $^{235}\text{U}$ . Le premier compose près de 99.3 % de l'uranium naturel, le reste étant presque exclusivement du  $^{235}\text{U}$ . Du fait de sa faible abondance, le  $^{235}\text{U}$  est plus difficile à analyser en routine, souci pallié par le fait que le rapport  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  est constant et a une valeur actuelle de  $137.818 \pm (25)$  (Hiess et al., 2012).

Le  $^{238}\text{U}$  se désintègre par désintégration  $\alpha$  en  $^{234}\text{Th}$ , lui-même radioactif ; la longue chaîne de désintégration de  $^{238}\text{U}$  fait intervenir de très nombreux nucléides, tous radioactifs, jusqu'à former le  $^{206}\text{Pb}$  qui est stable. La constante de désintégration du  $\lambda(^{238}\text{U})$  est égale à  $1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$  (Steiger & Jäger, 1977), ce qui correspond à une demi-vie de  $4.468 \pm (6) \times 10^9 \text{ a}$ . De manière similaire, la chaîne de désintégration du  $^{235}\text{U}$  (qui commence par une désintégration  $\alpha$  en  $^{231}\text{Th}$ ) se termine au  $^{207}\text{Pb}$ , isotope stable ; la constante de désintégration du  $\lambda(^{235}\text{U})$  est égale à  $9.8485 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$  (Steiger & Jäger, 1977), correspondant à une demi-vie de  $704 \pm 1 \times 10^6 \text{ a}$ . Quelle que soit la méthode, la datation s'appuie sur l'équation de désintégration pour calculer l'âge :  $N = N_0 e^{(-\lambda t)}$ , avec  $N$  et  $N_0$  respectivement le nombre d'atomes de l'élément père à l'instant  $t$  et à la fermeture du système,  $\lambda$  la constante de désintégration et  $t$  le temps écoulé depuis la fermeture du système.

L'avantage de la datation U–Pb réside dans ce double système  $^{238}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}$  et  $^{235}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}$ . En mesurant la composition isotopique d'un minéral, on peut donc obtenir deux âges  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . Dans un système idéal (i.e., qui n'a pas subi de réouverture partielle ou de déséquilibre, et sans plomb initial), l'évolution des deux rapports isotopiques au cours du temps est telle, ils définissent dans un diagramme  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  en fonction de  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  une courbe (Figure II.3a), appelée concordia (Wetherill, 1956). Une analyse isotopique qui se trouverait sur cette courbe est dite concordante, tandis qu'elle serait dite discordante si elle se trouvait sous la courbe. Ce diagramme est très efficace pour les systèmes les plus idéaux, c'est-à-dire les minéraux qui ne contiennent pas ou très peu de plomb commun. C'est généralement le cas pour les zircons.



**Figure II.3.** (a) Diagramme concordia de Wetherill. Les analyses à  $t_1$  et  $t_2$  sont concordantes, les autres discordantes. Leur alignement peut signifier que les minéraux cristallisés à  $t_1$  ont subi une perte en plomb à  $t_2$ . (b) Diagramme concordia de Tera-Wasserburg. L'intercept de la droite issue de l'alignement des données avec l'origine définit la composition du plomb commun initial (présent au moment de la fermeture du minéral considéré) tandis que l'intercept avec la concordia donne l'âge de la dernière ouverture isotopique du système. Données hypothétiques.

Il est possible de reporter les mêmes analyses dans un autre diagramme concordia,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  en fonction de  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  (Figure II.3b), dit de Tera & Wasserburg (1972). Contrairement aux analyses dans le diagramme de Wetherill, celles-ci ne sont pas corrigées au plomb commun. Les analyses concordantes seront toujours sur la concordia, tandis que les analyses discordantes définissent par leur alignement la composition isotopique du plomb commun présent au moment de la fermeture isotopique du système. L'intercept inférieur de la discordia avec la concordia donne l'âge de la dernière fermeture isotopique du système.

Les datations U–Pb des différentes phases ont été effectuées par LA-ICP-MS afin d'obtenir la meilleure résolution spatiale possible sur des minéraux potentiellement polymétamorphiques. Aussi, il est possible de dater les minéraux directement sur lame mince, conservant ainsi l'information de la position texturale. L'analyse par LA-ICP-MS a en outre l'avantage d'être rapide, peu coûteuse comparée à la datation à la sonde ionique (SHRIMP) par exemple, souple d'utilisation et avec une préparation des échantillons minimales.

Le LA-ICP-MS, avec le protocole d'analyse développé au sein de la plateforme GeOHeLiS, permet aussi de facilement acquérir à la fois les données isotopiques nécessaires à la géochronolo-

gie et les concentrations en éléments traces pour la pétrochronologie. Il n'est en effet pas rare que les zircons présentent des bordures métamorphiques fines, avec peu de grains se prêtant aux analyses. L'analyse en deux temps, avec une ablation pour les données U–Pb et une deuxième ablation le plus proche possible de la première pour les traces, n'est donc pas toujours réalisable. Avec le protocole appliqué pendant cette étude, dans le même temps d'analyse et sur le même volume de zircon ou de rutile ablaté, plus de masses sont collectées (jusqu'à 28 pour le zircon). Cependant, le temps d'intégration pour chaque masse étant plus faible, cette procédure induit une augmentation de l'incertitude sur les résultats (autour de 5 % d'erreur en moyenne sur l'âge apparent  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  des zircons par exemple) mais permet de relier de façon quasi certaine l'âge d'un domaine d'un minéral avec sa composition en éléments traces.

La bonne résolution spatiale des analyses est rendue possible grâce à l'ablation laser. Le choix du diamètre et de la puissance du faisceau se fait en fonction de la matrice à ablater et surtout de la teneur en éléments radiogéniques : plus un minéral est pauvre en U, plus la quantité de matériel nécessaire pour obtenir un signal exploitable est grande. Un effet de l'ablation laser sur les mesures est le downhole fractionation, expliqué par le fait qu'au fur et à mesure de l'analyse, le trou formé par l'ablation est de plus en plus profond (de l'ordre de 10–20  $\mu\text{m}$ ). L'extraction du matériel est donc de plus en plus faible et cet effet n'est pas identique pour toutes les masses. Le downhole fractionation est pris en compte lors du traitement du signal et est corrigé à partir du signal obtenu sur les standards, en effectuant le traitement des signaux avec le logiciel Iolite dans sa version 4.7 (Paton et al., 2011). La réduction des données a été réalisée avec les procédures de Paton et al. (2010) pour le zircon et de Chew et al. (2014) pour le rutile et le sphène.

#### **II.4.1.2. Séparation des minéraux**

La séparation des minéraux a été effectuée à Géosciences Rennes à partir des mêmes morceaux d'échantillons qui ont servi à déterminer la composition en roche totale. Après broyage des roches, un tri des fractions de différents diamètres est effectué pour extraire la fraction de diamètre <250  $\mu\text{m}$ , sur laquelle la séparation des minéraux est appliquée. Les minéraux les plus denses ont été séparés à la table de Wilfley et avec des liquides de différentes densités. Après ce tri par densité, les minéraux ont été séparés une fois de plus, selon leurs propriétés magnétiques, avec un séparateur de Franz. Enfin, les minéraux d'intérêt (zircon, rutile, apatite, sphène, grenat) ont été sélectionnés à la main sous un microscope binoculaire et montés dans des plots d'époxy, sauf pour le grenat

(cf. Section II.4.2.2). Les plots sont abrasés progressivement pour exposer le cœur des minéraux montés, suivi d'un polissage avec une suspension diamantée de 1  $\mu\text{m}$ . Pour les zircons et les apatites, la cathodoluminescence permet de révéler les zonations internes qui reflètent généralement différents stades de croissance (Corfu et al., 2003).

## II.4.2. Datation par les couples Lu–Hf et Sm–Nd

### II.4.2.1. Généralités

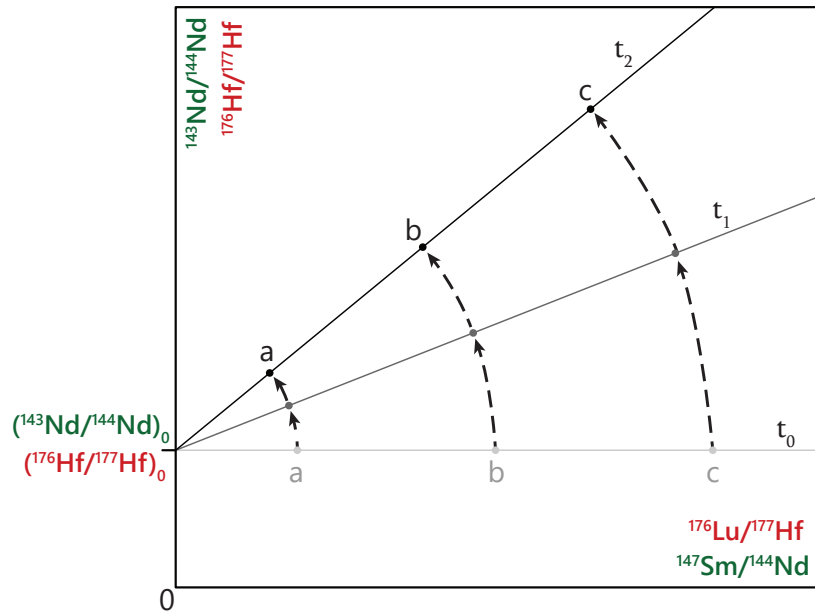
Parmi l'étendue des méthodes radiométriques existantes, deux couples sont d'un intérêt tout particulier pour les roches à grenat que sont les éclogites. Il s'agit des couples Lu–Hf et Sm–Nd, qui ont tous les deux un élément de la famille des lanthanides comme élément-père. Le grenat, minéral métamorphique par excellence, fractionne fortement les terres rares et plus spécifiquement les terres rares lourdes et contient à l'inverse très peu de néodyme et d'hafnium. De fait, il présente des rapports de concentration Lu/Hf et Sm/Nd généralement plus élevés que les autres minéraux et que la roche totale, permettant de définir des isochrones robustes statistiquement.

Le samarium naturel comporte plusieurs isotopes stables ( $^{144}\text{Sm}$ ,  $^{149}\text{Sm}$ ,  $^{150}\text{Sm}$ ,  $^{152}\text{Sm}$  et  $^{154}\text{Sm}$ ) et deux isotopes radioactifs,  $^{148}\text{Sm}$  et  $^{147}\text{Sm}$ . Ce dernier se désintègre en  $^{143}\text{Nd}$  par désintégration  $\alpha$  selon une constante de désintégration  $\lambda(^{147}\text{Sm}) = 6.554 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$  (Lugmair & Marti, 1978), soit une période radioactive de  $106.0 \pm 0.8 \times 10^9 \text{ a}$ .

Le lutécium naturel comporte quant à lui deux isotopes, l'un stable ( $^{175}\text{Lu}$ , abondance de 97.4 %) et l'autre radioactif, le  $^{176}\text{Lu}$ . Ce dernier se désintègre en  $^{176}\text{Hf}$  par désintégration  $\beta^-$  selon une constante de désintégration  $\lambda(^{176}\text{Lu}) = 1.865 \pm 0.015 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$  (Scherer et al., 2001) correspondant à une période radioactive de  $37.2 \pm 0.3 \times 10^9 \text{ a}$ .

Dans les deux cas, la datation se fait par la méthode isochrone : plusieurs fractions (ici clinopyroxène ou amphibole, roche totale et grenat), qui ont des rapports Lu/Hf ou Sm/Nd différents, sont analysées (Figure II.4). A la fermeture isotopique du système ( $t_0$ ), toutes les fractions ont le même rapport initial  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  ou  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  car elles sont considérées à l'équilibre. Au cours du temps, du fait de la désintégration des éléments pères  $^{176}\text{Lu}$  et  $^{147}\text{Sm}$ , les rapports  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  et  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  diminuent tandis que les rapports  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  augmentent ( $^{177}\text{Hf}$  et  $^{144}\text{Nd}$  étant des isotopes stables). A moins d'un déséquilibre (ouverture partielle du système...), les trois fractions sont à chaque instant alignées et définissent une droite dont la pente  $a$  est telle que  $a = e^{\lambda t} - 1$ , avec





**Figure II.4.** Diagramme isochrone schématisique pour le couple Lu–Hf (rouge) ou le couple Sm–Nd (vert) et évolution des rapports isotopiques pour trois phases a, b et c. Dans le cas de la datation des éclogites, la phase a (avec les rapports  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  ou  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  les plus bas) est généralement le clinopyroxène ou l’amphibole, la phase b est la roche totale et la phase c (avec les rapports  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  ou  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  les plus hauts) le grenat.

$\lambda$  la constante de désintégration radioactive de  $^{176}\text{Lu}$  ou  $^{147}\text{Sm}$  selon la méthode, permettant ainsi de retrouver le temps  $t$  écoulé depuis la fermeture du système.

Contrairement aux couples U–Pb, où les masses des éléments pères et des éléments fils sont bien différentes et globalement dépourvues d’isobares (i.e., des noyaux de même masse mais avec un nombre différent de protons, donc appartenant à des éléments différents), l’analyse isotopique des deux couples Lu–Hf et Sm–Nd est rendue plus difficile par la présence d’isobares. Ainsi, l’analyse en une fois des masses d’intérêt pour la méthode Sm–Nd (i.e.,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{144}\text{Nd}$  et l’isotope stable  $^{143}\text{Nd}$ ) est rendue impossible par les interférences issues de la présence de  $^{144}\text{Sm}$ . De la même manière, pour la méthode Lu–Hf, les isotopes  $^{176}\text{Yb}$  et  $^{176}\text{Hf}$  viennent perturber la mesure de  $^{176}\text{Lu}$ . De fait, les fractions de grenat, de clinopyroxène ou de roche totale doivent préalablement à toute mesure isotopique faire l’objet d’une séparation élémentaire pour pouvoir mesurer ensuite la composition isotopique de chaque élément (Sm, Nd, Lu et Hf) séparément. A ce problème purement physique s’ajoute la présence possible d’inclusions dans le grenat, qui peuvent fractionner différemment les quatre éléments. Si les inclusions ont le même âge que le grenat, les rapports Sm/Nd et Lu/Hf des fractions seraient diminués ou augmentés et toujours sur l’isochrone, avec peu d’incidence sur



l'âge obtenu mais augmentant significativement l'erreur sur l'âge (Baxter et al., 2017). Cependant, des inclusions héritées ou plus jeunes que le grenat (dans les fractures par exemple) fausseraient inévitablement l'âge obtenu. Ainsi, la datation Sm–Nd est bien plus difficile à appliquer quand le grenat comporte des inclusions de phases telles que le sphène ou l'épidote, fréquentes dans les roches basiques, qui fractionnent fortement le samarium et le néodyme entre autres. Quelle que soit la méthode de datation appliquée (Lu–Hf, Sm–Nd ou combinaison des deux), les échantillons doivent faire l'objet d'un hand-picking minutieux pour écarter au maximum les inclusions et autres impuretés, suivi de dissolutions partielles pour éliminer autant que possible les inclusions restantes, et enfin une séparation élémentaire pour pouvoir ensuite mesurer les compositions isotopiques par dilution isotopique.

Pour la méthode Lu–Hf, le problème des inclusions *peut* être contourné avec la datation in-situ par ablation laser. Ainsi, grâce aux propriétés chimiques différentes du lutécium, de l'hafnium et de l'ytterbium, en utilisant lors de l'analyse des gaz qui vont réagir différemment avec ces trois éléments (l'ammoniac  $\text{NH}_3$  par exemple), il est possible de mesurer la concentration en  $^{176}\text{Hf}$  sans interférence isobarique du  $^{176}\text{Lu}$  et du  $^{176}\text{Yb}$ , car chaque élément va engendrer des produits de réaction différents (Simpson et al., 2021; Tamblyn et al., 2021). Cependant, cette méthode n'en est qu'à ses débuts et nécessite un spectromètre de masse travaillant en tandem (ICP-MS/MS), pour l'instant très peu répandu. De plus, les âges obtenus souffrent d'une incertitude bien plus élevée que les âges obtenus après séparation élémentaire, avec une moyenne de 10 % d'erreur ( $2\sigma$ ) pour les résultats de Tamblyn et al. (2021). Ceci exclut pour l'instant l'utilisation de cette méthode pour la datation des différents événements métamorphiques au sein d'un même cycle orogénique.

#### II.4.2.2. Application aux échantillons

La datation du grenat nécessite comme pour les géochronomètres U–Pb un broyage de la roche suivi d'une séparation des minéraux. Du fait des propriétés magnétiques du grenat, il peut être très facilement séparé des autres phases éclogitiques, qui, mis à part le quartz, ont tous des densités élevées ( $> 3$ ) et assez proches. Le hand-picking est une étape très longue de la datation des grenats, d'autant plus si les grains contiennent des inclusions et sont petits. Alors que quelques dizaines de grains de rutile ou de zircon peuvent suffire à obtenir des âges robustes, chaque fraction de grenat d'environ 70 mg représente environ 4000 grains de 200  $\mu\text{m}$  de diamètre. Cette masse de 70 mg est un minimum afin d'obtenir des quantités suffisantes de chaque élément pour l'analyse isotopique.

Pour augmenter la précision des isochrones et aussi pallier une possible erreur de manipulation, chaque échantillon daté se compose de trois fractions de grenat (soit plus de 200 mg de grenat au total), d'une fraction de roche totale (100 mg de poudre représentative) et si possible d'une fraction à faible rapport Lu/Hf ou Sm/Nd, généralement l'amphibole ou le clinopyroxène.

Bien qu'un minutieux hand-picking excluant les grains de grenat présentant des inclusions soit la première solution pour éviter la contamination par d'autres phases, cette étape n'est pas suffisante du simple fait de la présence de micro-inclusions très difficilement discernables au microscope binoculaire (e.g., Anczkiewicz & Thirlwall, 2003). Afin de purifier au maximum les fractions de grenat et de clinopyroxène ou d'amphibole, différents acides sont utilisés pour dissoudre au maximum les phases contaminantes. La méthodologie utilisée au cours de cette étude et décrite ci-dessous est celle développée par Anczkiewicz & Thirlwall (2003) et modifiée par Anczkiewicz et al. (2004). Une première dissolution à l'acide sulfurique concentré ( $H_2SO_4$  à 96 %) sur plaque chauffante pendant 24 h permet d'éliminer efficacement les phosphates comme la monazite, l'apatite ou le xénotime. Les fractions sont ensuite rincées et nettoyées au bain à ultrasons pendant 15 minutes à l'acétone puis à l'éthanol. Les fractions sont pesées avant et après l'ajout des traceurs isotopiques ( $^{180}Hf$  et  $^{176}Lu$ ,  $^{150}Nd$  et  $^{149}Sm$ ). Les fluorides sont quant à eux éliminés grâce à une dissolution avec de l'acide nitrique ( $HNO_3$ ) concentré à 140 °C pendant 24 h. Après évaporation, un mélange 6N HCl : 0.1N HF à 140 °C pendant 48 h permet d'assurer la dissolution complète de l'échantillon et ainsi la bonne équilibration entre l'échantillon et les traceurs isotopiques. La séparation de l'hafnium d'une part, du lutécium et de l'ytterbium d'autre part et des terres rares légères se fait par des colonnes à résine d'échangeuse d'ions. La séparation de l'hafnium des autres HFSE, du lutécium de l'ytterbium, et du samarium du néodyme se fait de la même manière avec des colonnes plus petites et en utilisant une résine à maille plus fine. Après toutes ces opérations, les fractions sont prêtes à être analysées.

Les analyses isotopiques pour Nd, Sm, Lu et Hf ont été réalisées avec un MC-ICP-MS (Multi Collector-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) Neptune+ de ThermoFischer à la plateforme analytique AETE-ISO de l'OREME à Montpellier. Contrairement à un ICP-MS standard, un MC-ICP-MS possède plusieurs collecteurs qui vont être dédiés chacun à une masse en particulier. La précision sur les concentrations ou les rapports isotopiques est donc plus élevée. Afin de maximiser le signal et réduire les interférences dues aux oxydes des solvants, les fractions dissoutes

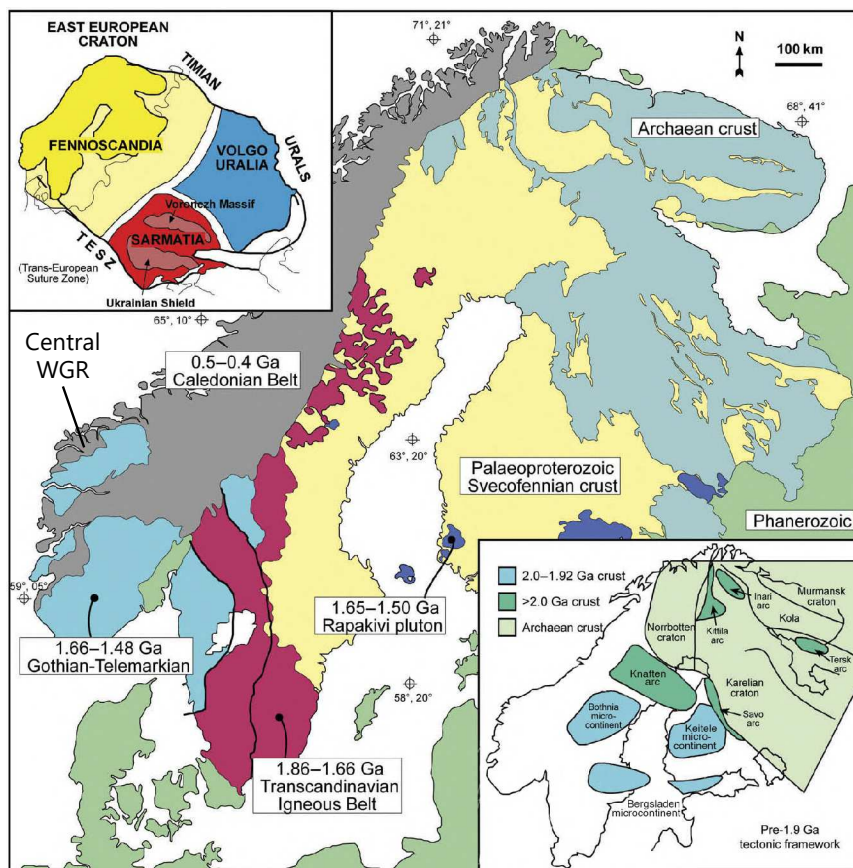
dans de l'acide ( $\text{HNO}_3$  ou  $\text{HNO}_3+\text{HF}$  pour l'hafnium) passent dans un nébuliseur désolvant de haute sensibilité (Teledyne AridusII) avant d'être introduits dans le MC-ICP-MS. Avec ce protocole de mesure, l'erreur  $2\sigma$  sur les rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  et  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  est de l'ordre de  $2-5 \times 10^{-3} \%$ . Dans le cadre de ce travail, le traitement des données a été effectué par Robert Anczkiewicz selon les procédures détaillées dans Thirlwall & Anczkiewicz (2004).

## Chapitre III

### La Région des Gneiss de l'Ouest au sein des Calédonides : contexte géologique

### III.1. Vue d'ensemble et histoire précambrienne

La Norvège actuelle se situe sur la marge sud-ouest du craton fennoscandien. Le cœur de ce craton est composé de croûte archéenne (Figure III.1) toujours affleurante en Carélie et dans la péninsule de Kola et dont l'amalgamation lors de l'orogénèse svécofennienne correspond à la formation du super continent Columbia (2.0–1.8 Ga). L'accrétion du craton fennoscandien s'est faite en plusieurs phases entre 1900 et 900 Ma, progressant vers l'actuel ouest (e.g., Bingen et al., 2008). Sans entrer dans les détails de chacune de ces phases (cf. Roberts & Slagstad, 2015), celles-ci sont, dans l'ordre : la Transscandinavian Igneous Belt (1.86–1.66 Ga), l'orogénèse gothienne (essentiellement du magmatisme d'arc continental, 1.66–1.52 Ga), l'accrétion du terrane de Telemark (1.52–1.48 Ga), l'orogénèse hallandienne-danopolonienne visible dans le sud de la Suède (1.47–1.38 Ga) et l'orogénèse svéconorvégienne (1.15–0.90 Ga). Cette dernière phase correspond à l'amalgamation du super continent Rodinia.

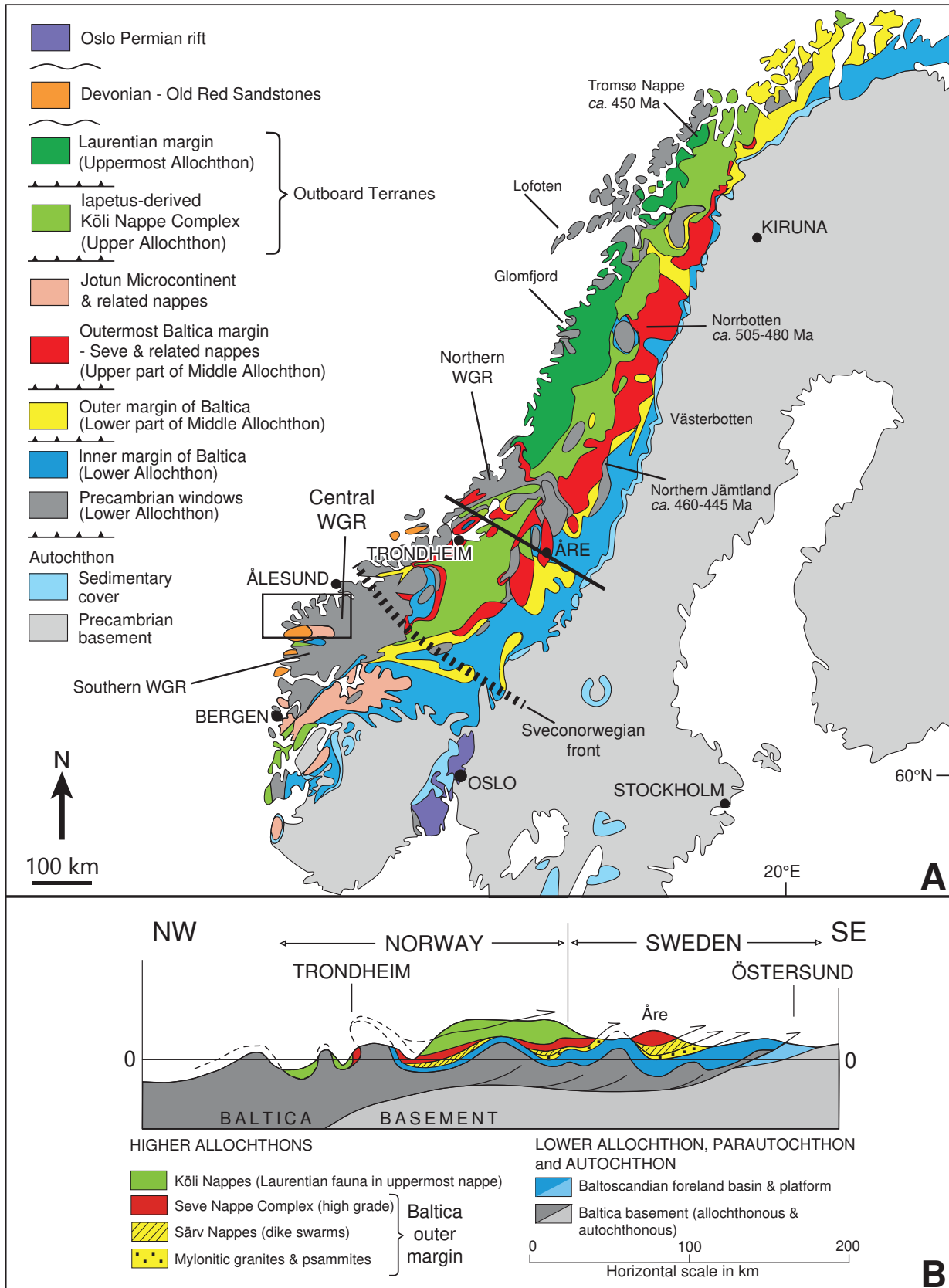


**Figure III.1.** Carte du craton fennoscandien et de ses différents domaines accrétés de Roberts & Slagstad (2015) d'après Korja et al. (2006), Bingen, Andersson, et al. (2008) et Bogdanova et al. (2008).

Dans la Région des Gneiss de l'Ouest (Western Gneiss Region, WGR), la grande majorité des roches sont issues de l'orogénèse gothienne (environ 80 % ; e.g., Skår, 2000). Il s'agit de granites, granodiorites et diorites (Bryhni, 1966; Kildal, 1969; Lutro & Tveten, 1996) dont l'emplacement est daté par U–Pb sur zircon, monazite ou titanite entre 1690 et 1620 Ma (Tucker et al., 1987; Tucker & Krogh, 1988; Tucker et al., 1990; Skår et al., 1994; Skår, 1998; Skår & Pedersen, 2003; Corfu, Austrheim, et al., 2014). Ces différents plutons et batholithes sont progressivement déformés au cours des différents épisodes orogéniques, les transformant en orthogneiss et gneiss ocellés, couramment appelés le Complexe des Gneiss de l'Ouest (Western Gneiss Complex, WGC) pour les différencier de la WGR, qui correspond à la fenêtre à travers les nappes jusqu'au socle. La WGR est généralement segmentée en trois (Wiest et al., 2021), avec (1) la WGR septentrionale au nord de Trondheim, (2) la WGR centrale qui s'étend de la zone de faille de Møre-Trøndelag près de Trondheim au nord jusqu'à la zone de cisaillement mylonitique de Nordfjord au sud (globalement orientée est-ouest dans la prolongation du Nordfjord) et au sud de cette dernière, (3) la WGR méridionale qui s'étend vers le sud jusqu'à Bergen (Figure III.2). Les travaux rapportés dans cette étude ont été effectués sur des échantillons provenant de la WGR centrale.

### III.1.1. L'orogénèse svéconorvégienne

L'orogène svéconorvégien (1140–900 Ma) est l'un des segments de la chaîne grenvillienne, probablement sa terminaison est, résultant de l'amalgamation du super continent Rodinia. La plupart des reconstructions géodynamiques et paléographiques suggèrent que cet orogène résulte de la collision continentale avec Amazonia (e.g., Torsvik et al., 1996; Cawood & Pisarevsky, 2006; Bogdanova et al., 2008), bien certaines études avancent que l'orogénèse est purement accréctionnaire et non-collisionnelle (Slagstad et al., 2013). L'orogénèse svéconorvégienne marque la fin d'environ 1000 Ma d'accréction continentale à l'origine du continent Baltica (Roberts & Slagstad, 2015). Cet orogène a essentiellement affecté le sud-ouest du craton fennoscandien, définissant un front svéconorvégien (Figure III.2; Tucker et al., 1990; Røhr et al., 2013). Bingen, Nordgulen, et al. (2008) ont proposé dans leur synthèse de l'orogénèse svéconorvégienne une distinction entre quatre phases majeures. La première (phase Arendal, 1140–1080 Ma) consiste en la fermeture d'un bassin océanique et l'accréction de terranes dont l'origine (Amazonia ou craton fennoscandien) est discutée. La phase Agder (1080–980 Ma) reflète la collision continentale et l'épaississement crustal avec un métamorphisme jusqu'au faciès granulitique. La compression culmine pendant la phase Falkenberg



**Figure III.2.** Carte tectono-stratigraphique de la Norvège de Gee et al. (2010) et révisée par Gee et al. (2013) et modifiée d'après Corfu, Andersen, et al. (2014) et Andersen et al. (2022). Position du front svéconorvégien d'après Røhr et al. (2013). Le rectangle noir correspond à l'étendue de la carte de la zone d'étude (Figure III.4)



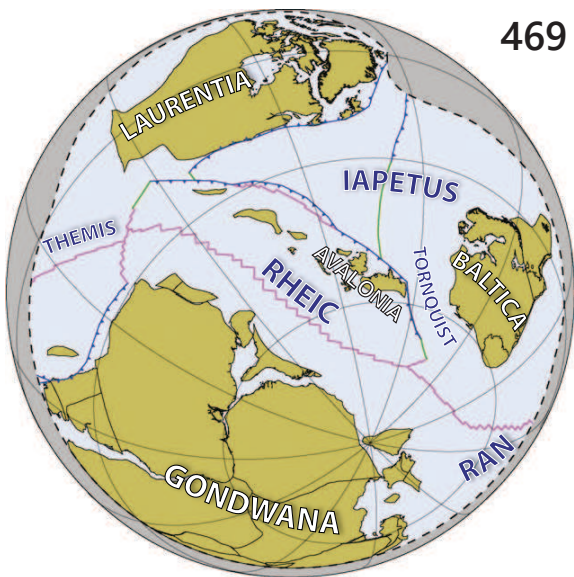
(980–970 Ma) avec le métamorphisme éclogitique actuellement observable dans le sud de la Suède (e.g., Möller, 1998; Tual et al., 2017). Pendant la phase Dalane (970–900 Ma), l’effondrement gravitationnel de l’orogène est accompagné d’un important magmatisme post-collisionnel (intrusions dans la suite anorthosite-mangérite-charnockite-granite, caractéristique de la chaîne grenvillienne sensu lato), de l’exhumation de dômes gneissiques et d’un métamorphisme de basse pression et haute température (faciès amphibolitique à granulitique). Dans la partie de la Région des Gneiss de l’Ouest explorée dans cette étude (WGR centrale), la seule empreinte de l’orogénèse svéconorvégienne est le métamorphisme granulitique, préservé à plusieurs localités (Krabbendam et al., 2000; Wain et al., 2001; Faryad et al., 2022) ainsi que de nombreux enregistrements géochronologiques essentiellement entre 1000 et 900 Ma, tant dans les roches mafiques que felsiques (Skår & Pedersen, 2003; Root et al., 2004, 2005; Walsh et al., 2007; Corfu, Austrheim, et al., 2014; Hacker et al., 2015; Tamblyn et al., 2021). Des intrusions essentiellement granitiques et des migmatites qui leur sont contemporaines ou plus jeunes d’environ 10 Ma sont présentes un peu plus au sud, dans le nord de la Région des Gneiss de l’Ouest méridionale (Skår & Pedersen, 2003).

### **III.1.2. L’océan Iapetus : ouverture et contraction**

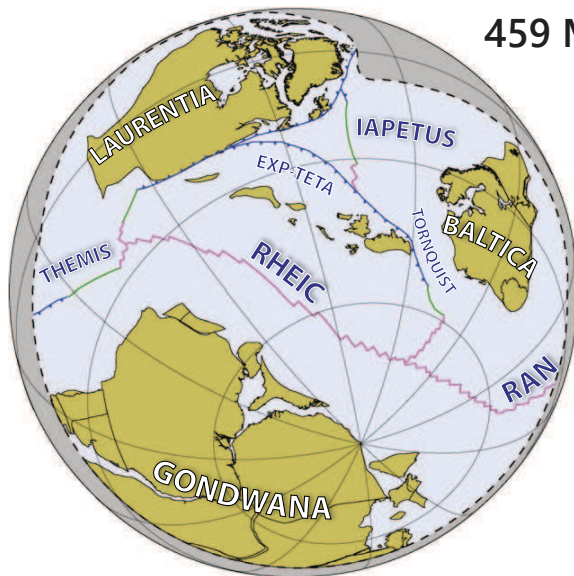
L’ouverture de l’océan Iapetus durant le Néoprotérozoïque est la dernière étape de l’éclatement de Rodinia entre 830 et 650 Ma (Bogdanova et al., 2009). Le timing de l’ouverture ainsi que la position relative des différents blocs est toujours débattue. Les reconstructions paléogéographiques mettent en évidence qu’au moment de l’ouverture, la marge ouest de Baltica faisait alors front avec l’est de Laurentia (correspondant peu ou prou à l’Amérique du Nord et le Groenland actuels), c’est-à-dire le Groenland et l’Ecosse actuels (e.g., Cawood & Pisarevsky, 2006). Robert et al. (2021) ont proposé que l’ouverture de Iapetus soit progressive d’ouest en est, séparant d’abord Laurentia d’Amazonia vers 750–700 Ma, puis séparant Laurentia de Baltica vers 600 Ma. Simultanément, la mer de Tornquist s’ouvre, séparant le sud de Baltica et Amazonia (e.g., Robert et al., 2020). L’océan Iapetus atteint entre Laurentia et Baltica une largeur d’a minima 3000 km (Torsvik et al., 1996). Selon Andersen et al. (2022), l’héritage structural de l’orogénèse svéconorvégienne a été réactivé lors du rifting néoprotérozoïque, avec une différence nette de structure de part et d’autre de la limite du domaine affecté par l’orogénèse svéconorvégienne. Enfin, plus au nord le long de la marge de Baltica, l’océan Iapetus se termine avec un autre domaine océanique plus petit, la mer d’Ægir, qui sépare Baltica de Siberia (Hartz & Torsvik, 2002).



469 Ma



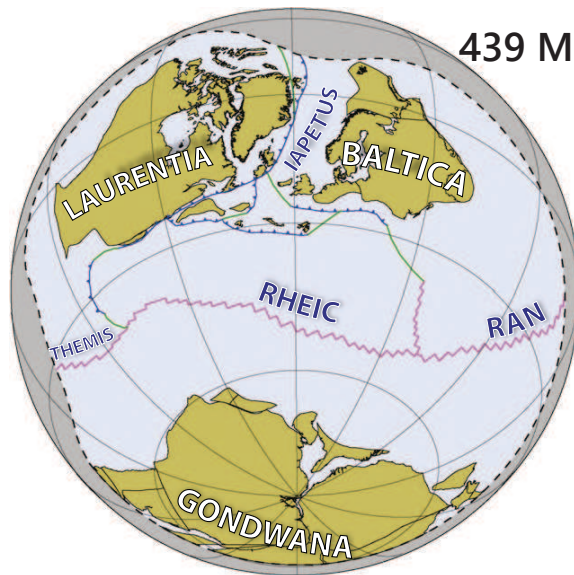
459 Ma



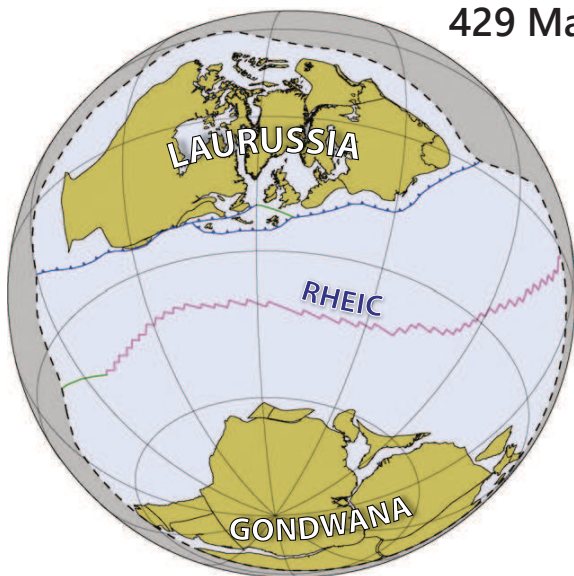
449 Ma



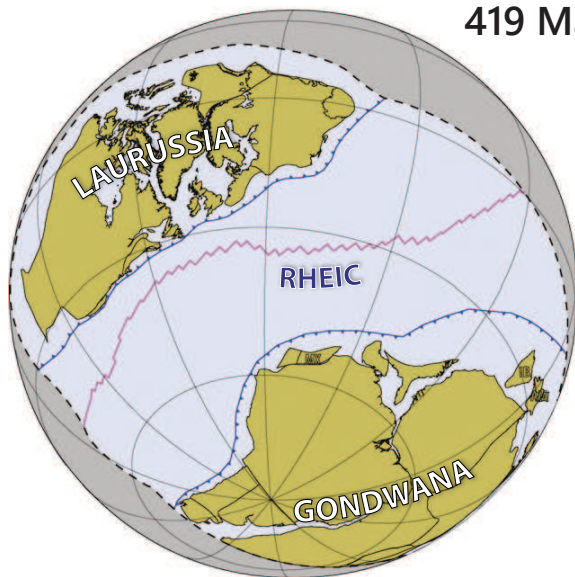
439 Ma



429 Ma



419 Ma





**Figure III.3 (ci-contre).** Reconstitutions paléogéographiques de 469 Ma à 419 Ma de Domeier (2016). Les limites de plaques convergentes sont en bleu, transformantes en vert et les dorsales en rouge. La complexité de la branche Est de Iapetus avec les micro-continent, la mer d'Ægir et les possibles arcs volcaniques n'est pas représentée.

La fermeture de Iapetus (Figure III.3) commence à l'ouest avec l'orogénèse taconienne, durant laquelle différents blocs et microcontinents s'accrètent à la marge sud de Laurentia, ouvrant derrière eux l'océan Rhéic. La branche Est de Iapetus, entre Laurentia et Baltica, commence à se refermer vers 510–500 Ma. La chronologie de l'orogénèse calédonienne, dont les marqueurs les plus précoces situés dans les nappes datent de 505 Ma (Mørk et al., 1988), exclut la fermeture « simple » de l'océan Iapetus suivi d'une collision continentale unique, et nécessite un cadre géologique plus complexe, détaillé dans la section suivante.

## III.2. L'orogénèse calédonienne

L'orogène calédonien a affecté la marge ouest de Baltica et se retrouve donc pour sa partie scandinave en Norvège, sur la côte sud-ouest et dans tout le nord du pays jusqu'au Svalbard, ainsi qu'au nord-ouest de la Suède. Les autres segments encore visibles de l'orogène calédonien se situent en Ecosse, dans les Shetland, au Groenland et dans les Appalaches. Son étendue, l'épaisseur de la racine orogénique ainsi que la hauteur maximale estimée sont comparables à l'actuel avec la chaîne Himalaya-Tibet (Andersen, 1993; Labrousse et al., 2010). Il consiste en un important empilement de nappes qui se retrouve sur plus de 1500 kilomètres de long (Figure III.2). Leur mise en place s'est effectuée vers l'actuel sud-ouest et reflète un raccourcissement important, avec des chevauchements sur près de 300 kilomètres. Roberts & Gee (1985) ont synthétisé la tectono-stratigraphie des Calédonides en Norvège en proposant la subdivision des différentes unités et nappes comme suit, du bas vers le haut :

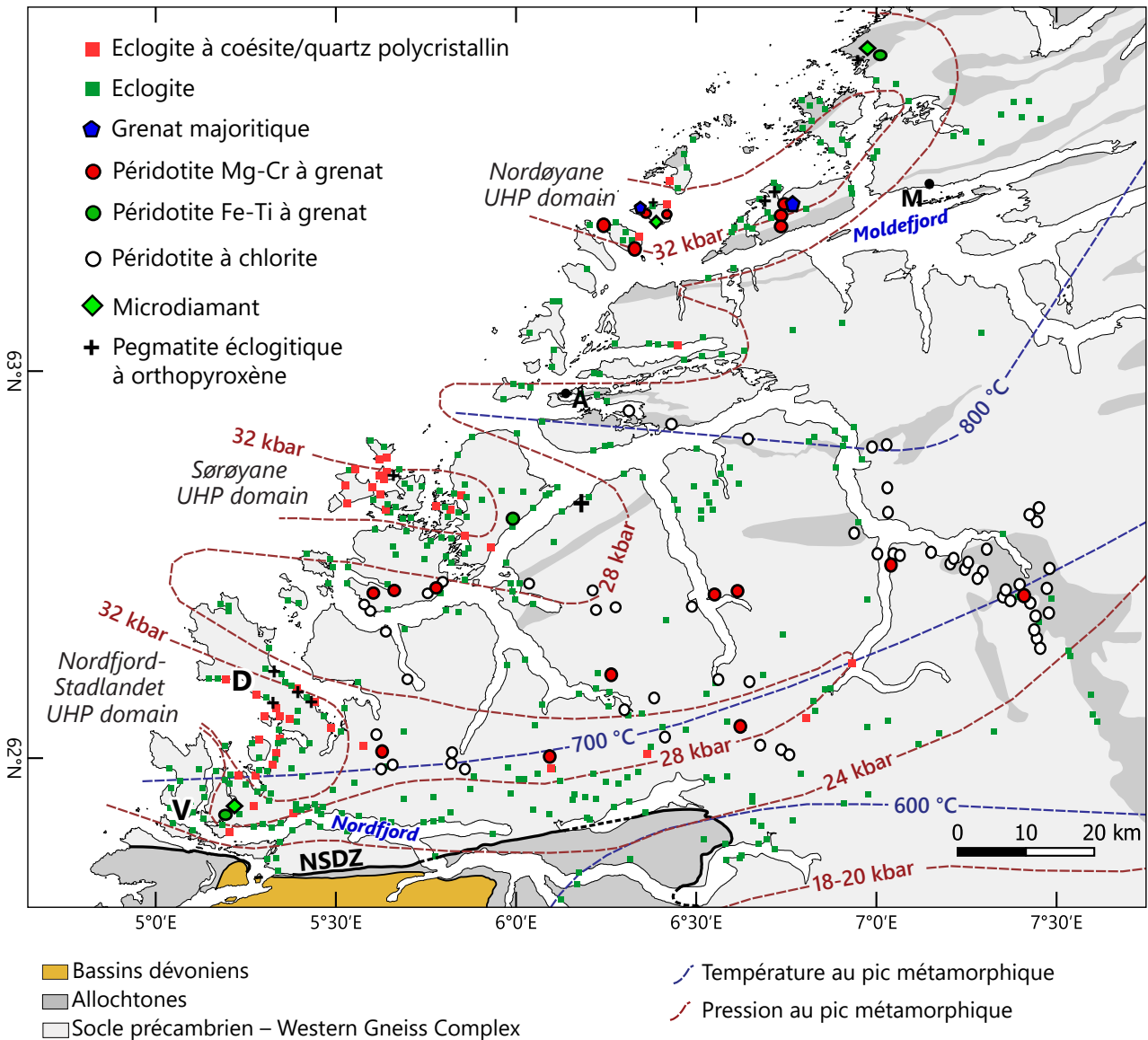
- l'autochtone, avec le socle précambrien ;
- les allochtones inférieur et médian (Lower et Middle Allochthons), qui représentent la marge de Baltica et dont le WGC est le membre inférieur ;
- l'allochtone supérieur (Upper Allochthon), unité composite provenant de Iapetus ou la mer d'Ægir comprenant des arcs volcaniques, ophiolites et bassins marginaux ;
- l'allochtone terminal (Uppermost Allochthon), unité composite provenant des marges de Laurentia et de Baltica (Roberts, 2003).

La stratigraphie, largement reprise dans la littérature, est donc basée sur l’affinité des unités. Cette terminologie et distinction entre les unités est remise en question au moins pour les Calédonides dans le sud de la Norvège (Corfu, Andersen, et al., 2014; Andersen et al., 2012, 2022). En effet, l’allochtone médian montre une forte variabilité architecturale et lithologique entre le centre de la Norvège, où il est largement dominé par des roches cristallines protérozoïques, et plus au nord en Norvège et en Suède, où les roches de haut degré métamorphique dominant. Pour Andersen et al. (2022), cette différence est un héritage direct de la complexité de la marge hyper-étendue du sud de Baltica, limitée vers le nord par le front svéconorvégien. Dans tous les cas, la bonne préservation de la succession de nappes permet de retracer l’évolution de l’orogénèse calédonienne sur plus de 100 Ma.

### **III.2.1. Chronologie pré-scandienne**

Les marqueurs les plus vieux de l’orogénèse calédonienne se trouvent dans les nappes. En particulier, la présence d’éclogites dans les nappes dérivées de Baltica (Zwart, 1974), dont la plus grande est la Seve Nappe Complex (Figure III.2), a conduit Dallmeyer & Gee (1986) à proposer que ces unités ont subi un premier épisode de métamorphisme éclogitique (phase finmarkienne) vers 500–480 Ma (Root & Corfu, 2012; Barnes et al., 2018; Walczak et al., 2022). Une autre phase de métamorphisme éclogitique de (ultra-) haute pression entre 460 et 445 Ma a été mise en évidence à plusieurs endroits, dans la Seve Nappe Complex en Suède (Brueckner & Roermund, 2004; Root & Corfu, 2012; Janák, van Roermund, et al., 2013; Majka et al., 2014; Klonowska et al., 2016; Bukala et al., 2018) mais aussi plus au nord dans les nappes supérieures près de Tromsø (Janák et al., 2012; Froitzheim et al., 2016), avec de nombreuses occurrences de microdiamants (Janák, Krogh Ravna, et al., 2013; Majka et al., 2014; Klonowska et al., 2017). Un métamorphisme dans le faciès granulitique vers 440 Ma marque l’exhumation de ces éclogites (Walczak et al., 2022). Ces épisodes de métamorphisme éclogitique impliquent plusieurs phases de subduction-exhumation (dunk tectonics), potentiellement liées à la collision avec un arc volcanique (Brueckner & Roermund, 2004; Majka et al., 2014), comme suggéré par la présence de méta-ophiolites dans ces mêmes nappes (Eide & Lardeaux, 2002). Ce système orogénique comprenant plusieurs arcs et micro-continent suggère un cadre similaire à la région sud-ouest Pacifique et indonésienne actuelle (Roberts, 2003). Il est à noter que, pour l’instant, ces épisodes métamorphiques antérieurs à ~430 Ma n’ont pas été reconnus dans le WGC (March et al., 2022).





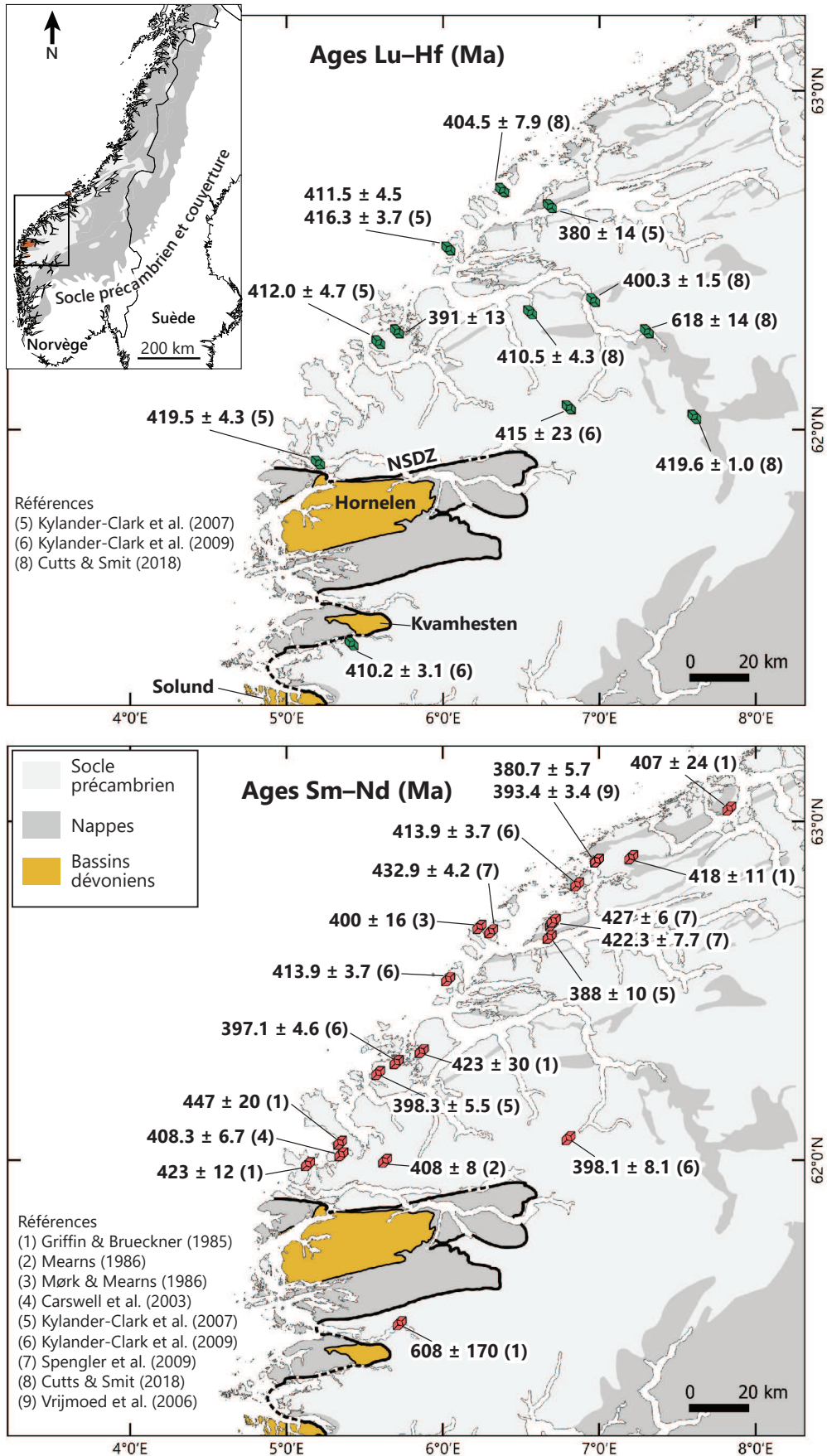
**Figure III.4.** Schéma structural de la zone d'étude, avec les contours des températures maximales d'après Kylander-Clark et al. (2008) et des pressions maximales d'après Hacker et al. (2010). Localisation des affleurements d'éclogite d'après Young (2018) et des affleurements de roches ultra-mafiques d'après Brueckner (2018). Localisation des deux affleurements étudiés à Drage (D) et Vågsberget (V). NSDZ : zone de détachement de Nordfjord-Sogn ; Å : Ålesund ; M : Molde.

### III.2.2. La phase scandinave (420–400 Ma)

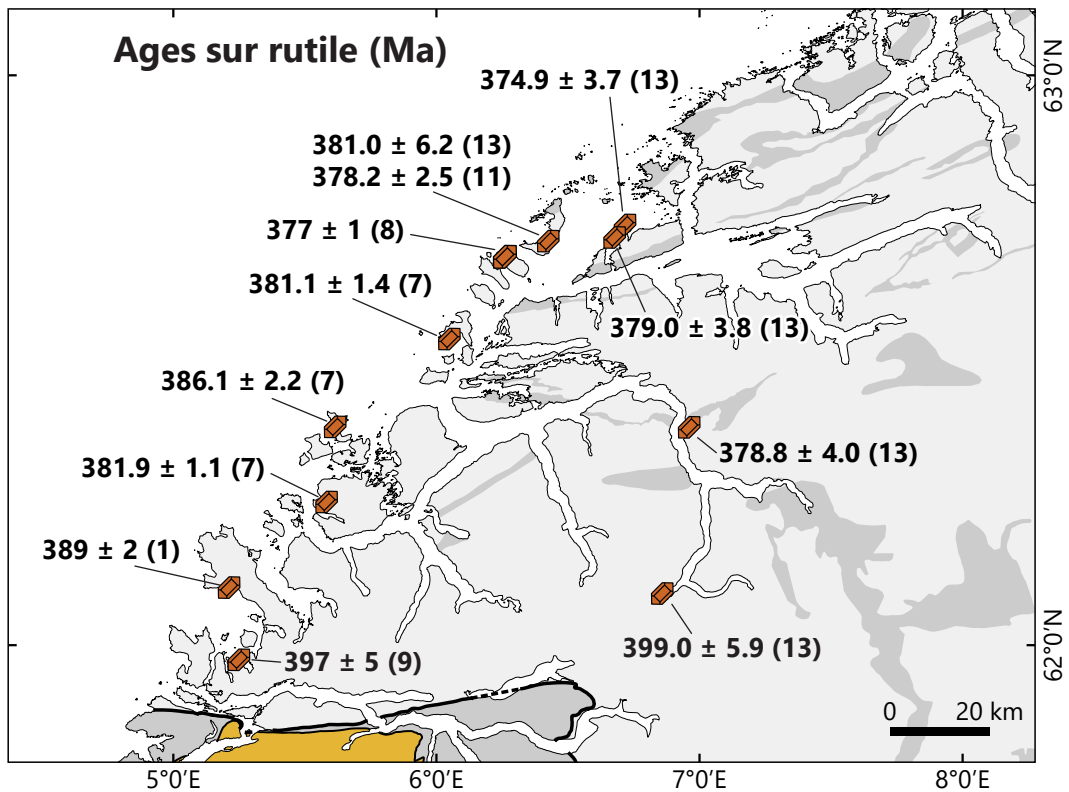
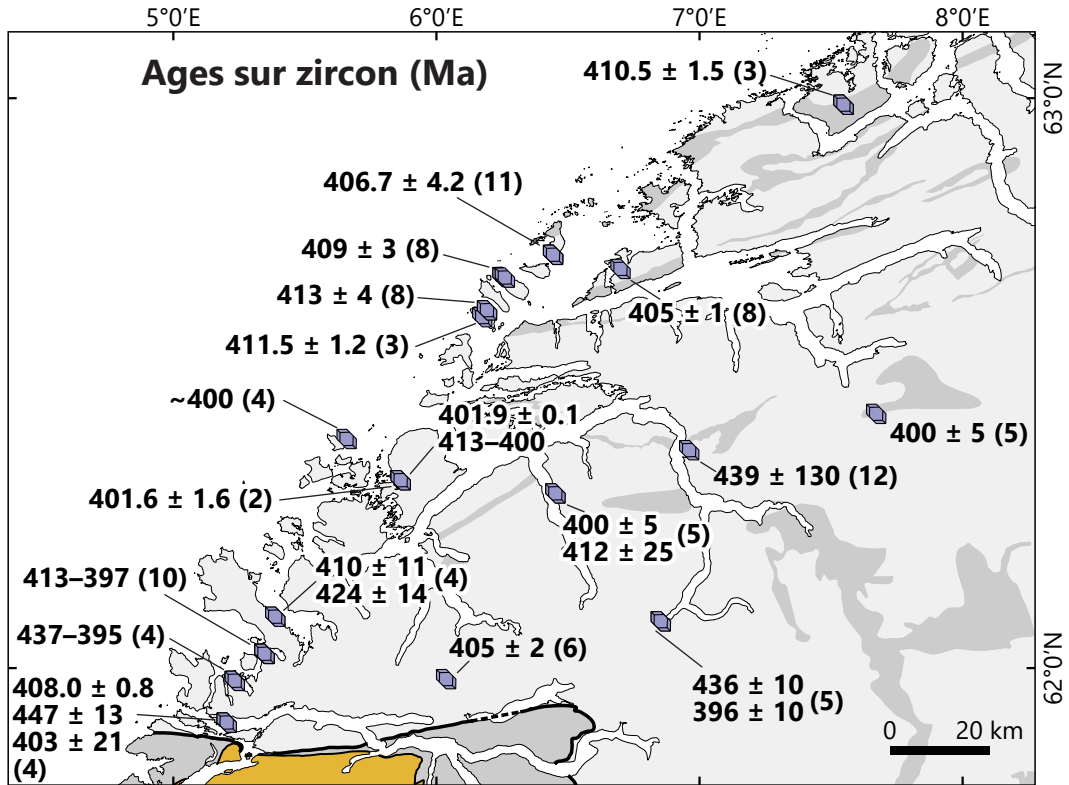
L'orogénèse calédonienne culmine pendant l'évènement scandinave (Gee, 1975), qui marque la fin de la fermeture de Iapetus et la collision continentale entre la marge est de Laurentia et la marge sud-ouest de Baltica. Krogh (1977) a mis en évidence l'augmentation du sud-est vers le nord-ouest des températures enregistrées par les éclogites (Figure III.4) et en a conclu que la géologie régionale est marquée par une collision continentale, sans pouvoir lier ce métamorphisme à une orogén-

nèse en particulier. La durée et la chronologie de cette phase est généralement basée sur la datation de grenats éclogitiques dans le cœur de l'orogène, la Région des Gneiss de l'Ouest centrale (Figure III.5). Ces âges Sm–Nd (Griffin & Brueckner, 1980, 1985; Mearns, 1986; Mørk & Mearns, 1986; Carswell, Brueckner, et al., 2003; Kylander-Clark et al., 2007, 2009; Spengler et al., 2009; Cutts & Smit, 2018) et Lu–Hf sur grenat (Kylander-Clark et al., 2007, 2009; Cutts & Smit, 2018) sont essentiellement autour de 425–400 Ma (Figure III.5), avec le pic du métamorphisme éclogitique vers 410 Ma (Kylander-Clark & Hacker, 2014). Les âges U–Pb sur zircon dans les éclogités sont entre 415 et 400 Ma avec quelques excursions jusqu'à 440 Ma tandis que les rutiles sont datés à 390–375 Ma pour la grande majorité, avec de rares exceptions <400 Ma (Figure III.6). Dans les gneiss et les métapélites, les âges scandiens s'étalent entre 430 et 400 Ma, reflétant une cristallisation du zircon dès le métamorphisme ~amphibolitique prograde (Young & Kylander-Clark, 2015).

La découverte de coésite (ou de quartz polycristallin, interprété comme étant issu de la transformation de la coésite) en inclusion dans le grenat ou le pyroxène suggère que les éclogités ont subi un métamorphisme éclogitique d'ultra-haute pression, supérieure à 30 kbar (Smith, 1984; Smith & Lappin, 1989; Wain, 1997; Carswell et al., 1999). Des grains de microdiamant ont été découverts dans des gneiss (Dobrzhinetskaya et al., 1995) et dans des roches ultramafiques (van Roermund et al., 2002; Vrijmoed et al., 2006; Smith & Godard, 2013), témoignant eux aussi des conditions de UHP. Trois grands domaines de UHP peuvent ainsi être cartographiés dans la WGR : le domaine de Nordfjord-Stadlandet, de Sørøyane et de Nordøyane (Figure III.4). Les conditions  $P$ – $T$  maximales sont enregistrées dans le domaine de Nordøyane, atteignant 800–900 °C et 34–39 kbar (Terry et al., 2000; Carswell et al., 2006) ; les éclogités de Sørøyane montrent des conditions au pic à peine plus basses, à 795–860 °C et 32–37 kbar (Carswell, Tucker, et al., 2003; Kylander-Clark et al., 2007) ; le domaine de Nordfjord-Stadlandet semble correspondre à une zone de transition avec des conditions  $P$ – $T$  variées, de 24 kbar à ~600 °C jusqu'à 34 kbar à ~750 °C (Cuthbert et al., 2000; Schärer & Labrousse, 2003; Labrousse et al., 2004; Young et al., 2007).



**Figure III.5.** Carte géologique régionale simplifiée et localisation des âges Lu-Hf et Sm-Nd sur grenat dans des roches mafiques de faciès éclogitique (éclogites sensu stricto, pyroxénites à grenat). NSDZ : zone de détachement de Nordfjord-Sogn.



- |                                 |                                  |                              |
|---------------------------------|----------------------------------|------------------------------|
| (1) Schärer et Labrousse (2003) | (5) Walsh et al. (2007)          | (10) DesOrmeau et al. (2015) |
| (2) Carswell et al. (2003)      | (6) Young et al. (2007)          | (11) Butler et al. (2018)    |
| (3) Krogh et al. (2004)         | (7) Kylander-Clark et al. (2008) | (12) Cutts et Smit (2018)    |
| (4) Root et al. (2004)          | (8) Krogh et al. (2011)          | (13) Cutts et al. (2019)     |
|                                 | (9) Corfu et al. (2014)          |                              |

Figure III.6. Carte géologique régionale simplifiée et localisation des âges U–Pb sur zircon et rutile dans les éclogites.

Si les estimations des conditions  $P$ - $T$  du faciès éclogitique sont nombreuses et pour la plupart bien contraintes, l'évolution prograde du WGC pendant la phase scandinave est quant à elle bien moins évaluée. En effet, les possibles marqueurs pré-éclogitiques que sont les inclusions dans le grenat et la zonation compositionnelle prograde de ce dernier sont souvent rééquilibrés au pic, avec comme résultat des grenats homogènes en composition et contenant des inclusions d'ultra-haute pression. Sur le terrain, c'est essentiellement dans la région de Nordfjord, où les conditions au pic sont plus basses, que des inclusions amphibolitiques ont été retrouvées dans le cœur de grenats zonés (Krogh, 1982; Wain, 1997; Schärer & Labrousse, 2003; Young et al., 2007). Cependant, les conditions  $P$ - $T$  de ces assemblages sont rarement quantifiées, d'où une grande incertitude sur la forme du chemin prograde menant à l'éclogitisation. Les seules données disponibles dans cette partie du WGC sont celles de Schärer & Labrousse (2003), provenant d'inclusions dans le cœur de grenats éclogitiques suggérant un faciès amphibolitique prograde à  $\sim 650$  °C et  $\sim 18$  kbar, et l'extrapolation des estimations thermobarométriques de Young et al. (2007) sur des amphibolites provenant d'une trentaine de kilomètres plus à l'est et qui ont enregistré un pic de conditions  $P$ - $T$  à  $600$ – $700$  °C et  $\sim 15$  kbar. Au nord de la WGR près de Trondheim (Figure III.2), les roches de la nappe de Köli d'origines variées (des roches de ride océanique aux sédiments de plate-forme continentale) ont subi un métamorphisme dans les faciès schiste vert à amphibolite avant 445 Ma (cf. la synthèse par Hacker & Gans, 2005). Ces observations ont mené Hacker et al. (2010) à proposer que le WGC ait subi un métamorphisme barrovien similaire, à  $550$ – $650$  °C autour de 10 kbar, avant le métamorphisme de (ultra-) haute pression, bien que le WGC et la nappe de Köli, structurellement différents, ont nécessairement eu des histoires tectono-thermales différentes.

### III.2.3. Les roches ultramafiques et les éclogites de la WGR

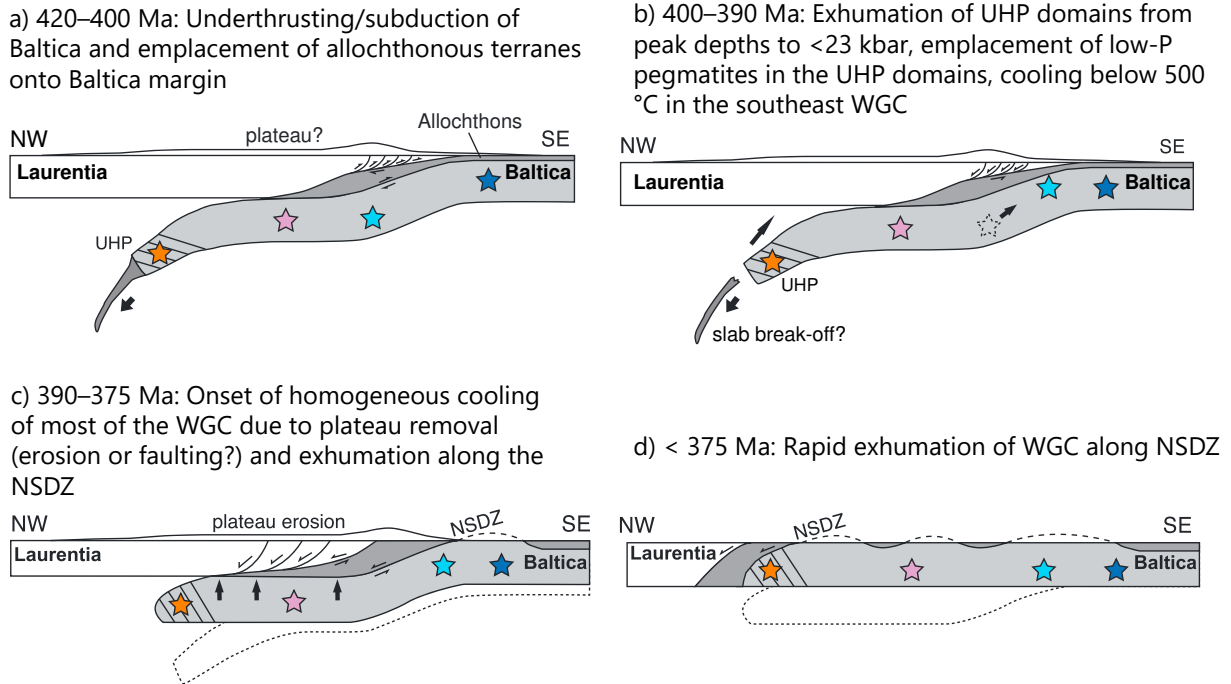
Les roches (ultra-) mafiques sont largement répandues dans la WGR, le plus souvent sous la forme de lentilles métriques incluses dans le gneiss mais aussi parfois en formant des pods kilométriques, représentant  $\sim 2$  % du volume total de la roche dans la WGR (Peterman et al., 2009). Les éclogites sensu lato de l'ouest de la Norvège sont connues des pétrologues depuis les influents travaux d'Eskola (1921) qui a largement décrit les roches et a tenté d'en faire une classification pour étayer le concept de faciès métamorphique. Cependant, les roches (ultra-) mafiques à grenat décrites montrent une grande variété d'assemblages et d'origine (Figure III.4), menant à des interprétations contradictoires à leur sujet et de nombreuses controverses, dont Brueckner (2018) fournit une synthèse.



Grâce à la signature isotopique en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des pyroxènes, Brueckner (1977) a mis en évidence que les roches décrites par Eskola (1921) ont des signatures isotopiques aussi bien mantelliques, pour les péridotites à grenat  $\pm$  clinopyroxène  $\pm$  orthopyroxène, que crustales pour les éclogites sensu stricto et les roches à assemblage grenat + orthopyroxène. Pour les premières, cela met en évidence d'importantes interactions entre la croûte et le manteau pendant l'orogénèse, avec l'introduction dans la croûte plongeante de morceaux du coin mantellique (Brueckner, 2018). Pour les secondes, la signature isotopique crustale met en évidence que ces roches (ultra-) mafiques ont nécessairement été métamorphisées in-situ dans la croûte et devaient y être sans doute avant le début de l'orogénèse. En étudiant la chimie roche totale d'une trentaine d'éclogites, qui montrent des signatures assez différentes, Wilkinson (2014) a proposé que les éclogites ont comme protolithes des basaltes de ride océanique (MORB) ou d'arc volcanique insulaire (IAB), accrétés au craton fennoscandien bien avant l'orogénèse calédonienne. Les âges svéconorvégiens entre 1100 et 900 Ma révélés par des zircons d'éclogites (Root et al., 2004; Walsh et al., 2007; Butler et al., 2018) sont cohérents avec un tel schéma. Les cœurs des zircons, qui peuvent être interprétés comme reflétant l'âge de cristallisation des protolithes des éclogites, donnent des âges assez variés, à  $\sim$ 1650 Ma (Butler et al., 2018), 1590–1620 Ma (Walsh et al., 2007; DesOrmeau et al., 2015; Butler et al., 2018),  $\sim$ 1560 et  $\sim$ 1500 Ma (Root et al., 2004) et 1450–1465 Ma (Krogh et al., 2011; DesOrmeau et al., 2015). Les protolithes des éclogites sont localement préservés, notamment sur l'île de Flemsøy dans les Nordøyane où la transition entre gabbro et éclogite est parfaitement visible (Mørk, 1985). Pour la grande majorité des éclogites, il est supposé qu'elles sont issues du métamorphisme de sills et de dykes de basalte et de diabase (Bryhni, 1966).

#### **III.2.4. La phase post-scandienne et l'exhumation**

Suite à la découverte de la coésite dans une éclogite de Stadlandet par Smith (1984), de nombreuses études se sont penchées sur les possibles causes et mécanismes de l'exhumation des roches provenant de profondeurs de plus de 100 km. Un mécanisme plausible d'exhumation est l'éduction de la croûte continentale subductée, du fait de sa flottabilité plus importante, suite à la rupture du slab et la perte de la croûte océanique (Figure III.7 ; Andersen et al., 1991; Andersen, 1998; Duretz et al., 2012). L'éduction est possiblement accompagnée par un changement de régime entre les plaques, de convergent à divergent (Fossen, 1992; Butler et al., 2015). Bien que certaines études aient avancé que les domaines de UHP ont été incorporés à des roches de HP pendant l'exhumation



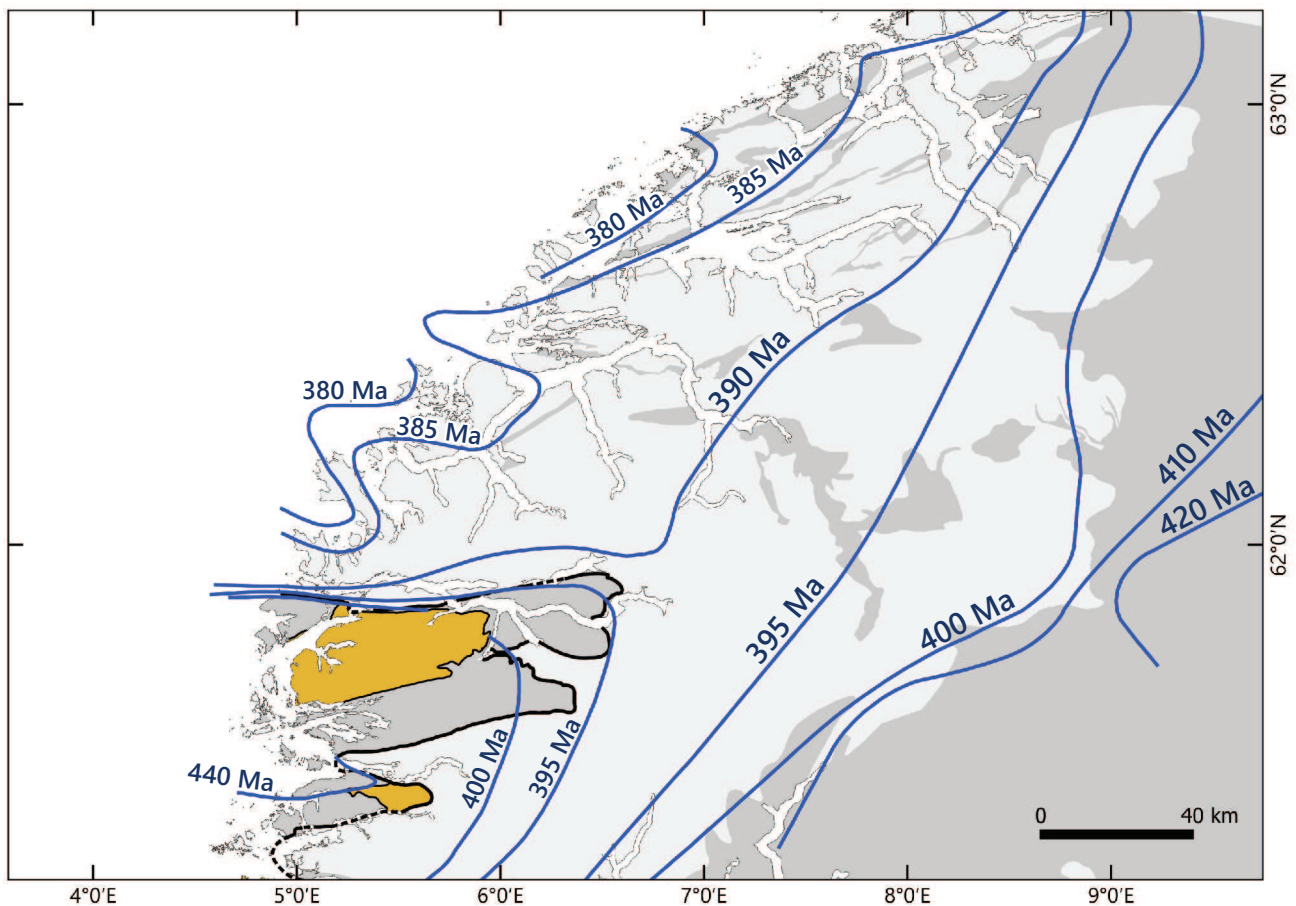
**Figure III.7.** Evolution schématique de l'exhumation et du refroidissement de la WGR. Modifié d'après Cutts et al. (2019) et Kylander-Clark & Hacker (2014). (a) Enfouissement du WGC jusqu'aux conditions de (U)HP pendant la phase scandinave à 420–400 Ma. (b) Perte de la partie océanique du slab, exhumation des domaines à l'est et décompression rapide des domaines de UHP. (c) Refroidissement progressif, possiblement en réponse à une dénudation progressive. (d) Exhumation du WGC le long de la zone de détachement de Nordfjord-Sogn (NSDZ).

(Terry et al., 2000; Wain et al., 2000), plusieurs arguments penchent en faveur de l'exhumation de la WGR centrale comme un bloc cohérent : la bonne continuité des gradients de pression et température métamorphiques maximales (Figure III.4) et ce jusqu'au faciès amphibolite (Young et al., 2007), la distribution des âges sur muscovite (Figure III.8 ; Walsh et al., 2013) qui met en évidence une exhumation qui s'est faite vers l'est, tout comme la distribution des âges sur sphène (Kylander-Clark et al., 2008), ainsi que l'absence de discontinuité structurale ou lithologique majeure. Un modèle d'exhumation local pour la WGR centrale (Nordfjord–Ålesund) a été proposé et largement repris (e.g., Kylander-Clark et al., 2008; Cutts et al., 2019; Hacker et al., 2010; Kylander-Clark & Hacker, 2014), correspondant à un modèle d'orogène cylindrique lors de l'enfouissement et de l'exhumation (Figure III.7).

L'exhumation est essentiellement enregistrée dans les symplectites qui remplacent les phases de (U)HP dans les écloïtes ainsi que par une importante surimpression dans le faciès amphibolite.

lite, visible notamment dans les gneiss. Les estimations  $P$ - $T$  pour la rétrogression varient d'un domaine à l'autre, mais s'alignent grossièrement entre  $\sim 15$  kbar à  $750$  °C et  $\sim 5$  kbar à  $500$  °C. Dans la grande majorité des cas, la décompression est isotherme depuis le pic de pression (Hacker et al., 2010), suggérant un processus en deux temps avec une première phase d'exhumation (Figure III.7b) depuis des profondeurs  $>100$  km jusqu'à des profondeurs crustales (Walsh & Hacker, 2004; Cutts et al., 2019). L'exhumation continue ensuite (Figure III.7c, d) le long de la zone de détachement de Nordfjord-Sogn (NSDZ), structure majeure dans la WGR, dont les marqueurs cinématiques indiquent un fonctionnement top-to-the-West. Dans les trois domaines de UHP, les âges sur muscovite qui marquent le refroidissement à  $\sim 400$  °C sont autour de 380–390 Ma (Figure III.8).

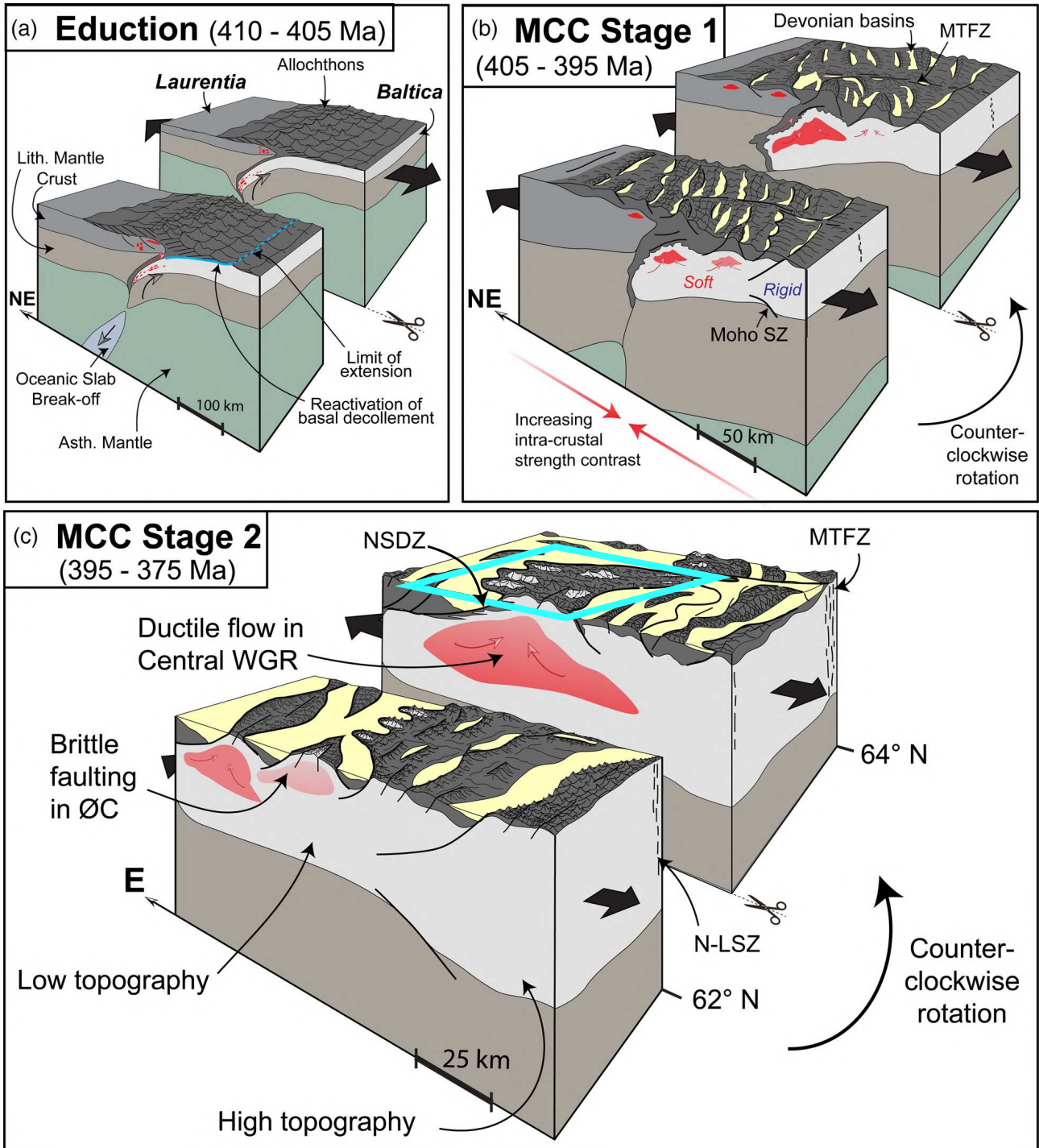
La distribution des âges sur muscovite (Figure III.8) ainsi que l'étude structurale de la WGR centrale (Labrousse et al., 2004; Hacker et al., 2010; Young, 2018) mettent en évidence les



**Figure III.8.** Isochrones des âges sur muscovite, d'après Walsh et al. (2013) et les données d'Andersen et al. (1998), Chauvet et al. (1992), Fossen & Dunlap (1998), Hacker & Gans (2005), Lux (1985), Root et al. (2005), Walsh et al. (2007), Warren et al. (2012) et Young et al. (2007, 2011).

plissements syn-exhumation qui forment les antiformes correspondant aux trois grands domaines de, plissement qui a perduré jusqu'au Dévonien (Wiest et al., 2021).

Néanmoins, les modèles cités précédemment sont issus de données qui proviennent de la WGR centrale et ne prennent donc pas en compte l'hétérogénéité du socle de Baltica à l'échelle de la WGR dans son intégralité. Ainsi, Young (2018) subdivise la zone avec une nouvelle unité, le complexe de Fjordane qui couvre la zone entre le Nordfjord et Ålesund et qui est structurellement au-dessus du WGC, et attribue ce collage d'unités à une imbrication d'écailles de la croûte lors de la subduction. Le sud du Nordfjord semble en effet montrer une histoire  $P-T-t$  différente, comme souligné par Labrousse et al. (2004). A l'échelle des Calédonides scandinaves, la présence de roches de UHP dans le socle de Baltica uniquement dans le sud de l'orogène peut suggérer une collision qui ne serait pas orthogonale entre les deux continents (Bottrill et al., 2014). D'autres auteurs soulignent que le modèle d'exhumation de Kylander-Clark et al. (2008) implique un chevauchement à la base de la croûte (Figure III.7) pour lequel il ne semble pas exister d'évidence (Wiest et al., 2021). Le rôle des core complex métamorphiques lors de l'exhumation des roches de (U)HP est mis en avant dans le modèle plus large de Wiest et al. (2021). Après la rupture du slab (Figure III.9a), l'avant-pays se comporte en craton rigide tandis que dans l'arrière-pays, la transtension causée par l'extension est-ouest et un raccourcissement nord-sud (Fossen et al., 2013), et les importantes hétérogénéités rhéologiques avec la présence de matériel ductile vont causer une segmentation importante le long de l'orogène et une exhumation différenciée entre certaines zones (Figure III.9b, c). L'extension est aussi responsable de la mise en place des bassins dévoniens de Vieux Grès Rouges, tels que les bassins de Hornelen, Kvamshesten ou de Solund (Figure III.5). Quoi qu'il en soit, les âges sur muscovite les plus jeunes autour de 375 Ma (Figure III.8) semblent dater le ralentissement ou la fin de l'exhumation.



**Figure III.9.** Modèle d'exhumation de Wiest et al. (2021). Le losange bleu (c) indique approximativement l'étendue de la zone cartée dans la Figure III.4. MCC – Metamorphic Core Complex ; ØC – Øygarden Complex (Bergen) ; MTFZ – Møre-Trondelag Fault Zone ; NLSZ – Nordfjord-Lom Shear Zone.



### III.3. Évolution post-calédonienne

Le segment scandinave de la chaîne calédonienne a subi globalement peu de remaniement post-orogénique, expliquant sa très bonne préservation structurale. L'ouverture du rift d'Oslo au Carbonifère supérieur–Permien (Figure III.2) ne s'est pas prolongée loin vers le nord et n'a que très peu affecté le front des nappes calédoniennes (e.g., Neumann et al., 1992). L'ouverture de l'océan Atlantique Nord entre le Groenland et la Norvège a eu lieu à environ 54 Ma (Torsvik & Cocks, 2005). Le système de rift responsable de cette ouverture a très vraisemblablement été influencé en position et en orientation par les structures calédoniennes et notamment la suture qu'il suit globalement, tandis que plus au sud, il contourne le domaine varisque (Chenin et al., 2015).

### III.4. Controverses et inconnues

Bien que la Région des Gneiss de l'Ouest ait été intensément étudiée depuis une cinquantaine d'années, des zones d'ombres subsistent sur certains points :

*Les vitesses de refroidissement et d'exhumation.* La datation précise de minéraux reflétant différentes étapes dans le cycle orogénique est nécessaire afin de quantifier la durée et la vitesse des processus tectoniques. Communément, les âges sur grenat sont interprétés comme datant la (U)HP, le sphène datant la HT-BP, la muscovite datant la BT par exemple. Le jeu de données géochronologiques dans la WGR est très fourni et spatialement étendu, ce qui devrait permettre de contraindre de manière robuste le timing des processus. Néanmoins, il apparaît que selon les études, les estimations varient grandement. Par exemple, dans le domaine de UHP de Sørøyane, les âges Ar/Ar sur amphibole et muscovite impliquent un refroidissement de  $30\text{ °C}\cdot\text{Ma}^{-1}$  (Root et al., 2005), mais la comparaison entre les âges sur titanite et sur muscovite dans les domaines de UHP suggère un refroidissement de l'ordre de  $90\text{ °C}\cdot\text{Ma}^{-1}$  (Kylander-Clark et al., 2009). L'intégration de nombreux âges sur muscovite (Walsh et al., 2013) semble indiquer des taux de refroidissement inférieurs à  $10\text{ °C}\cdot\text{Ma}^{-1}$ . Enfin, les estimations du taux d'exhumation peuvent s'avérer hasardeuses, comme le souligne la comparaison des conclusions de Kylander-Clark et al. (2007) et de Kylander-Clark et al. (2008) qui avancent respectivement une exhumation « rapide » non quantifiée et une exhumation « lente » de  $7\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ . Cependant, il convient de noter qu'en admettant une exhumation en deux temps (Walsh et al., 2007; Cutts et al., 2019), le taux obtenu en calculant simplement  $\Delta z/\Delta t$  peut s'avérer insignifiant.

*Les granulites.* Dans la région de Nordøyane, plusieurs occurrences de métamorphisme de (U)HT à 850–1000 °C entre 10 et 15 kbar ont été décrites (Butler et al., 2013; Engvik et al., 2018; Holmberg et al., 2019), interprété comme étant issu d’une rééquilibration thermique à haute température de la croûte éclogitisée. Cet épisode métamorphique fait sans doute écho au métamorphisme de grade similaire dans la WGR septentrionale (Möller, 1988). Cependant, plus au sud dans la WGR centrale, la décompression isotherme semble primer pour les éclogites, et dans la région de Nordfjord-Stadlandet, les occurrences de granulites sont clairement svéconorvégiennes, localement préservées du métamorphisme éclogitique scandien par leur métastabilité (Wain et al., 2001; Corfu, Austrheim, et al., 2014; Faryad et al., 2022). Cette différence régionale semble s’opposer au modèle d’exhumation d’un bloc cohérent et fait sans doute écho à un autre débat dans la WGR :

*Le timing de la fusion partielle.* Dans la WGR centrale, la fusion partielle se manifeste en de nombreuses localités sous forme de leucosomes, de dykes felsiques et de ségrégations, pré-, syn- et post-faciès amphibolite (Schärer & Labrousse, 2003; Labrousse et al., 2004; Ganzhorn et al., 2014; Kylander-Clark & Hacker, 2014; Bryden & Jamieson, 2020). Il existe une controverse car les âges pour la UHP recouvrent partiellement les âges obtenus sur les différents produits de la fusion partielle. A-t-elle eu lieu à (U)HP et a facilité l’exhumation (Labrousse et al., 2011; Gordon et al., 2013; Ganzhorn et al., 2014), ou bien résulte-t-elle de la décompression (Kylander-Clark & Hacker, 2014; Butler et al., 2015) ?

Bien que cette thèse n’ait pas pour but premier de répondre à ces questions d’ordre régional, l’étude pétrologique et géochronologique des roches échantillonnées ont permis d’apporter de nouvelles données et d’en tirer des implications pour la Région des Gneiss de l’Ouest, détaillées dans les chapitres IV et V.

## Chapitre IV

# Réévaluation de l'évolution P–T des éclogites de la région de Nordfjord-Stadlandet



**Publication 1 :**

**Isothermal compression of an eclogite from the  
Western Gneiss Region (Norway)**

*Compression isotherme d'une éclogite de la Région des Gneiss de  
l'Ouest (Norvège)*

Article publié à *Journal of Metamorphic Geology*

Martin SIMON<sup>1</sup>, Pavel PITRA<sup>1,2</sup>, Philippe YAMATO<sup>1,3</sup> & Marc POUJOL<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, UMR 6118, 35000 Rennes, France

<sup>2</sup>Česká Geologická Služba, Praha 1, Česká republika

<sup>3</sup>Institut Universitaire de France (IUF), Paris, France

## Résumé

Dans la Western Gneiss Region en Norvège, les éclogites mafiques forment des lentilles contenues dans les gneiss granitiques et préservent les meilleurs enregistrements de l'évolution en pression et en température de cette unité d'ultra-haute pression (UHP). Leur exhumation depuis les conditions UHP a été largement étudiée, mais leur évolution prograde a été bien moins souvent quantifiée, malgré l'importance de ces données pour retracer l'histoire tectonique de cette région. Cette étude se concentre sur un échantillon d'éclogite à phengite de la région du Nordfjord. L'échantillon a été étudié en utilisant la modélisation de l'équilibre des phases, l'analyse en éléments traces dans le grenat, la thermo- et barométrie en éléments traces et majeurs et la barométrie des inclusions de quartz dans le grenat par spectroscopie Raman. Les inclusions dans le cœur du grenat sont en accord avec une cristallisation dans le faciès amphibolite à 510–600 °C et 11–16 kbar, tandis que la zonation chimique du grenat suggère une croissance au cours d'une compression isotherme à 600 °C jusqu'à la pression maximale de 28 kbar, suivie d'un réchauffement isobare jusqu'à 660–680 °C. Les symplectites à clinopyroxène-amphibole-plagioclase enregistrent une décompression isotherme à 10–14 kbar. L'absence d'une augmentation de température durant la compression semble incompatible avec le modèle classique d'une cristallisation selon un gradient géothermique dans une zone de subduction et remet en question la signification tectonique du métamorphisme dans le faciès éclogite. Deux scénarios sont proposés pour expliquer la compression isotherme : (1) soit les roches mafiques étaient situées en profondeur dans la croûte inférieure et enfouies le long de la portion isotherme du panneau plongeant, soit (2) les roches mafiques ont enregistré jusqu'à 14 kbar de surpression tectonique à profondeur et température constantes pendant la phase de collision de l'orogénèse.

Mots-clés : éclogite de UHP, Western Gneiss Region, spectroscopie Raman, pseudosections, pression non-lithostatique

## Abstract

In the Western Gneiss Region in Norway, mafic eclogites form lenses within granitoid orthogneiss and contain the best record of the pressure and temperature evolution of this ultrahigh-pressure (UHP) terrane. Their exhumation from the UHP conditions has been extensively studied, but their prograde evolution has been rarely quantified although it represents a key constraint for the tectonic history of this area. This study focused on a well-preserved phengite-bearing eclogite sample from the Nordfjord region. The sample was investigated using phase-equilibrium modelling, trace-element analyses of garnet, trace- and major-element thermo-barometry and quartz-in-garnet barometry by Raman spectroscopy. Inclusions in garnet core point to crystallisation conditions in the amphibolite facies at 510–600 °C and 11–16 kbar, while chemical zoning in garnet suggests growth during isothermal compression up to the peak pressure of 28 kbar at 600 °C, followed by near-isobaric heating to 660–680 °C. Near-isothermal decompression to 10–14 kbar is recorded in fine-grained clinopyroxene-amphibole-plagioclase symplectites. The absence of a temperature increase during compression seems incompatible with the classic view of crystallization along a geothermal gradient in a subduction zone and may question the tectonic significance of eclogite-facies metamorphism. Two end-member tectonic scenarios are proposed to explain such an isothermal compression: (1) either the mafic rocks were originally at depth within the lower crust and were consecutively buried along the isothermal portion of the subducting slab, or (2) the mafic rocks recorded up to 14 kbar of tectonic overpressure at constant depth and temperature during the collisional stage of the orogeny.

Keywords: UHP eclogite, Western Gneiss Region, Raman spectroscopy, pseudosections, non-lithostatic pressure

## IV.1. Introduction

Geodynamic reconstructions of former subduction zones and collisional orogens requires knowledge of the evolution of the involved rocks in terms of pressure ( $P$ ) and temperature ( $T$ ). Eclogites are widely studied to this end as, in general, they bear the best records of the metamorphic history at high pressures, although it is rare to have access to the full record from the prograde to the retrograde conditions. Indeed, the markers of the early orogenic stages are commonly erased by late recrystallization.

The Western Gneiss Region (WGR) in Norway (Figure IV.1) is a basement window through the stack of thrust nappes (so-called allochthons) resulting from the subduction of Baltica under Laurentia and their subsequent collision during the Caledonian orogeny. In the WGR, mafic eclogites are found both in the Baltica basement and in the lower nappes. The discovery of coesite (Smith, 1984) and microdiamond (Dobrzhinetskaya et al., 1995) led to the characterization of the WGR as one of the best-preserved ultrahigh-pressure (UHP) units on Earth. Many studies focused on the exhumation mechanisms of the eclogites and hence the post-peak-pressure part of their  $P$ – $T$  evolution (Andersen, 1998; Andersen et al., 1991; Carswell, Brueckner, et al., 2003; Dewey et al., 1993; Fossen & Dallmeyer, 1998; Schärer & Labrousse, 2003; Labrousse et al., 2004; Root et al., 2004; Young et al., 2007; Johnston, Hacker, & Ducea, 2007; Labrousse et al., 2011). Consequently, there is a large dataset of  $P$ – $T$  estimates (and associated  $P$ – $T$  paths) for the peak and retrograde conditions (blue and grey ellipses respectively, Figure IV.2), whereas only very few data are available for the prograde, subduction-related, part of the history (green ellipses, Figure IV.2).

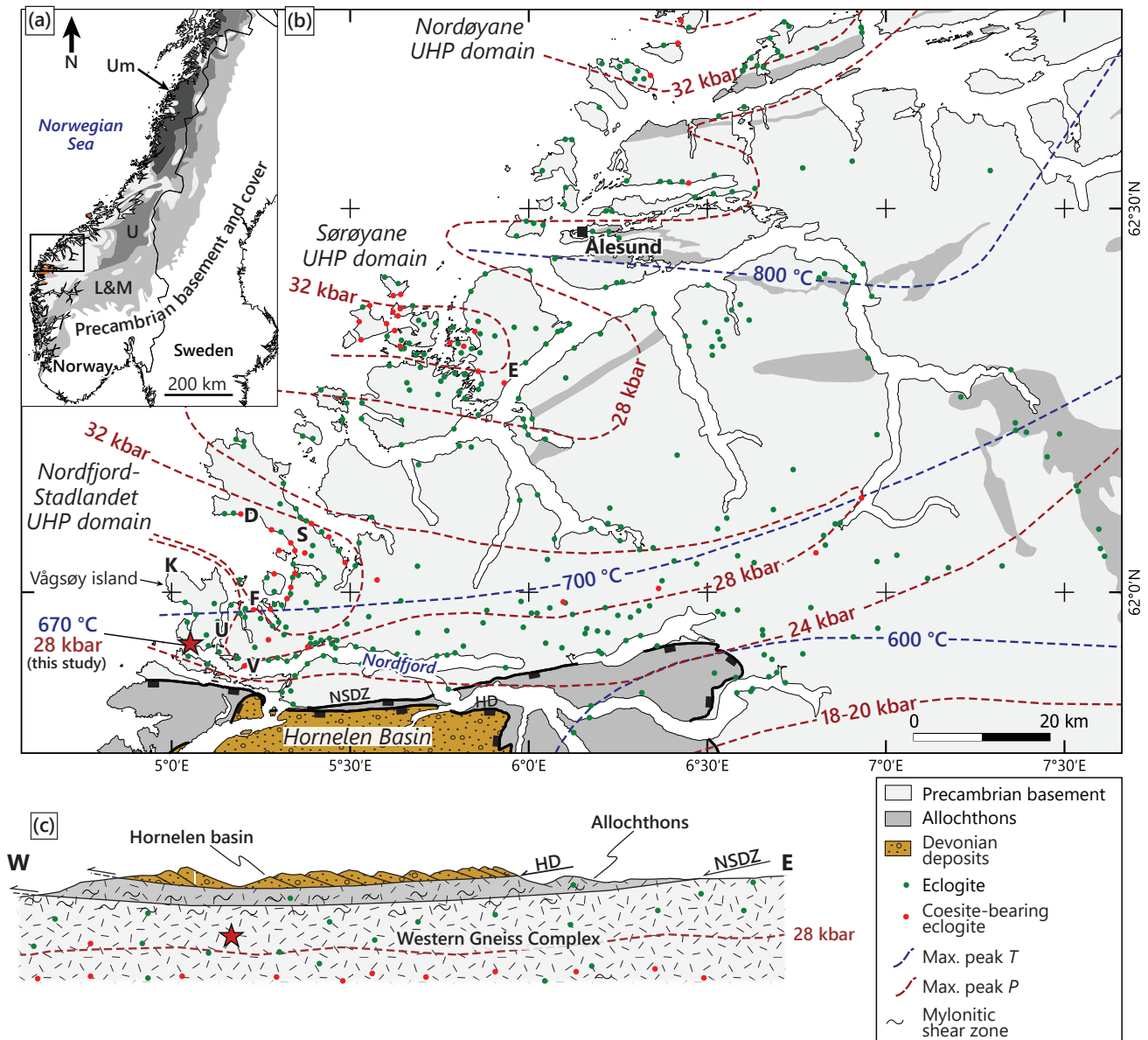
Based on metamorphic data from the allochthons (Hacker & Gans, 2005), Hacker et al. (2010) suggested that the UHP metamorphism was preceded by upper amphibolite-facies metamorphism along a Barrovian gradient (8–14 kbar, 500–700 °C). However, such metamorphism has not yet been described in the Baltica basement and the mafic bodies it contains; the transposition to this basement of a  $P$ – $T$  evolution inferred from units in a structurally different position, such as the allochthons, is arguable. In the Nordfjord-Stadlandet region, the rare existing data on the prograde history of the eclogites (Krogh, 1982; Schärer & Labrousse, 2003) do not concur (Figure IV.2), preventing their integration in any geodynamic reconstruction of the orogen. It is nevertheless of the utmost importance to constrain the  $P$ – $T$  variations recorded in the rocks, as they are a first-order parameter in understanding the mechanisms that controlled the Caledonian orogeny.

In order to document the  $P$ – $T$  evolution in the basement, we investigated a well-preserved eclogite with only minor retrogression from the Nordfjord-Stadlandet region using thermodynamic phase-equilibrium modelling, Raman spectroscopy on quartz inclusions in garnet, major- and trace-element thermobarometry and trace-element analyses of garnet. Our results reveal that both compression and retrogression occurred roughly isothermally and allow us to discuss the tectonic processes involved in the eclogite formation.

## IV.2. Geological setting

### IV.2.1. The Western Gneiss Region

The Caledonian orogeny resulted from the closure of the Iapetus Ocean and the subsequent collision between Baltica and Laurentia. This orogeny occurred in several phases between the Late Cambrian and the Early Devonian (see the summary in Roberts, 2003). In the early stages, important thrusting of different units occurred southeastwards (present-day coordinates), accommodating a shortening over several hundreds of kilometres (Gee, 1975; Roberts & Gee, 1985). From the base to the top (Figure IV.1a), these terranes are: the Lower and the Middle Allochthons, which represent the Balto-Scandian margin; the Upper Allochthon, with an oceanic affinity and derived from the Iapetus Ocean; and the Uppermost Allochthon, which shows evidence for Laurentian-derived terranes (Stephens & Gee, 1989; Roberts et al., 2002). During the Late Silurian–Early Devonian, known as the Scandian stage of the orogeny (Gee, 1975), the continuation of subduction of Baltica led to the burial of its basement together with part of the overlying nappes (see the review by Gee et al., 2013). Subsequent exhumation has been largely attributed to the exhumation of the subducted continental crust, caused by the loss of the down-pulling oceanic slab (e.g., Andersen et al., 1991; Fossen, 1992; Andersen, 1998; Duretz et al., 2012; Wiest et al., 2021). Subsequent extensional collapse was accompanied by the development of crustal shear zones, as the top-to-the-West Nordfjord-Sogn Detachment Zone (NSDZ, see Figure IV.1; Andersen & Jamtveit, 1990; Krabbendam & Dewey, 1998; Hacker et al., 2003; Johnston, Hacker, & Andersen, 2007). Extension continued during the Devonian with normal and strike-slip faulting allowing the establishment of the Hornelen basin, filled with Old Red Sandstone molasse overlying the study area (Figure IV.1c). The WGR hence corresponds to an erosional and tectonic window through the allochthon nappe stack.



**Figure IV.1.** (a) Simplified map of Norway showing the location of the study area, modified after Gee et al. (2013). The lightest shade of grey corresponds to the allochthonous Precambrian basement. L&M: Lower & Middle Allochthons; U: Upper Allochthon; Um: Uppermost Allochthon. (b) Structural map of the study area. The red star shows the location of the studied sample from Vågsvåg on the Vågsøy island (WGS84: 61.93106N, 5.05121E) with the approximate peak  $P-T$  conditions inferred from our study. Approximate peak temperatures after Kylander-Clark et al. (2008), peak pressures after Hacker et al. (2010) and eclogite locations after Young (2018). (c) Schematic cross-section modified after Labrousse (2001) and Johnston, Hacker, & Andersen (2007). NSDZ: Nordfjord-Sogn Detachment Zone; HD: Hornelen Detachment. Locations referred to in the text are Flatraket (F), Kråkeneset (K), the Stadlandet peninsula (S), Drage (D), Verpeneset (V), Ulvesund (U) and Eiksunddal (E).

The Western Gneiss Region consists mostly of coarse-grained granodioritic gneiss and granitic augengneiss, namely the Western Gneiss Complex (Gjelsvik, 1951; Bryhni, 1966). The protoliths of these rocks are ca. 1600 Ma old (i.e. Gothian age) and were affected by a first amphibolite- to granulite-facies metamorphism at ca. 950 Ma (Sveconorwegian orogeny), with  $P$ – $T$  conditions around 9–11 kbar and 700–900 °C (e.g., Krabbendam et al., 2000; Wain et al., 2001; Corfu & Andersen, 2002; Root et al., 2005; Bingen et al., 2008). Other minor rock types present in the WGR are quartzite, carbonate and mica-schist. Various mafic and ultramafic bodies can be found throughout the WGR as metre- to kilometre-long lenses and boudins, representing only a small proportion of the total rock volume (~2 %; Peterman et al., 2009). They are metamorphosed to various degrees (mostly amphibolite- to eclogite facies), with lenses of contrastingly transformed rocks in the vicinity of one another (Straume & Austrheim, 1999; Krabbendam et al., 2000). (Ultra)mafic rocks have either a mantle origin, for the pyroxenite and peridotite lenses, or a crustal one; the latter are often referred to as external eclogites (for a summary of the controversy on the origin of the mafic bodies in the WGR, see Brueckner, 2018). These external eclogites have various protoliths, from mafic sills and dykes to mafic volcanic rocks (Bryhni, 1966). Traces of melting (leucosomes and granitic dykes) are found throughout the WGR and show various relationships with the eclogitic or amphibolitic fabrics of the host rocks, from concordant to discordant, which argue for partial melting occurring at different stages of the  $P$ – $T$  evolution (Labrousse et al., 2004; Kylander-Clark & Hacker, 2014; Ganzhorn et al., 2014).

#### **IV.2.2. Caledonian metamorphism**

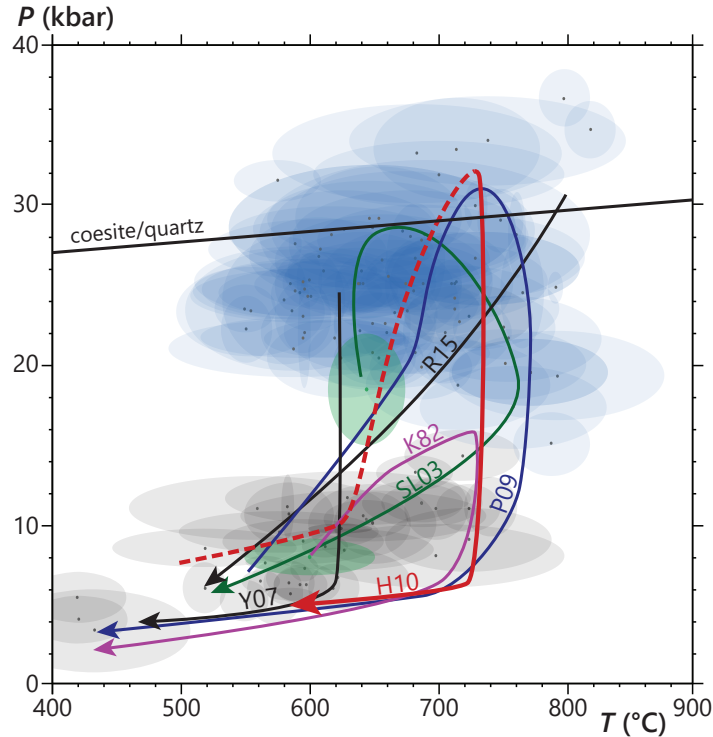
The mafic bodies record a regional-scale progressive increase of temperature towards the NW (Krogh, 1977; Griffin et al., 1985). The presence of coesite or polycrystalline quartz interpreted as former coesite (Smith, 1984; Smith & Lappin, 1989; Wain, 1997; Carswell et al., 1999; Carswell, Tucker, et al., 2003) and microdiamond (Dobrzhinetskaya et al., 1995; van Roermund et al., 2002; Vrijmoed et al., 2008) testifies to UHP conditions. Eclogite-facies minerals are rarely recognized in the quartz-feldspathic lithologies except at the interface with the eclogitized mafic bodies (Engvik & Andersen, 2000; Wain et al., 2000).



The occurrences of coesite in the eclogites led to the definition of three specific UHP zones in the WGR (Figure IV.1b): the Nordfjord-Stadlandet zone (Wain, 1997; Cuthbert et al., 2000; Walsh & Hacker, 2004), the Sørøyane zone (Carswell et al., 2003; Root et al., 2005) and the Nordøyane zone (Terry et al., 2000; Vrijmoed et al., 2006). In the Nordfjord-Stadlandet region, eclogites within the UHP zone mostly contain unzoned garnets with UHP inclusions, whereas outside the UHP zone, eclogites have zoned garnets with amphibolite-facies inclusions (Bryhni & Griffin, 1971; Wain, 1997; Cuthbert et al., 2000). Structural studies show that the UHP zones correspond to antiforms formed during late regional-scale folding (e.g., Root et al., 2005; Young, 2018), as highlighted by the shape of the regional isobars (Figure IV.1b). Occurrences of eclogite have also been found in the surrounding Lower and Middle allochthons, both in the hanging wall of the NSDZ (Johnston, Hacker, & Ducea, 2007; Young et al., 2007), in the allochthons to the east and the north of the study area, mostly in the Seve Nappe Complex (e.g., Walsh & Hacker, 2004; Hollocher et al., 2007; Janák et al., 2012; Beckman et al., 2014; Klonowska et al., 2016) and to the south in the Bergen Arcs (e.g., Austrheim, 1987; Jamtveit et al., 2018). In the WGR, eclogite-facies records are common and widespread but represent less than 2 % of the total rock volume (Peterman et al., 2009). The rest of the WGR and nearby allochthons show amphibolite- to granulite-facies  $P$ – $T$  conditions between 500–800 °C and 5–15 kbar (Chauvet et al., 1992; Wilks & Cuthbert, 1994; Krabbendam & Wain, 1997; Engvik & Andersen, 2000; Labrousse et al., 2004; Walsh & Hacker, 2004; Hacker & Gans, 2005; Johnston, Hacker, & Ducea, 2007), interpreted either as metastable relics that remained untransformed during the Scandian metamorphic phase (60–70 %), or as the result of the post eclogite-facies reequilibration (~30 %; Peterman et al., 2009).

In the Nordfjord-Stadlandet zone, the metamorphic conditions before the eclogite-facies metamorphism are largely unknown. Based on the assemblage included in the garnet core of an eclogitic sample from Drage, Schärer & Labrousse (2003) determined that the pre-eclogite-facies conditions were  $650 \pm 30$  °C and  $18.5 \pm 3.5$  kbar (Figure IV.2). Also based on garnet inclusions, Krogh (1982) estimated epidote-amphibolite-facies conditions at 550–650 °C and 7–9 kbar for an eclogite from Verpeneset. Eclogite peak  $P$ – $T$  conditions range widely, from 575 to 800 °C and 20 to 36 kbar. The conditions during the amphibolite-facies overprint were extensively reviewed by Labrousse et al. (2004), with retrogressed eclogites mostly yielding  $P$ – $T$  conditions of 4–13 kbar and 550–650 °C. The host gneisses yield similar  $P$ – $T$  conditions (Schärer & Labrousse, 2003; Labrousse et al., 2004;





**Figure IV.2.** Summary of  $P$ – $T$  paths in the Nordfjord-Stadlandet (U)HP zone from Krogh (1982; K82), Schärer & Labrousse (2003; SL03), Young et al. (2007; Y07), Peterman et al. (2009; P09) and Renedo et al. (2015; R15). Schematic  $P$ – $T$  path for the UHP zones of the WGR from Hacker et al. (2010; H10). Compilation of  $P$ – $T$  conditions in the same area for eclogites (blue ellipses), gneisses, amphibolites and retrogressed eclogites (grey ellipses) and for pre-eclogite relics (green ellipses) from Krogh (1982), Cuthbert et al. (2000), Wain et al. (2001), Labrousse et al. (2004), Hacker (2006), Anderson & Moecher (2007), Johnston, Hacker, & Ducea (2007), Young et al. (2007), Peterman et al. (2009) and Medaris et al. (2018).

Peterman et al., 2009), up to  $\sim 720$  °C and 14 kbar (Figure IV.2). Carter et al. (2021) suggested that symplectites in mafic eclogites from the Stadlandet peninsula formed during a two-stage retrogression, with isothermal decompression from UHP to 10–15 kbar at 650–700 °C followed by cooling and exhumation, down to 470 °C and 3 kbar.

### IV.2.3. The Vågsøy island

The studied eclogite sample was collected in Vågsvåg, in the southern part of the Vågsøy island, which has been less studied than the nearby eclogites from Stadlandet, Verpeneset, Kråkeneset or Flatraket (Figure IV.1b). As the Nordfjord-Stadlandet UHP zone is mostly delineated by the presence of coesite or pseudomorphs after coesite (Wain, 1997; Cuthbert et al., 2000), precise

$P$ – $T$  conditions are not available for all of the eclogites inventoried on Figure IV.1b. Labrousse et al. (2004) determined peak conditions of  $645 \pm 50$  °C and  $21 \pm 2.5$  kbar for a phengite-bearing eclogite from Vågsvåg. Decompression conditions were determined for the symplectite assemblage at 550–620 °C and 8.7–12.6 kbar. Krogh Ravna & Terry (2004) calculated the peak conditions at  $29 \pm 3$  kbar and  $729 \pm 80$  °C for an eclogite from Haldnes (2 km southeast of Vågsvåg). Griffin & Brueckner (1985) obtained a Sm–Nd age of  $423 \pm 12$  Ma for a quartz- and rutile-bearing eclogite located in Raudeberg (7 km north of Vågsvåg). Kylander-Clark & Hacker (2014) obtained a zircon U–Pb age of  $389 \pm 2$  Ma for the emplacement of a granitic pegmatite, interpreted to reflect dehydration melting during the decompression from (U)HP to amphibolite-facies conditions. Spencer et al. (2013) interpreted similarly an epidote-bearing granitic leucosome cross-cutting both eclogitic and amphibolitic fabrics, from which they reported a titanite U–Pb age of  $387 \pm 4$  Ma with a crystallization temperature of 700 °C obtained using the Zr-in-rutile geothermometer.

### IV.3. Methods

#### IV.3.1. Major-element chemical composition

The studied sample, free of any weathered material, was first crushed in an agate mortar to obtain a fine powder. Bulk-rock composition was determined by Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry (ICP-OES) at the Centre of Petrographic and Geochemical Research (SARM laboratories, CRPG, CNRS, Nancy, France). Detailed analytical procedure can be found in Carignan et al. (2001). FeO vs total  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  was obtained by wet titration. The chemical composition of the sample is reported in Table S1.1.

Mineral analyses were performed with a Cameca SX100 electron microprobe (Microsonde Ouest, IFREMER Brest, France) in the wavelength dispersive mode. Operating conditions for the spot analyses were 15 keV accelerating voltage, 20 nA beam current, 10 s counting time on the peak, using a beam diameter of 1  $\mu\text{m}$  (for more details on the analytical procedures see Pitra et al., 2008). Mineral compositional variables and endmember proportions are based on molar proportions and expressed as follows:  $x\text{Mg} = \text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ ; for garnet,  $\text{alm} = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}+\text{Ca}+\text{Mn})$ ,  $\text{prp} = \text{Mg}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}+\text{Ca}+\text{Mn})$ ,  $\text{grs} = \text{Ca}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}+\text{Ca}+\text{Mn})$ ,  $\text{sps} = \text{Mn}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}+\text{Ca}+\text{Mn})$ ; for epidote,  $\text{ep} = \text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Al} - 2)$ ; for clinopyroxene,  $\text{jd} = \text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ ; for white mica,  $x\text{Na} = \text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca}+\text{K})$ ; for plagioclase,  $\text{ab} = \text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca}+\text{K})$ ; for amphibole, structural formulae are calculated following

Leake et al. (1997),  $Ca_B$  corresponds to the molar amount of Ca on the B (or M4) crystallographic sites. The sign “–” indicates a range in compositions, “→” a variation from core to rim, pfu = per formula unit. Mineral abbreviations are as follows: garnet (g), muscovite (mu), paragonite (pa), undifferentiated clinopyroxene (cpx), omphacite (omp), clinoamphibole (am), epidote (ep), plagioclase (pl), biotite (bi), chlorite (chl), quartz (q), coesite (coe), rutile (ru), titanite (sphene, sph), lawsonite (law), kyanite (ky), zircon (zrc), carbonate (crb), apatite (ap) and symplectite (sym). Modes for the different major minerals were obtained by pixel counting on thin section-scale X-ray compositional maps for Na, Ca, Al, Mg and Mn.

### IV.3.2. Trace-element composition

Trace-element analyses of garnet and rutile were carried out at the GeOHeLiS analytical platform (OSUR, Univ. Rennes) by in-situ Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) using an ESI NWR193UC Excimer laser coupled with an Agilent quadrupole 7700x ICP-MS equipped with a dual pumping system for enhanced sensitivity (Paquette et al., 2014). For garnet, an ablation spot diameter of 80  $\mu\text{m}$  with a repetition rate of 4 Hz and a fluence of 5.8  $\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$  was used. Major-element X-ray compositional maps were acquired on an electron microprobe prior to the trace-element analyses for the selected garnet grains to ensure accurate laser spot locations. Results were normalized to the NIST610 glass standard and  $\text{SiO}_2$  content was used as internal standard, fixed at 38.3 wt % (for further information see Nosenzo et al., 2022). For rutile, ablation spot diameter of 50  $\mu\text{m}$  with a repetition rate of 5 Hz and a fluence of 6.3  $\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$  were used. Results were normalized to the R10 rutile standard (Luvizotto et al., 2009). The R632 secondary rutile standard yielded Zr concentration of  $4608 \pm 155$  ppm, within error of the published value of  $4294 \pm 196$  ppm (Axelsson et al., 2018). Data reduction was carried out with the Iolite4 software (Paton et al., 2011). Detailed operating conditions for the trace-element analyses are available in Table S1.2.

### IV.3.3. Raman spectroscopy and quartz-in-garnet barometry

Raman spectra of quartz inclusions in several garnet grains were acquired on the University Rennes 1 Raman platform (SIR-ScanMAT). Analyses were carried out on a 30  $\mu\text{m}$ -thick thin section and only rounded inclusions, maximum 20  $\mu\text{m}$  wide, without any cracks and not in the vicinity of garnet fractures were analysed. A Horiba LabRAM HR800 micro-confocal spectrometer

equipped with a 600 lines/mm grating was used with a 532 nm laser (laser power around 10 mW at the sample). With a  $\times 100$  objective, lateral resolution (in the objective focal plane) was around 1  $\mu\text{m}$  and axial resolution (along laser axis) was around 3  $\mu\text{m}$ . Spectral range of  $-30$ – $1700\text{ cm}^{-1}$  was recorded and spectral dispersion around  $1.7\text{ cm}^{-1}$  was achieved. Synthetic quartz and pure silicon were used as standards and analysed throughout the session. Strain tensors of the quartz inclusions were calculated from the  $128.1$ ,  $207.3$  and  $464.8\text{ cm}^{-1}$  Raman peak mode shifts using the stRAInMAN software (Angel et al., 2019). An uncertainty of  $0.3\text{ cm}^{-1}$  was assumed for the shifts. Isomekes (i.e. lines in  $P$ – $T$  space) of possible quartz entrapment conditions were obtained using the EntraPT platform (Mazzucchelli et al., 2021) with either almandine, pyrope or grossular as host (equations of state for quartz from Angel et al., 2017; for garnet endmembers from Milani et al., 2015, 2017) and then recalculated with the measured garnet composition. The final propagated error issued from Raman shift uncertainties and misfit between the three modes results in pressure uncertainty of  $\pm 0.3$ – $1.5$  kbar.

#### IV.3.4. Phase-equilibrium modelling

Phase-equilibrium modelling was carried out in the MnNCKFMASHTO system ( $\text{MnO}$ – $\text{Na}_2\text{O}$ – $\text{CaO}$ – $\text{K}_2\text{O}$ – $\text{FeO}$ – $\text{MgO}$ – $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{SiO}_2$ – $\text{H}_2\text{O}$ – $\text{TiO}_2$ – $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) using the Theriak/Domino software (de Capitani & Petrakakis, 2010) and the internally consistent thermodynamic dataset 6.2 (Holland & Powell, 2011). The following minerals and solution models were used: biotite, white mica, chlorite (White et al. 2014), amphibole and clinopyroxene (Green et al. 2016), epidote (Holland & Powell 2011), plagioclase (Holland & Powell 2003). Garnet  $a$ – $x$  relations of White et al. (2007) were used instead of those of White et al. (2014) following the suggestions of Pan et al. (2020). Albite, lawsonite, quartz/coesite, rutile and titanite were considered as pure end-members. The analysed bulk rock composition was corrected for the presence of apatite and carbonates, not considered in the modelling, and the measured  $X(\text{Fe}^{3+})$  ratio (molar  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{total}}$ ) was used. Pure  $\text{H}_2\text{O}$  fluid was considered in excess. The presence of carbonates in the sample implies the presence of  $\text{CO}_2$ , which is known to shift the position of equilibria in the  $P$ – $T$  field (e.g., Evans, 1990; Schumacher et al., 2008). However, several studies on carbonate-bearing HP rocks (Schumacher et al., 2008; Skelton et al., 2019; Manzotti et al., 2021) suggested very low  $X(\text{CO}_2)$  in such systems (of the order of  $X(\text{CO}_2) < 0.03$ ), and consequently a limited impact on the modelled equilibria.

Thermobarometry for the symplectite assemblage was achieved with THERMOCALC 3.50 (Powell & Holland, 1988), using the average P calculation mode and the internally consistent thermodynamic dataset 6.2 (Holland & Powell, 2011).

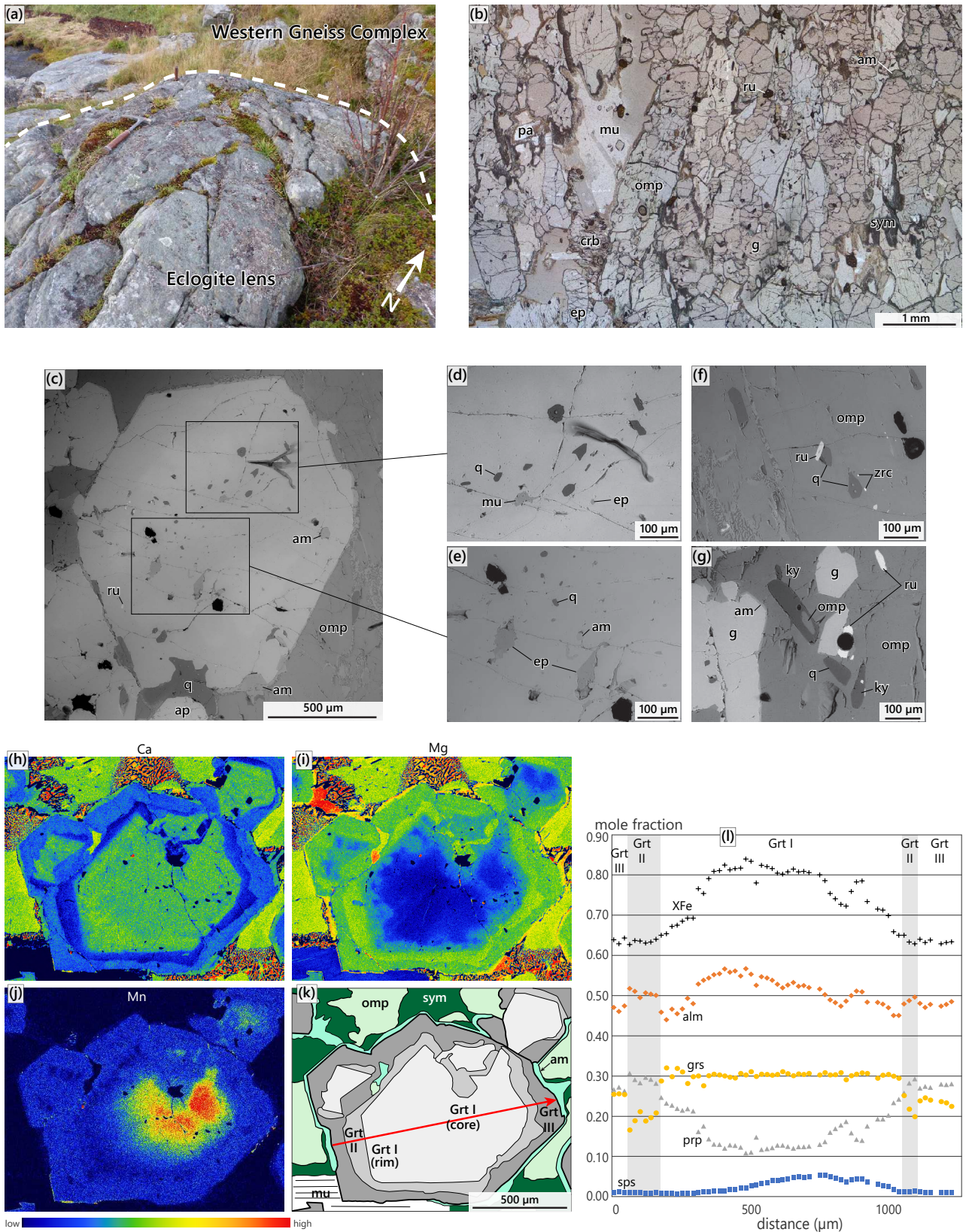
#### IV.4. Petrography and mineral chemistry

Eclogite sample NO7A was collected on Vågsøy island, ~50 metres from the Vågsberget museum (WGS84: 61.93106N, 5.05121E) from the core of an outcropping mafic lens (Figure IV.3a). The 3–4 metre-long lens is enclosed in a felsic migmatitic gneiss comprising quartz, plagioclase, garnet, biotite, epidote and amphibole. Towards the rim of the lens, eclogite progressively transitions to amphibolite.

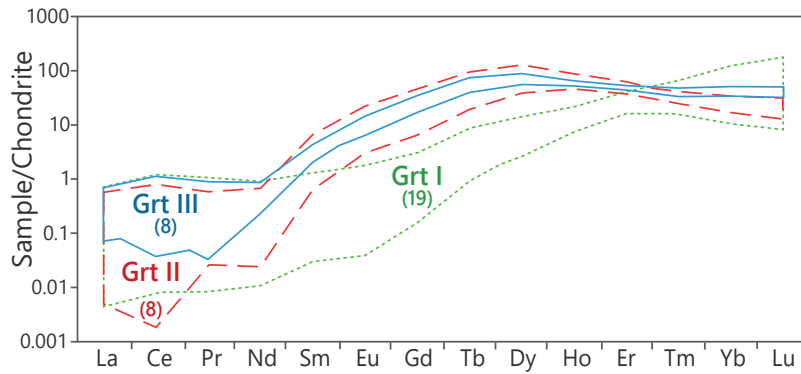
The studied sample is a medium-grained well-preserved eclogite (Figure IV.3b, S1.1). It is composed of omphacite (55 %), garnet (30 %), white mica (8 %), epidote (1 %), green amphibole (1 %) and accessory kyanite, quartz, rutile, carbonates, zircon, apatite, ilmenite and magnetite. Elongation of omphacite, white mica and epidote as well as garnet-rich layers define a foliation observable both macro- and microscopically.

Garnet is euhedral to subhedral, millimetre-sized and contains inclusions of quartz, epidote, amphibole, muscovite, titanite, rutile, omphacite, carbonates, ilmenite and zircon (Figure IV.3c–e). Garnet displays complex compositional zoning with three distinct zones named Grt I, Grt II and Grt III (Figure IV.3h–l, S1.2). Grt I shows rimward decreasing almandine and spessartine ( $alm = 0.55 \rightarrow 0.46$ ,  $sps = 0.06 \rightarrow 0.01$ ), increasing pyrope ( $prp = 0.12 \rightarrow 0.22$ ) and roughly constant grossular ( $grs = 0.30–0.32$ ). X-ray compositional maps reveal locally irregular and patchy zoning in Mg (Figure IV.3i). Grt II is significantly richer in pyrope, which slightly increases rimwards ( $prp = 0.29 \rightarrow 0.31$ ), and significantly poorer in grossular, which slightly decreases ( $grs = 0.21 \rightarrow 0.18$ ). Almandine and spessartine are constant ( $alm = 0.49–0.51$ ,  $sps = 0.01$ ). Grt III has a homogeneous composition ( $alm = 0.46–0.49$ ,  $sps = 0.01$ ,  $prp = 0.27–0.28$ ,  $grs = 0.22–0.24$ ). Furthermore, the mineralogy of the included phases changes alongside garnet composition. Inclusions of quartz, epidote and scarce small titanite and rutile grains are mostly present in Grt I; amphibole, potassic white mica and carbonates in Grt I and II; omphacite and larger rutile grains ( $> 5 \mu\text{m}$ ) in Grt I rim and Grt II; Grt III is almost inclusion-free apart from rutile and rare quartz and zircon. These three types of garnet are also characterized by specific REE distribution (Figure IV.4, S1.3). Grt I shows





**Figure IV.3.** Eclogite lens sampled near the Vågsberget museum, hammer for scale (a). Photomicrograph (plane polarized light) of eclogite sample NO7A (b). BSE image of garnet (c) and zooms on inclusions (d–e). BSE images of inclusions in omphacite (f–g). X-ray chemical maps for Ca (h), Mg (i) and Mn (j) showing the chemical zoning of garnet. (k) Hand drawing of the same garnet as in (h–j) with the garnet growth zones highlighted. (l) Chemical profile of garnet located by the red arrow in (k).



**Figure IV.4.** REE spidergram for garnet. Analyses are normalized to chondritic values (Sun & McDonough, 1989). Number of analyses for each garnet zone in brackets.

depletion in middle REE (MREE, Sm–Er) relative to Grt II and III, which are both richer in MREE and have similar scoop-shaped REE spectra. The three garnet zones lack or have weakly positive Eu anomalies, with  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.99$ – $2.17$  for Grt I,  $0.97$ – $1.27$  for Grt II and  $1.13$ – $1.37$  for Grt III ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / (\text{Sm}_N \cdot \text{Gd}_N)^{0.5}$ ). Garnet inclusions in clinopyroxene and white mica are chemically similar to Grt I and Grt II ( $\text{alm} = 0.45$ – $0.50$ ,  $\text{grs} = 0.31$ – $0.23$ ,  $\text{prp} = 0.20$ – $0.28$ ,  $\text{sps} = 0.02$ – $0.01$ ).

Clinopyroxene is millimetre-sized (Figure IV.3b), subhedral, and contains inclusions of garnet, white mica, quartz, rutile, amphibole, zircon and rare kyanite (Figure IV.3g). Clinopyroxene crystals found in the matrix or included in garnet have a composition of omphacite and are slightly zoned ( $\text{jd} = 0.56$ – $0.50$ ,  $\text{Al} = 0.53$ – $0.49$  pfu, recalculated  $\text{Fe}^{3+} = 0.00$ – $0.05$  pfu; Figure S1.4). In the vicinity of fractures, clinopyroxene is surrounded and progressively replaced by a very fine-grained symplectite comprising less-jadeitic clinopyroxene (50 vol.%;  $\text{jd} = 0.25$ – $0.29$ ,  $\text{Al} = 0.27$ – $0.36$  pfu), plagioclase (40 vol.%;  $\text{ab} = 0.84$ – $0.88$ ) and amphibole (10 vol.%; edenite with  $\text{Si} = 6.50$ – $6.71$  pfu,  $\text{xMg} = 0.68$ – $0.74$ ,  $\text{Ca}_B = 1.83$ – $2.00$ ).

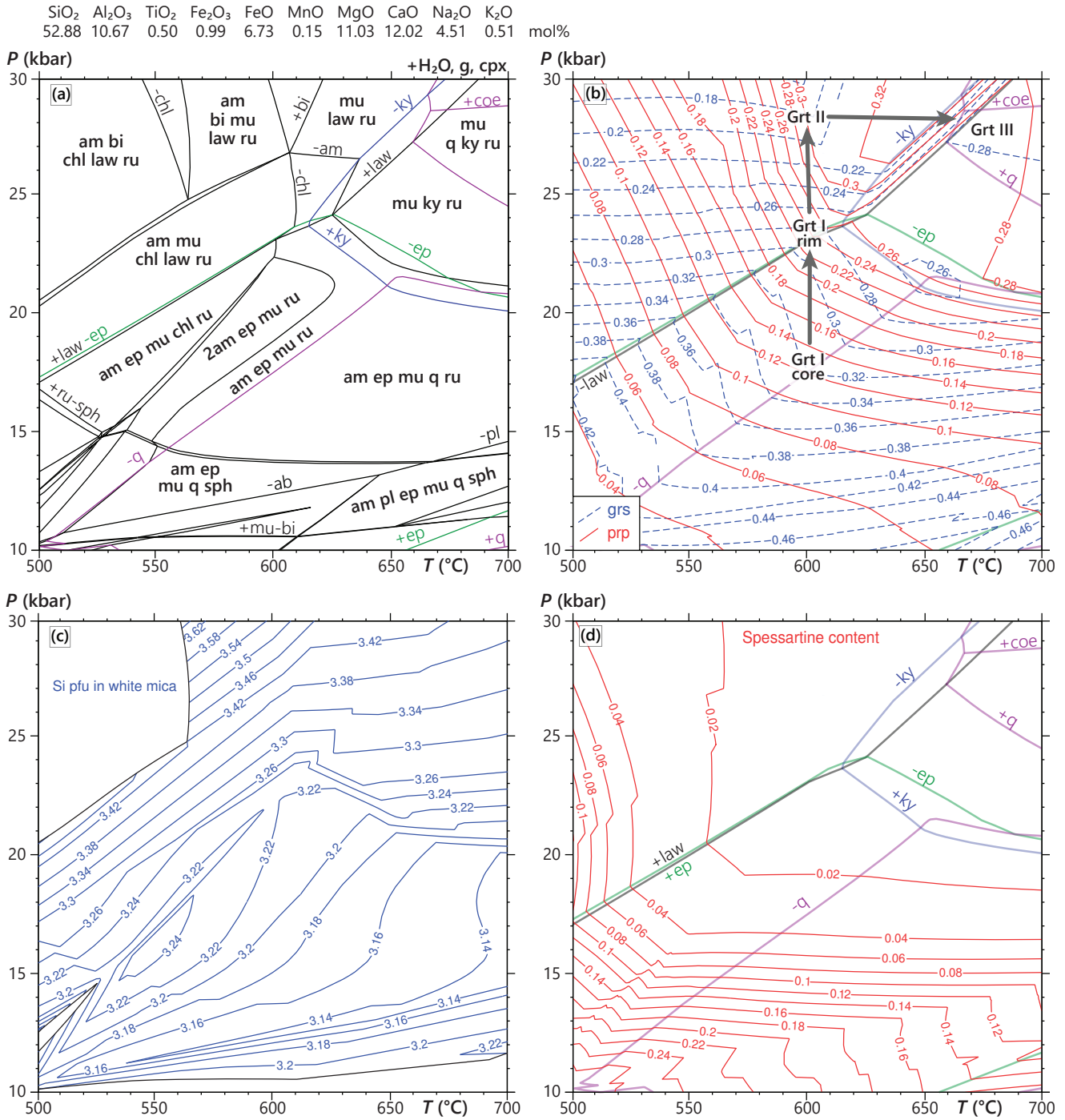
Potassic (phengitic) white mica is present in the sample as millimetre-sized matrix grains. It contains garnet, rutile and zircon inclusions. It is weakly zoned with rimward decreasing  $\text{Si} = 3.40$ – $3.25$  pfu and increasing  $\text{xNa} = 0.14$ – $0.21$  (Figure S1.5). White mica crystals included in clinopyroxene have the same range of compositions. Inclusions in garnet show increasing Si content from garnet core to rim ( $\text{Si} = 3.24$  pfu in Grt I,  $3.27$ – $3.37$  pfu in Grt II). The sample also contains paragonite ( $\text{xNa} = 0.89$ – $0.92$ ), which locally overgrows muscovite and whose elongation is mostly oblique to the general foliation of the sample (Figure IV.3b).

Epidote is rare and significantly less ferric in the matrix ( $ep = 0.12-0.19$ ) than the inclusions in garnet or clinopyroxene ( $ep = 0.35-0.40$ ). Amphibole shows variable composition depending on the textural position in the sample. Rare matrix grains consist of green to slightly blue amphibole with inclusions of quartz, epidote and garnet and have  $Si = 6.62-6.75$  pfu,  $xMg = 0.72-0.76$ ,  $Ca_B = 1.21-1.27$ . A thin corona ( $10-15 \mu m$  large) of green amphibole ( $Si = 5.64-6.46$  pfu,  $xMg = 0.52-0.71$ ,  $Ca_B = 1.31-1.86$ ) is commonly present around garnet. Amphibole included in garnet shows variable composition with  $Si = 5.53-6.13$  pfu,  $xMg = 0.40-0.69$ ,  $Ca_B = 1.36-1.56$ . Carbonate minerals are present in small quantities ( $<1\%$ ) throughout the sample and are found both in the matrix or as inclusions in the major mineral phases. They are mostly dolomite, although an inclusion of calcite has been observed in an omphacite grain. Rutile analyses on 42 grains yield variable zirconium contents between 66 and 158 ppm. One rutile grain was discarded from the thermometry calculations because of its anomalous Zr concentration of 443 ppm, possibly caused by the presence of Zr-rich micro-inclusions (see Section 5.3 below; Table S1.6). The inferred paragenetic sequence is summarised in Figure IV.5. Representative microprobe analyses (Table S1.3) and detailed trace-element analyses of garnet (Table S1.5) are available in the Supplements.

Minerals	Pre-garnet growth	Garnet I	Garnet II	Garnet III	Post-garnet
q	_____	_____		? _____	
ep	_____	_____			
am	_____	_____	_____	-----?-----	_____
omp			_____	_____?	
mu				_____?	
ky				_____?	
sph	_____	_____			
ru		_____	_____	_____	
crb	_____	_____	_____	_____	
pa					_____
sym					_____

**Figure IV.5.** Paragenetic sequence for eclogite sample NO7A.



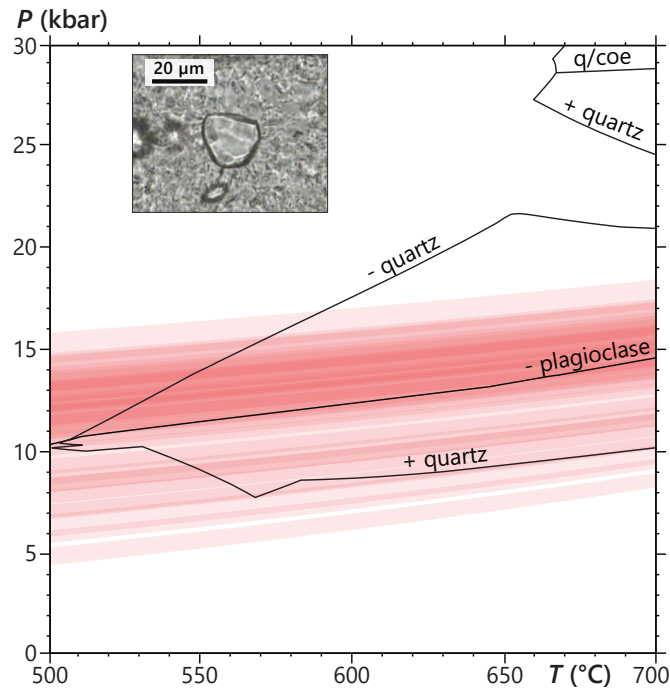


**Figure IV.6.**  $P$ - $T$  pseudosections for eclogite sample NO7A calculated for the indicated bulk composition (H<sub>2</sub>O is considered in excess). Some small fields are unlabelled for clarity. Grey arrows indicate the inferred  $P$ - $T$  path. Kyanite, quartz/coesite, epidote and lawsonite stability fields reported in (b) and (d) as in (a). See text for further details.

## IV.5. $P$ – $T$ estimates

### IV.5.1. Phase-equilibrium modelling

In the  $P$ – $T$  pseudosection (Figure IV.6a), garnet, clinopyroxene and amphibole are stable throughout the  $P$ – $T$  range considered, except for the loss of amphibole in the HP–HT corner. Biotite and muscovite are stable at pressures respectively lower and higher than ~10 kbar in the temperature range considered. Biotite is also stable in the HP–LT corner of the diagram, whereas muscovite is absent. Rutile is replaced by titanite at pressures lower than 14–15 kbar. Quartz is stable in the LP–HT part ( $T > 500$  °C at 10 kbar and  $P < 21$  kbar at 700 °C) and in the HP–HT corner of the diagram. Kyanite is present above 20 kbar at temperatures higher than 620 °C. Epidote is stable below 17 kbar at 500 °C and below 23 kbar at 620 °C. The earliest assemblage inferred from inclusions in Grt I (quartz, epidote, amphibole, muscovite, titanite) is stable at 510–650 °C and 11–14 kbar. Considering the rare tiny inclusions of rutile, this field can be extended towards higher pressure, as the incorporation of Al (not considered in the modelling) may stabilise titanite towards higher pressures (Carswell et al., 1996; Troitzsch & Ellis, 2002). The composition of Grt I core (grs = 0.30–0.32, prp = 0.12) points to crystallisation at either 22 kbar–550°C or 17 kbar–600°C (Figure IV.6b). However, only the latter set of conditions is compatible with the inclusion assemblage, in particular the presence of quartz and epidote, and the spessartine content of Grt I core (sps = 0.06; Figure IV.6d). The composition of Grt I rim (grs = 0.30, prp = 0.22, sps = 0.01) suggests equilibration at ~23 kbar–600 °C, at the lawsonite-epidote transition. The composition of Grt II (grs = 0.18–0.20, prp = 0.28–0.30) and the maximal Si content in phengite (Si = 3.40 pfu) correspond to peak-pressure conditions of 600 °C and 27–29 kbar (Figure IV.6b–c). The composition of Grt III (grs = 0.22–0.24, prp = 0.28), inclusions of kyanite in omphacite and the presence of scarce quartz both in the matrix (Figure IV.3b) and included in Grt III imply heating to 660–680 °C. The absence of coesite suggests no pressure increase. Finally, amphibole coronae around garnet, plagioclase-bearing symplectites around omphacite and paragonite overgrowing phengite record the subsequent decompression. These decompression textures are present only in some microdomains of the sample and testify to local equilibration, limiting the use of phase-equilibrium modelling to constrain the  $P$ – $T$  conditions that prevailed.



**Figure IV.7.**  $P$ – $T$  diagram of quartz entrapment conditions. Isomekes are represented by the red areas, the width of which corresponds to the associated uncertainty. Stronger colour denotes overlapping results. Stability fields of plagioclase and quartz/coesite as in Figure IV.6a; garnet is stable throughout the  $P$ – $T$  range. Inset: photomicrograph of a typical quartz inclusion analysed by Raman spectroscopy.

### IV.5.2. Quartz-in-garnet barometry

Quartz-in-garnet (QuiG) barometry performed on 32 inclusions found in 11 different garnet grains yields entrapment pressures of 5–15 kbar at 500 °C and 9–18 kbar at 700 °C (Figure IV.7). As all the analysed quartz inclusions are located in Grt I, the uncertainty in the calculated pressures stemming from the variable composition of the surrounding host garnet was bracketed by using alternatively Grt I core and Grt I rim compositions as host. The two garnet compositions result in entrapment pressures within 0.1 kbar of each other, which is negligible when taking into account the analytical uncertainty ( $\pm 0.3$ – $1.5$  kbar). A single representative garnet composition was therefore used for all inclusions ( $alm = 0.55$ ,  $grs = 0.30$ ,  $prp = 0.15$ ).

For a given temperature, quartz inclusions in each individual garnet grain yield entrapment pressures within a 2.5 kbar range except for garnet grain 13 whose inclusions yield entrapment pressures between 8.1 and 12.7 kbar (Table S1.7). With entrapment pressures below 10 kbar limited to two garnet grains (garnet 1 and 19, Table S1.7), most of the isomekes lie within a 12–15.2 kbar range at 600 °C.

### IV.5.3. Trace- and major-element thermobarometry

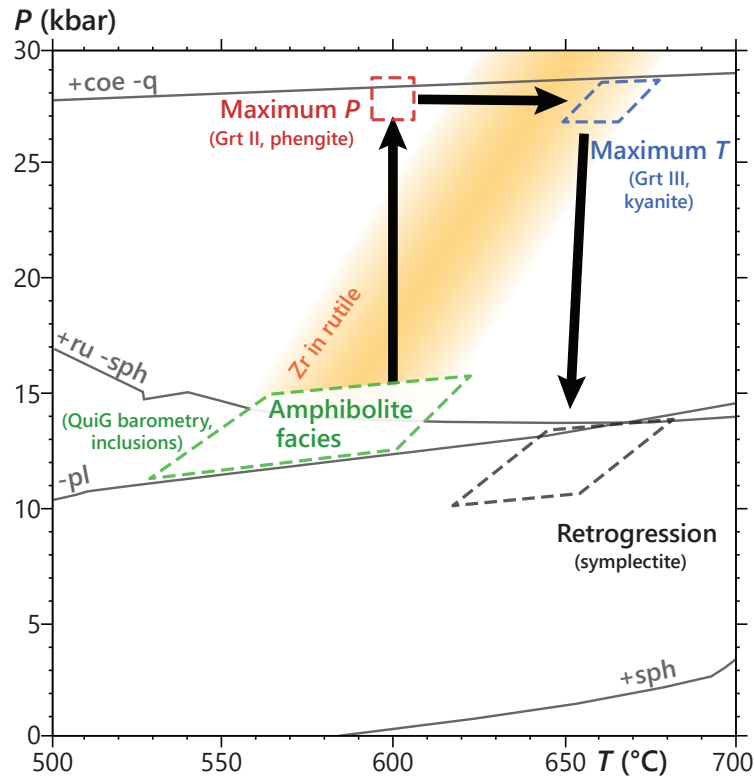
Zr-in-rutile thermometry was performed in order to bring additional constraints on the temperature reached by this eclogite sample. The calibration of Ferry & Watson (2007) yields an average temperature of  $564 \pm 17$  °C with  $a(\text{SiO}_2)$  assumed at unity, in agreement with the presence of inclusions of quartz together with rutile and zircon in omphacite (Figure IV.3f). The pressure-dependent calibration for  $\alpha$ -quartz from Tomkins et al. (2007) gives temperatures of  $590 \pm 18$  °C at 15 kbar and  $630 \pm 18$  °C at 25 kbar (Figure IV.8). In both cases, the errors on the measurement of the Zr concentration result in a maximum uncertainty of  $\pm 2$  °C, which is negligible compared to the uncertainties inherent to the calibrations themselves, i.e.  $\pm 40$  °C for Ferry & Watson (2007),  $\pm 30$  °C for Tomkins et al. (2007). Given the (U)HP conditions reached by the sample, the effect of pressure on the thermometer is probably significant. The results obtained with the pressure-dependent calibration of Tomkins et al. (2007) are thus preferred (Figure IV.8).

For the symplectite, the plagioclase–amphibole thermometer for quartz-free assemblages of Holland & Blundy (1994) yields temperatures of  $591 \pm 9$  °C at 5 kbar and  $675 \pm 8$  °C at 15 kbar (Figure IV.8). Clinopyroxene–amphibole–plagioclase thermobarometry achieved through the average  $P$  calculation mode with THERMOCALC yields pressures of  $10.0 \pm 1.5$  kbar at 500 °C and  $12.7 \pm 1.4$  kbar at 700 °C (Figure IV.8; Table S1.4).

## IV.6. Discussion

### IV.6.1. Metamorphic evolution

From all the above results, a  $P$ – $T$  evolution is proposed in Figure IV.8. Overall, there is a good agreement between the QuiG barometry results and the modelled stability field of the inclusion assemblage in Grt I core (i.e., q-ep-am-mu-sph±ru) at 510–650 °C and 11–15 kbar, just above the plagioclase-out line (Figure IV.6a). The rounded shape of many of the included crystals of quartz and epidote and their location away from fractures (e.g., Figure IV.3c,d) testify to their primary, prograde character (rather than their formation during the retrograde evolution). The irregular shape of some of the inclusions of epidote is compatible with the modelled decrease of the proportion of epidote along the inferred  $P$ – $T$  path and consequently its partial resorption during the crystallisation of garnet. Nevertheless, the pressure inferred from the intersection of the composition isopleths for the crystallisation of the Grt I core (17 kbar), is about 2 kbar higher than the maximum QuiG



**Figure IV.8.** Schematic  $P$ – $T$  evolution inferred for the Vågsøy eclogite. Plagioclase, rutile and titanite stability fields as in Figure IV.6a. The red and blue boxes represent the  $P$ – $T$  conditions inferred from the intersection of garnet isopleths. Zr-in-rutile thermometry results using the calibration of Tomkins et al. (2007), amphibole-plagioclase thermobarometry using the calibration of Holland & Blundy (1994) and clinopyroxene-amphibole-plagioclase thermobarometry from THERMOCALC average  $P$  calculations, represented with their 1 sigma uncertainty.

pressure (~15 kbar). Furthermore, the spread of the QuiG results towards low pressure (garnet grains 11, 13 and 19, Table S1.7) could question the reliability of this method. However, Bonazzi et al. (2019) suggested that partially exposed grains may have lost stress, yielding entrapment pressures up to 8 kbar lower than for fully enclosed quartz inclusions. This apparent drop in pressure could correspond to the discrepancy observed between the few low values when compared to the bulk of the results (Figure IV.7). The spread of QuiG pressure estimates may also reflect later mechanical modifications, such as brittle or plastic deformation of the inclusion-host interface (Thomas & Spear, 2018) or that some of the analysed quartz inclusions are too close to the thin-section surface (Campomenosi et al., 2018). On the other hand, to the best of our knowledge, post-entrapment processes that could lead to an artificial pressure increase have not yet been proposed. Therefore, QuiG barometry may reflect underestimated but not overestimated entrapment conditions. In the present case, the data are compatible with the crystallisation conditions of the Grt I core and with the inferred prograde  $P$ – $T$  path. Although our data bring no strong constraints on the temperature

of the pre-garnet  $P$ – $T$  conditions, the Grt I core composition points to a crystallization temperature at 600 °C that represents an upper limit. Our estimation for the pre-eclogite-facies metamorphic stage (510–600 °C, 11–16 kbar) lies at a slightly higher pressure than the Barrovian metamorphism (560–700 °C, 8–13 kbar) suggested by Hacker et al. (2010) and mostly observed in the nappes overlying the WGC (Hacker & Gans, 2005). The lack of metamorphic record older than the inclusions in garnet prevents extension of the  $P$ – $T$  path to lower pressures.

Garnet zoning records an increase in pressure from 16 kbar to the peak pressure at 28–29 kbar, supported by the Si content in phengite. The rapid decrease in the grossular content (Figure IV.3g) between Grt I and Grt II corresponds to the transition between the epidote and the lawsonite stability fields at 23 kbar (Figure IV.6b). This is compatible with the presence of epidote inclusions exclusively in Grt I and supported by the REE spectra of the different garnet zones (Figure IV.4). Depletion of MREE in Grt I is attributed to the concomitant stability of epidote, which is the main light to middle REE host (Spandler et al., 2003). As soon as the rock leaves the epidote stability field during the prograde path, epidote breakdown makes MREE available again, explaining the enrichment in MREE in Grt II and Grt III relative to Grt I. Konrad-Schmolke et al. (2008) interpreted similarly the rimward evolution of the REE composition in some eclogitic garnets from the WGR. Their combined thermodynamic and REE-composition modelling also suggests that a decreasing mode of amphibole, evidenced in our sample by the scarcity of amphibole in the matrix compared to its more common presence as inclusions in garnet, may also explain such an enrichment. Moreover, Spandler et al. (2003) suggested that breakdown of titanite, which also hosts significant MREE, to form REE-poor rutile during prograde metamorphism may also contribute to the relative enrichment in MREE in the newly grown garnet.

The inferred prograde  $P$ – $T$  path could be questioned with respect to the presumption of H<sub>2</sub>O saturation and the possibility of garnet growth in the lawsonite stability field, due to the strongly hydrated character of lawsonite and the subsequent possible fluid undersaturation (e.g., Ballèvre et al., 2003; Clarke et al., 2006; López-Carmona et al., 2013). Indeed, the inferred  $P$ – $T$  evolution from Grt I core to Grt I rim is associated with progressive dehydration, associated with the progressive loss of epidote. At the conditions inferred for the growth of Grt I rim (600 °C, 23 kbar), 2.83 mol% of H<sub>2</sub>O are necessary to saturate the mineral assemblage, while the assemblage at 600 °C, 28 kbar (Grt II) requires 6.1 mol% of H<sub>2</sub>O. Strictly speaking, this implies additional hydration



during compression. However, 6.1 mol% of  $H_2O$  at 600 °C, 23 kbar only produces 2.6 volume % of free fluid. This amount is well in the range estimated for the amount of fluid possibly present in the deep lithosphere (Thompson & Connolly, 1990). Furthermore, Angiboust & Raimondo (2022) reported the possible presence under eclogite-facies conditions of significant porosities, which could be up to 4 volume %. Phase-equilibrium modelling under  $H_2O$  saturation thus still appears as a valid approach in this case. Finally, the shape of the isopleths of spessartine (Figure IV.6d, S1.6d), which are (sub)parallel to those of garnet mode, testify to the possibility of garnet growth during compression and/or heating.

Given the mode of garnet and its strong chemical zoning, compositional fractionation should be taken into account when modelling phase equilibria. However, modelling at constant effective bulk composition (Figure IV.6) on the one hand and with fractionation of garnet cores on the other hand resulted in very similar  $P$ – $T$  diagrams (Figures S1.6 & S1.7). With respect to Figure IV.6, garnet fractionation results in the displacement of the garnet-in line towards higher temperatures, but the general topology as well as the position of the compositional isopleths are affected only marginally. For more accuracy, fractionation of omphacite was also taken into account when evaluating the effective bulk composition used to model Grt III growth (Figure S1.7). Again, this diagram confirms the results obtained using the unfractionated bulk composition and the inferred  $P$ – $T$  path. Finally, results from the Zr-in-rutile thermometry using the pressure-dependent calibration of Tomkins et al. (2007) are compatible with rutile growth during heating (Figure IV.8). These results overlap the  $P$ – $T$  conditions inferred for Grt III growth in the quartz and kyanite stability field at 660–680 °C and 27–28 kbar, limited towards higher pressures by the absence of coesite or polycrystalline quartz. The inferred temperature range for the eclogite-facies metamorphism agrees with the estimates from nearby eclogites of  $645 \pm 50$  °C and  $729 \pm 80$  °C of Labrousse et al. (2004) and Krogh Ravn & Terry (2004), respectively. However, while the latter found pressures of  $29 \pm 3$  kbar, in agreement with our estimates, Labrousse et al. (2004) obtained lower pressures of  $21.5 \pm 2.5$  kbar using the THERMOCALC average PT method.

In our sample, the decompression is only recorded by the symplectites. The  $P$ – $T$  range inferred from the clinopyroxene-amphibole-plagioclase and plagioclase-amphibole equilibria (Figure IV.8) implies nearly isothermal decompression from 27–28 kbar down to 10–14 kbar at 620–680 °C. These results point to slightly higher  $P$ – $T$  conditions than the estimations of Labrousse et al. (2004)

for symplectites in another eclogite from Vågsvåg (550–620 °C, 8.7–12.6 kbar), conditions that can be applied more broadly to the whole Nordfjord area (Labrousse et al., 2004; Young et al., 2007; Figure IV.2). They are consistent with the  $P$ – $T$  conditions inferred for symplectites from the Stadlandet peninsula by Carter et al. (2021) for the point from which isothermal decompression was succeeded by cooling (10–15 kbar, 650–700 °C). It is however difficult to determine in our sample whether or not the nearly isothermal decompression continued to lower pressures before cooling (Figure IV.2).

To the best of our knowledge, this is the first evidence of an isothermal compression for a crustal mafic body in the Western Gneiss Region. Such an isothermal prograde evolution has been described by Bhowany et al. (2018) on the Holsnøy island in the Bergen Arcs, south of the study area, where granulites preserve the transformation to hydrous eclogite from 680 °C–15 kbar to peak conditions of 680 °C–22 kbar and their subsequent retrogression to 690 °C–17 kbar. Nearly isothermal compression has also been recognized in other (U)HP terranes, such as in the Kokchetav massif in Kazakhstan (Masago, 2000; Stepanov et al., 2016) or the Chinese Su-Lu province (Enami et al., 1993). Such a metamorphic evolution is rather rare, but not unique, and tectonic contexts that could explain such  $P$ – $T$  paths therefore deserve to be discussed.

#### IV.6.2. Polycyclic scenario

The above conclusions only hold, however, if the different metamorphic stages belong to the same orogenic cycle. Indeed, both Sveconorwegian (e.g., Krabbendam et al., 2000; Wain et al., 2001; Corfu et al., 2014) and early Caledonian (e.g., Klonowska et al., 2016) metamorphic events have been reported in the Caledonides. It could be consequently considered that in the studied sample, Grt I is a relic from an earlier metamorphic cycle. For instance, in-situ Lu–Hf dating of garnet in a felsic gneiss from Verpeneset (Figure IV.1b) revealed a  $913 \pm 63$  Ma age in the core while the rim yielded a Scandian age of  $405 \pm 25$  Ma (Tamblyn et al., 2021). Sveconorwegian rocks are relatively common in the study area, as for instance in the Flatraket, Ulvesund and Kråkeneset localities (Figure IV.1b). However, they exclusively record amphibolite to granulite-facies conditions with pressures around 10 kbar (Wain et al., 2001; Faryad et al., 2022). In the studied sample, Grt I displays a continuous core-to-rim chemical zoning that implies, given the results of the phase-equilibrium modelling, isothermal compression at 600 °C from 17 kbar to 23–24 kbar, in the eclogite



facies, whatever its age. Accordingly, garnet included in omphacite is in textural equilibrium with omphacite, is chemically similar to Grt I rim, and is thus an eclogite-facies phase. Such conditions have not been described in the Sveconorwegian rocks and conflict with the published records.

Alternatively, an early Caledonian, pre-Scandian, HP metamorphism of Ordovician age has been revealed by numerous geochronological studies in the allochthons and a polycyclic, multiple subduction-eduction model (“dunk tectonics”) has been proposed for the evolution of the Scandinavian Caledonides (e.g., Brueckner & Roermund, 2004; Majka et al., 2014; Walczak et al., 2019). However, geochronological data available for the basement in this part of the WGR (roughly the spatial extent of the map in Figure IV.1b) rather report unequivocally Scandian ages. Few older ages, ranging between 430 and 500 Ma, are undistinguishable from the Scandian phase because of their large uncertainties (e.g., Griffin & Brueckner, 1985; Tamblyn et al., 2021). It appears that the pre-Scandian phase of the Caledonian Orogeny is not recorded within the WGC basement (March et al., 2022).

Finally, and most importantly, the continuity of the chemical zoning suggests that the growth of Grt II continuously followed Grt I growth. This is best seen in the detailed compositional profiles (Figure S1.2). Furthermore, polymetamorphic garnets typically display textural and chemical features typical of garnet resorption such as jagged grain boundaries, fractures, annuli of increased spessartine content, annuli of concentrated inclusions (e.g., Le Bayon et al., 2006; Feenstra et al., 2007; Zulbati, 2011; Manzotti & Ballèvre, 2013). Such features are not observed in the rock. Although the absence of evidence is not evidence of absence, these observations do not support a polycyclic interpretation of the studied sample.

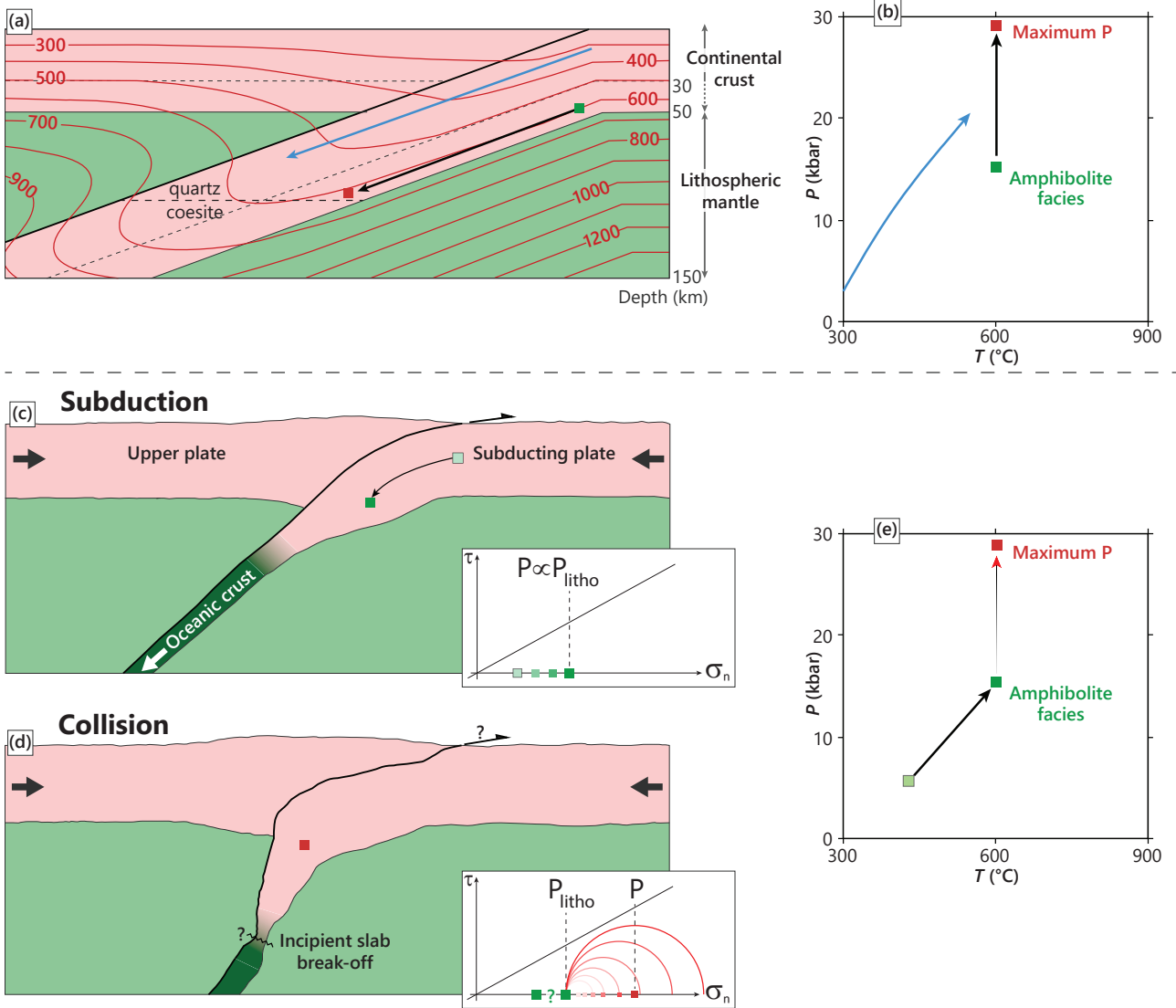
Although some localized features in the compositional maps (Figure IV.3h–j) may be interpreted as garnet dissolution, they are exclusively present between Grt II and Grt III. Furthermore, the compositional maps, for Ca especially, highlight that such a phenomenon is only local and not a general feature for garnet. It could be argued that dissolution related to sample-scale phenomena (such as changing  $P$ – $T$  conditions) should be visible on all garnet faces. Other explanations, such as garnet growth against another grain dissolved before Grt III growth, could be proposed without any easy solution to discriminate between the different hypotheses. Finally, even taking into account some partial dissolution of garnet before the growth of Grt III, would not change the first-order  $P$ – $T$  path inferred for our sample.

### IV.6.3. Geodynamic implications

Rocks metamorphosed in subduction zones are thought to commonly undergo a rapid increase of pressure, accompanied by an increase of temperature, albeit only limited (typically in the order of  $8\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ , e.g., Miyashiro, 1972; Ernst, 2001; Penniston-Dorland et al., 2015; Agard et al., 2022). However, the apparent absence of a temperature increase during compression for our sample seems incompatible with this classic view and may question the tectonic significance of (U)HP metamorphism. In the recent literature, the true meaning of the pressure estimates remains highly debated (e.g., Schmalholz & Podladchikov, 2013; Moulas et al., 2014; Gerya, 2015; Yamato & Brun, 2017; Luisier et al., 2019; Bauville & Yamato, 2021; Tajčmanová et al., 2015, 2021), as pressure may not be always purely lithostatic (that is, proportional to depth). Depending on how pressure estimates are interpreted, the models of tectonic reconstruction can highly differ. In that sense, the interpretation of the isothermal compression we obtained deserves to be discussed. Two end-member geodynamic scenarios can be then considered:

In the first scenario, it is considered that the pressure is purely lithostatic. In this case, the only way to explain an isothermal compression is to bury the rocks without any temperature variation. A simple explanation for this process would be to consider rapid burial, such that heating does not occur (i.e., thermal advection faster than diffusion). For instance, Jamtveit (1987) suggested that rapid crustal thickening by stacking during continental collision could explain the near-isothermal compression from 5 kbar to more than 25 kbar of an eclogite from Eiksunddal (Figure IV.1b). However, this conflicts with the findings of Kylander-Clark et al. (2009), who inferred slow subduction (with vertical burial rate of  $2\text{--}4\text{ mm}\cdot\text{y}^{-1}$ ) for the WGR from combined garnet dating and numerical modelling. Cutts & Smit (2018) obtained a similar burial rate ( $\sim 5\text{ mm}\cdot\text{y}^{-1}$ ), also by garnet dating. Alternatively, thermal modelling of continental subduction zones and collisions (e.g., Faccenda et al., 2009; Fauconnier et al., 2014) shows that isothermal burial is possible away from the subduction interface, considering deeper level of the lower plate. Fauconnier et al. (2014) showed by numerical modelling that the lower continental crust and the underlying mantle of the down-going slab remain thermally undisturbed up to depths of almost 100 km (Figure IV.9a). Kylander-Clark et al. (2009) obtained a very similar thermal state while modelling the  $P$ - $T$ - $t$  history of the WGR when considering that the WGR has derived from a thick crustal section. Therefore, bodies embedded in such a lower crust could be buried parallel to the  $600\text{ }^{\circ}\text{C}$  isotherm (Figure

IV.9a), resulting in an isothermal compression (Figure IV.9b). On the other hand, isothermal compression would be impossible or very limited for rocks initially at shallower depths and lower temperatures (blue arrow in Figure IV.9a–b). This implies that the studied mafic body must be derived from the middle to lower crust of a thick crustal section and already at 600 °C at the onset of burial. However, a shallower crustal origin for the bedrock and its mafic lenses seems possible when taking into account a more complex stratigraphy of the subducting slab. For instance, Young (2018) suggested that the study area comprised delaminated parts of the upper Baltica crust. Moreover, based on U–Pb dating of intrusive rocks, Jakob et al. (2017) and Andersen et al. (2022) suggested that the Baltica margin experienced extension from the Late Cambrian until the Middle Ordovician. In such a context, lithospheric thinning (and related exhumation of the mantle) would have caused a temperature increase of the crust (including the mafic lenses), potentially up to 600 °C. In this case, the stacking of the allochthons from the hyperextended margin would result in compression during the first stages of shortening, perhaps up to the inferred amphibolite-facies pressure conditions. As for an originally thick crust, subsequent isothermal burial would be possible for the base of the crust. After reaching the maximum burial, the rocks were heated by thermal diffusion from the hot mantle wedge. This may explain the temperature increase between the growth of Grt II (i.e., peak pressure) and Grt III in our sample. Stepped  $P$ – $T$  paths (i.e., alternating between pressure increase at constant temperature, and temperature increase at constant pressure) along very low thermal gradient are predicted by some geodynamic models of continental (Li et al., 2010) and oceanic subduction (Syracuse et al., 2010). In the Kokchetav Massif, Stepanov et al. (2016) related to such models the  $P$ – $T$  path of a kyanite-bearing mica-schist, showing a pressure increase from 11 to 23 kbar at 500–550 °C, followed by heating to peak conditions at 700 °C, 24 kbar. Almost isobaric heating is attributed to the coupling of the subducted slab with the hanging wall mantle.



**Figure IV.9.** Possible geodynamic scenarios for the studied eclogite.

(a) Thermal steady state of a subduction zone. Isotherms (in °C) are after the modelling of Fauconnier et al. (2014), initially carried out for a 30 km thick crust (dashed line). (b)  $P$ – $T$  evolution for the markers (i.e., blue arrow, green and red points) depicted in (a). Pressure is reported in this diagram by converting depth from (a) into pressure assuming pressure as lithostatic only and by considering an average rock density of  $2700 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ .

(c–d) Schematic tectonic history with initiation of continental subduction (c) and subsequent collision (d). Mohr diagrams for each stage are displayed in insets.  $P_{\text{litho}}$  denotes lithostatic pressure,  $\tau$  and  $\sigma_n$  correspond to shear stress and normal stress, respectively. The black line represents the Mohr-Coulomb yield criteria. (e)  $P$ – $T$  evolution for the tracers in (c–d). Boxes (a, c–d) are  $150 \times 400 \text{ km}$  large, same vertical and horizontal scale. In (c–d), crust is 45 km thick, as suggested by Kylander-Clark et al. (2009) and the reconstructions of Hacker et al. (2010).

The second scenario takes into account the possibility that part of the recorded pressure is tectonic in origin. Here, during the first stage of prograde evolution, not recorded in our sample, the increase of both temperature and pressure could be attributed to the burial of rocks across the isotherms during subduction (Figure IV.9c) up to the amphibolite-facies  $P$ – $T$  conditions (Figure IV.9e). Introduction of low-density continental crust into a denser mantle perturbs the subduction dynamics. Due to the positive buoyancy of the continental crust, coupling occurs between the overriding and subducting plates during the collisional stage of the orogeny (Figure IV.9d), with a necessary increase of horizontal stress. This mechanically leads to an increase of the deviatoric stress sustained by the rocks (Figure IV.9d inset) and therefore to a pressure increase (Petrini & Podladchikov, 2000; Mancktelow, 2008; Yamato & Brun, 2017). Reuber et al. (2016) showed that strong lower crust or strong heterogeneities therein may be indeed subject to large ( $> +100\%$ ) deviations from lithostatic pressure during collision. Based on a wide dataset of metamorphic records from various (U)HP terranes, Yamato & Brun (2017) suggested that the peak pressure recorded in (U)HP rocks and the subsequent pressure drop were linearly related and could be explained by a switch of the state of stress between compression (burial) and extension (exhumation). Their mechanical analysis considered pressure-dependent frictional yielding, i.e. brittle behaviour depending linearly on pressure through the friction angle and the cohesion of rocks, which are chosen to follow Byerlee's law. Considering a friction angle of  $30^\circ$  and neglecting cohesion of rocks, they inferred that the peak pressure  $P_c$  and the lithostatic pressure  $P_{\text{litho}}$  were related so that  $P_c = 2 \cdot P_{\text{litho}}$ , which is in agreement with our data. Indeed, when considering that the prograde amphibolite-facies pressure ( $\sim 14$  kbar) reflects the maximal lithostatic pressure, the peak pressure inferred from garnet and phengite ( $\sim 28$  kbar) follows this simple relation. As thermal equilibration in the orogenic root is limited before the slab break-off, this compression may occur isothermally. In the WGR, thermal insulation from the mantle wedge provided by the allochthon blanket, as proposed by Hacker et al. (2010), may also help explaining (near) isothermal processes. At the onset of exhumation (that is, the switch between compression and extension), slab break-off occurs as proposed in the exhumation model for the Norwegian Caledonides (e.g., Andersen & Jamtveit, 1990; Andersen et al., 1991; Dewey et al., 1993), explaining the temperature increase at peak pressure by thermal equilibration (e.g., Warren, 2013). In the model of Yamato & Brun (2017), this switch from compression to extension leads to a pressure drop such that the recorded pressure in extension  $P_e$  follows the relation  $P_e = \frac{2}{3} \cdot P_{\text{litho}}$  (considering a friction angle of  $30^\circ$  and neglecting cohesion as above). Our

data are also compatible with this model as the pressure range inferred for the symplectite formation (~10–14 kbar) overlaps the interval that corresponds to two thirds of the pressure range inferred for the prograde amphibolite-facies.

Alternatively, on the Holsnøy island in the Bergen Arcs, where Bhowany et al. (2018) suggested an isothermal prograde evolution for an eclogite, Jamtveit et al. (2018) attributed the eclogite-facies metamorphism to a local weakening of some rock volumes in a highly stressed and dry lower crust due to fluid infiltration. Their modelling shows that the weak eclogite contained in strong granulite may have experienced overpressure up to 5 kbar, explaining the pressure gap between the inferred amphibolite-facies conditions of ~15 kbar that are assumed to reflect the lithostatic pressure, and the peak-pressure, eclogite-facies conditions. However, the explanation proposed by Jamtveit et al. (2018) may probably not be applied to our eclogite body. On Holsnøy, eclogite-facies rocks are found in originally rather dry (and strong) homogeneous granulites. This situation is largely different from the majority of the eclogites in the WGR, where they occur as lenses and pods within the Western Gneiss Complex.

Finally, the ~14 kbar compression inferred in our sample between the amphibolite facies and the peak pressure does not need to reflect pure tectonic pressure; compression with both lithostatic and tectonic pressure components is possible, although evaluating the contribution of each component seems arduous (Bauville & Yamato, 2021).

We emphasize, however, that the  $P$ – $T$  evolution proposed here and the subsequent interpretation of the isothermal compression as a possible marker of tectonic pressure is based solely on one eclogite sample. Other eclogites in the Nordfjord-Stadlandet area may have experienced different fates: (1) The occurrence of melting at peak-pressure conditions, which is still debated in the WGR (Labrousse et al., 2011; Ganzhorn et al., 2014), may largely influence the rheology and the pressure experienced by the eclogites: finite-element modelling of an eclogite lens within a pod of partially melted gneiss confined in unmelted gneiss showed that pressure experienced by the eclogite can deviate from purely lithostatic by up to +30–40 kbar (Vrijmoed et al., 2009). (2) Magnitude of overpressure experienced by a volume of rocks is largely dependent on its shape and orientation relative to the principal stresses direction (Vrijmoed et al., 2009; Moulas et al., 2014; Cutts et al., 2020), parameters that could indeed be different from one eclogite occurrence to another in the Nordfjord-Stadlandet region (Hacker et al., 2010). All of this would argue for local rather than

kilometre- to regional-scale processes, and may conflict with the apparent coherence of the metamorphic peak pressure gradient seen in the Nordfjord-Stadlandet zone and more broadly in the whole WGR. In that sense, the fact that the peak pressure inferred for the studied eclogite fits well in the regional pressure gradient (Figure IV.1b) could be an argument against tectonic overpressure, excepted when considering that the rocks experienced the same percentage of tectonic overpressure.

We acknowledge that our results, although well-constrained, do not permit to propose conclusive geodynamic implications. It is noteworthy that the two geodynamic scenarios proposed are not necessarily incompatible. A mafic lens embedded at depth (~40–50 km) in the lower crust could be buried isothermally at temperature conditions around 600 °C before experiencing overpressure. Although the important post-UHP amphibolite overprint recognized in the whole WGR is an obstacle to the comprehension of pre-UHP tectonics, more detailed studies like this one are necessary to get a better understanding and quantification of the early stages of the Caledonian subduction.

## IV.7. Conclusions

Detailed petrological analysis revealed a significant part of the  $P$ – $T$  path for a mafic eclogite from the Nordfjord-Stadlandet zone. Prograde evolution is characterized by an isothermal compression at 600 °C from pressures of 11–16 kbar (amphibolite-facies conditions) to 27–29 kbar (eclogite-facies conditions), followed by a near-isobaric heating to 660–680 °C. Retrogression then occurred during nearly isothermal decompression to 10–14 kbar and 620–680 °C. While isothermal decompression has been largely described in the Western Gneiss Region, the isothermal compression highlighted here provides new data to constrain the tectonic evolution of the WGR. Such isothermal pressure increase remains however difficult to interpret. We propose that this could be due either to a deep burial (100 km) of a thermally undisturbed lower-crust material or to up to 14 kbar of tectonic overpressure occurring during collision.



## Acknowledgements

This research was supported by a Rennes 1 University grant to P. Pitra (Défis Scientifiques program) and by the GeOHeLiS platform. P. Yamato thanks the Institut Universitaire de France for financial support. We are very grateful to Xavier Le Coz for thin section preparation and Jessica Langlade for her help during the mineral microprobe analyses. Alain Moréac, Katy Leroy and Alexandre Peillod are thanked for the analytical support for the Raman spectroscopy, the data acquisition, and useful suggestions on data treatment, respectively. This study is a part of the PhD thesis of M. Simon, funded by the French Ministry of Higher Education and Research. The authors also thank C. Möller, J. Majka and two anonymous reviewers who helped to improve the quality of this contribution.

## Supplementary information

Additional information can be found in the *Annexe 1* (pp 225–243).

- Figure S1.1. Eclogite sample NO7A – scan (unpolarized light) and image of the hand specimen.
- Figure S1.2. X-ray compositional maps for Ca, Mg and Mn, BSE images and chemical profiles for several garnet grains.
- Figure S1.3. REE profiles and spectra in garnet grains analysed by LA-ICP-MS.
- Figure S1.4. Variation of the proportion of jadeite and Al (pfu) across an omphacite crystal.
- Figure S1.5. Compositional diagram of white mica (Si pfu vs. xNa).
- Figure S1.6.  $P$ – $T$  pseudosections for eclogite sample NO7A taking into account fractional crystallization of garnet (Grt I).
- Figure S1.7.  $P$ – $T$  pseudosections for eclogite sample NO7A taking into account fractional crystallization of garnet (Grt I and Grt II) and omphacite.
- Table S1.1. Whole-rock chemical composition.
- Table S1.2. Operating conditions for the LA-ICP-MS equipment for trace-element analyses.
- Table S1.3. Representative mineral microprobe analyses.
- Table S1.4. Detailed calculations with the average P mode of THERMOCALC for the sym-



plectite.

- Table S1.5. Trace-element concentrations for garnet determined by LA–ICP–MS.
- Table S1.6. Zirconium concentration for rutile determined by LA–ICP–MS and Zr-in-rutile thermometry results.
- Table S1.7. Raman spectroscopy of quartz inclusions in garnet and quartz-in-garnet (QuiG) barometry results

## Chapitre V

Étude géochronologique des éclogites  
de la région de Nordfjord-Stadlandet et  
implications pétrochronologiques

## V.1. Etude géochronologique des roches de Drage (Publication 2)

### **Geochronological response of an eclogite to retrogression (Western Gneiss Region, Norway)**

*Réponse géochronologique à la rétrogression d'une éclogite  
(Région des Gneiss de l'Ouest, Norvège)*

Article en cours de préparation

Martin SIMON<sup>1</sup>, Marc POUJOL<sup>1</sup>, Pavel PITRA<sup>1,2</sup>, Robert ANCZKIEWICZ<sup>3</sup>,  
Philippe YAMATO<sup>1,4</sup>

<sup>1</sup>Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, UMR 6118, 35000 Rennes, France

<sup>2</sup>Česká Geologická Služba, Praha 1, Česká republika

<sup>3</sup>Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Kraków Research Centre, Kraków, Poland

<sup>4</sup>Institut Universitaire de France (IUF), Paris, France

## Résumé

Dans les unités d’ultra-haute pression (UHP) exhumées après la subduction continentale et la collision, déterminer la chronologie de l’évolution en pression ( $P$ ) et température ( $T$ ) est crucial pour contraindre l’histoire tectonique de la zone d’étude. Dans ce cadre, le zircon a été abondamment utilisé, bien que les liens entre les âges sur zircon et l’évolution  $P$ – $T$  ne sont pas évidents et souvent contestés. Afin d’évaluer le comportement du zircon dans les roches de (U)HP, cette étude s’est penchée sur une série d’échantillons provenant de la Région des Gneiss de l’Ouest en Norvège. D’une même lentille mafique ont été collectés une éclogite préservée, montrant des inclusions de coésite et de quartz polycristallin dans le grenat, et une éclogite rétro-morphosée largement symplectitisée. Le gneiss encaissant a aussi été échantillonné. L’évolution  $P$ – $T$  de ces roches a été évaluée en utilisant la modélisation de l’équilibre des phases ainsi que la thermobarométrie conventionnelle et sur éléments traces. Dans l’éclogite fraîche, la datation Sm–Nd sur grenat donne un âge de  $409.8 \pm 3.2$  Ma, interprété comme l’âge du pic de pression à  $\sim 30$  kbar et  $680$ – $720$  °C, après une phase de croissance du grenat d’une durée d’environ 7 Ma, déduite de l’âge Lu–Hf de  $416.8 \pm 1.3$  Ma. Dans l’éclogite rétro-morphosée, l’âge Sm–Nd sur grenat est de  $400.5 \pm 5.6$  Ma et est interprété comme l’âge de la rééquilibration du grenat à  $750$ – $800$  °C et  $\sim 16$  kbar, tandis que l’âge Lu–Hf de  $449 \pm 14$  Ma sur le même grenat est expliqué par un découplage de Lu et Hf pendant cette rééquilibration. La rétrogression, de  $\sim 12$  kbar à  $630$ – $750$  °C jusqu’à  $\sim 4$  kbar à  $480$ – $560$  °C, est déduite des couronnes à amphibole-plagioclase autour des grenats, des symplectites à biotite ou amphibole  $\pm$  clinopyroxène ainsi que de la zonation des grenats dans le gneiss encaissant. Le rutile donne des âges autour de  $390 \pm 5$  Ma, interprétés comme l’âge du refroidissement sous  $\sim 650$  °C. Dans les domaines métamorphiques des zircons, les spectres de terres rares lourdes sont plats et l’anomalie en Eu est absente, caractéristiques habituellement interprétées comme preuves de la cristallisation du zircon au faciès éclogite. Pourtant, leurs âges apparents couvrent une période de 431 jusqu’à 387 Ma, ce qui suggère un comportement complexe pendant le cycle métamorphique, avec possiblement plusieurs phases de (re)cristallisation de zircon et/ou de rééquilibration isotopique du système U–Pb. Cette étude met en évidence que le zircon est assez peu fiable pour dater le métamorphisme de UHP et que son comportement à ces conditions métamorphiques reste globalement incompris.

## Abstract

In ultrahigh-pressure (UHP) terranes exhumed after continental subduction and collision, timing the pressure ( $P$ ) and temperature ( $T$ ) evolution of eclogite-facies rocks is paramount to constrain the tectonic history of the studied area. Zircon has been extensively dated to this end, although the links between zircon age and  $P$ – $T$  evolution are not straightforward and highly debated. In order to assess zircon behaviour in (U)HP rocks, this study focused on a series of samples from the Western Gneiss Region in Norway, with from the same mafic lens a well-preserved eclogite showing coesite and polycrystalline quartz after coesite in garnet and a retromorphosed eclogite with abundant symplectites, and the enclosing gneiss. Their  $P$ – $T$  evolution was constrained using phase-equilibrium modelling, and conventional and trace-element thermobarometry. In the fresh eclogite, garnet yields a Sm–Nd age of  $409.8 \pm 3.2$  Ma, interpreted to record the peak pressure at  $\sim 30$  kbar and  $680$ – $720$  °C, after ca. 7 Myr of garnet growth inferred from the older Lu–Hf age of  $416.8 \pm 1.3$  Ma. In the retromorphosed eclogite, the Sm–Nd age of garnet is  $400.5 \pm 5.6$  Ma and is interpreted as garnet re-equilibration at  $750$ – $800$  °C and  $\sim 16$  kbar, while the Lu–Hf age of  $449 \pm 14$  Ma on the same garnet is explained by decoupling of Lu and Hf isotopes during this thermal re-equilibration. Retrogression from  $630$ – $750$  °C at  $\sim 12$  kbar down to  $480$ – $560$  °C at  $\sim 4$  kbar is inferred from amphibole-plagioclase coronae around garnet, symplectitic assemblages with either biotite or amphibole  $\pm$  clinopyroxene and from the zoned garnets in the host gneiss. Rutile yields ages around  $390 \pm 5$  Ma interpreted as the record of cooling below  $\sim 650$  °C. All metamorphic zircon domains yield flat HREE spectra and no Eu anomaly, features classically interpreted as evidence of zircon crystallization under eclogite-facies conditions. Yet, their apparent ages span from 431 to 387 Ma, suggesting a complex behaviour during the whole metamorphic cycle potentially linked to several phases of zircon (re)crystallization and/or resetting of the U–Pb system. This shows that zircon is unreliable for dating UHP metamorphism and that its behaviour under these metamorphic conditions needs to be better understood.

### V.1.1 Introduction

Meaningful ages extracted from metamorphic rocks are essential to constrain their pressure–temperature–time ( $P$ – $T$ – $t$ ) evolution, a key constraint for geodynamic reconstructions of former orogens. To this end, zircon is often dated. It is a ubiquitous accessory mineral in various types of lithologies, stable in a wide range of  $P$ – $T$  conditions and very well suited for U–Pb geochronology. Zircon commonly displays intricate complex zonings that highlight its complex growth and require in-situ dating, by opposition to bulk analysis.

In order to provide an accurate interpretation of the dates obtained in zircon from metamorphic rocks, numerous studies aimed to assess zircon crystallization behaviour, especially relative to garnet, the metamorphic mineral par excellence (e.g., Baxter et al., 2017). These studies rely on zircon and garnet rare-earth element (REE) contents and partitioning coefficients (e.g., Rubatto, 2002; Rubatto & Hermann, 2007; Taylor et al., 2015; Tual et al., 2022), on the temperature-dependent Ti concentration in zircon (e.g., Watson et al., 2006; Ferry & Watson, 2007; Hofmann et al., 2014), on its elastic properties for zircon-in-garnet elastic thermometry (Van Westrenen et al., 2004; Kohn, 2014; Zhong et al., 2019; Campomenosi et al., 2021), or on Zr mass balance during metamorphic reactions (e.g., Bingen et al., 2001; Degeling et al., 2001; Kohn et al., 2015).

In (U)HP metamorphic rocks such as eclogites, however, interpretation of the dates resulting from U–Pb analyses on zircon is not always straightforward, as zircon crystallization may occur during the prograde evolution of the rock (Bingen et al., 2001; Lotout et al., 2018), at the peak of pressure (Katayama et al., 2001) or during the exhumation and/or cooling (Kohn et al., 2015; Kohn & Kelly, 2017). Therefore, depending on their interpretation, zircon age data may lead to contrastingly different geodynamic reconstructions, as exemplified by the opposed conclusions of Whitney et al. (2015) and Pitra et al. (2022) about zircon U–Pb data obtained on identical eclogites from the southern French Massif Central. In particular, it has been suggested that post-eclogite metamorphic stages can significantly disturb the zircon U–Pb system and decouple it from the REE signature (Štípská et al., 2016; Schmädicke et al., 2018; Pitra et al., 2022). It appears therefore that zircon age data need to be interpreted in close conjunction with other chronometers such as garnet Lu–Hf and Sm–Nd analyses in order to propose an accurate  $P$ – $T$ – $t$  evolution for the investigated UHP metamorphic rocks.

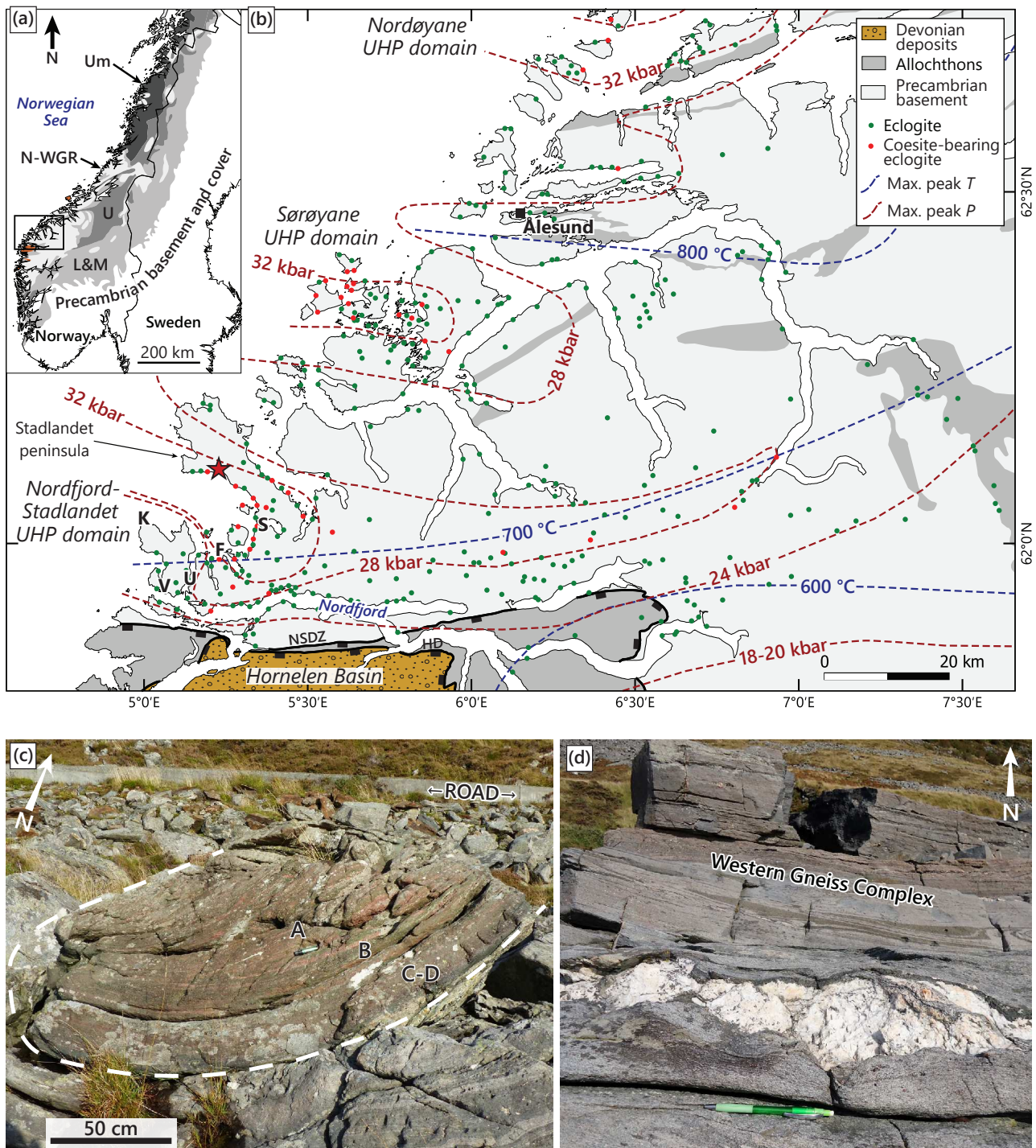
In order to document zircon behaviour in UHP rocks during the various stages of the  $P$ – $T$  evolution, we investigated several samples from the Western Gneiss Region (WGR) in Norway, collected in a single mafic lens and its host gneiss. The mafic samples display various degrees of retrogression, from a fresh eclogite (i.e., with only minor retrogression and preservation of the eclogitic mineral phases) to a retromorphosed eclogite, collected in the core and the rim of the lens, respectively. Investigation of the samples was done using combined Sm–Nd and Lu–Hf garnet dating, U–Pb zircon and rutile dating, trace-element analyses, phase-equilibrium modelling and thermobarometry. Our results reveal several episodes of zircon (re)crystallization and/or U–Pb resetting along the  $P$ – $T$  path, from the burial to the onset of cooling at mid-crustal levels, while partial to full resetting of the garnet Lu–Hf and Sm–Nd ages occurred during the decompression associated with HT equilibration.

## **V.1.2. Geological context**

### **V.1.2.1. Evolution of the Western Gneiss Region**

The Western Gneiss Region (WGR) is mostly composed of granodioritic to granitic gneisses, known as the Western Gneiss Complex (WGC; e.g. Gjelsvik, 1951; Bryhni, 1966). Various mafic and ultramafic bodies can be found throughout the WGR as metre- to kilometre-long lenses and boudins, representing however only a small proportion of the total rock volume (ca. 2 %; Peterman et al., 2009). (Ultra)mafic rocks have either a mantle origin, for the pyroxenite and peridotite lenses, or a crustal one. The latter have various protoliths, from mafic sills and dykes to mafic volcanic rocks (Bryhni, 1966; Brueckner, 2018). For most of the rocks in the WGR, their protoliths were emplaced during the Gothian orogeny, with ages mostly spanning between 1650 and 1500 Ma. These Proterozoic ages have been obtained in the core of zircon, monazite or titanite grains, in felsic and mafic lithologies throughout the WGR (Lappin et al., 1979; Gebauer et al., 1985; Corfu & Andersen, 2002; Austrheim et al., 2003; Skår & Pedersen, 2003; Røhr et al., 2004; Root et al., 2004; Kylander-Clark et al., 2008; Gordon et al., 2013; Hacker et al., 2015).





**Figure V.1.** (a) Simplified map of Norway showing the location of the study area, modified after Gee et al. (2013). The lightest shade of grey corresponds to the allochthonous Precambrian basement. L&M: Lower and Middle allochthons; U: Upper allochthon; Um: Uppermost allochthon; N-WGR: Northern WGR. (b) Sketch of the main structural units of the study area. The red star shows the location of the studied eclogite boudin in Drage (WGS84: 62.101994N, 5.212562E). Approximate peak temperatures after Kylander-Clark et al. (2008), peak pressures after Hacker et al. (2010) and eclogite locations after Young (2018). NSDZ: Nordfjord-Sogn Detachment Zone. Other locations referred to in the text are Flatraket (F), Ulvesund (U), Kråkeneset (K), Saltaneset (S) and Vågsberget (V). (c) Eclogite lens sampled in Drage. The letters from A to D indicate the relative positions of the NO3 samples presented in this study. (d) Felsic boudins in the country gneiss, pencil for scale.

The WGR experienced a first metamorphic event during the Sveconorwegian orogeny, which reached amphibolite- to granulite-facies conditions of around 9–11 kbar and 700–900 °C (e.g., Krabbendam et al., 2000; Wain et al., 2001; Faryad et al., 2022). While granulite-facies rocks outcrop only scarcely, (e.g., the Kråkeneset, Flatraket and Ulvesund bodies in the study area; Figure V.1b), Sveconorwegian ages (mostly around 1000–900 Ma) are commonly found in the felsic lithologies (e.g., Skår & Pedersen, 2003; Hacker et al., 2015) but also in eclogites (Griffin & Brueckner, 1985; Root et al., 2004; Walsh et al., 2007) and in amphibolites (Root et al., 2005). Recent in-situ Lu–Hf dating of garnet from felsic gneisses and metapelites revealed that some garnet cores retained Sveconorwegian ages, while the rims showed Caledonian ages (Tamblyn et al., 2021).

The Caledonian orogeny resulted from the closure of the Iapetus Ocean and the subsequent collision between Baltica and Laurentia. This orogeny occurred in several stages between the Late Cambrian and the Early Devonian (see the summary in Roberts, 2003). In the early stages, important thrusting of different units occurred southeastwards (present-day coordinates), accommodating a shortening over several hundreds of kilometres (Gee, 1975; Roberts & Gee, 1985). The continuation of subduction of Baltica led to the burial of its basement together with part of the overlying nappes (see the review by Gee et al., 2013), culminating during the Scandian stage of the orogeny (Gee, 1975).

Early Caledonian, pre-Scandian (U)HP metamorphism has been widely recognized and studied (e.g. Brueckner & Roermund, 2004; Majka et al., 2014; Walczak et al., 2019) and has led to a polycyclic subduction-eduction model (“dunk tectonics”) for the evolution of the allochthonous units of the Scandinavian Caledonides. Zircon ages from these rocks mostly fall in the ranges 500–480 Ma and 470–440 Ma. Such ages have not yet been measured in the WGC (March et al., 2022) and are found exclusively in the nappes above the basement, both in the felsic lithologies (March et al., 2022; Walczak et al., 2022) and in the eclogite boudins embedded within them (Bukała et al., 2018).

In the WGC, the UHP metamorphism peaked during the Scandian event, between 410–400 Ma (e.g. Root et al., 2004; Kylander-Clark et al., 2007). Peak  $P$ – $T$  conditions evaluated in eclogites progressively increase towards the NW (Krogh, 1982; Griffin et al., 1985; Hacker et al., 2010), reaching up to 36 kbar and 800 °C. In eclogites, garnet Sm–Nd and Lu–Hf ages span mostly from 425 to 400 Ma (e.g. Griffin & Brueckner, 1985; Mearns, 1986; Carswell et al., 2003; Ky-

lander-Clark et al., 2007, 2009; Cutts & Smit, 2018). The oldest ages (425–410 Ma) are assumed to reflect prograde crystallization of garnet, while other ages as young as 388–380 Ma have been interpreted as records of a ca. 20 Myr-long eclogite-facies metamorphism (Kylander-Clark et al., 2007). Uranium–Pb data on zircon cover the same range of ages, mostly between 415 and 400 Ma (e.g. Carswell, Tucker, et al., 2003; Krogh et al., 2004, 2011; Root et al., 2004; Walsh et al., 2007; DesOrmeau et al., 2015; Butler et al., 2018; Cutts & Smit, 2018). These ages have been generally interpreted as (U)HP crystallization of zircon, based either on their flat HREE spectra and/or the absence of Eu anomaly, or on the comparison with the garnet ages obtained on nearby rocks, or on inclusions of coesite or HP garnet in zircon.

Subsequent exhumation has been largely attributed to the exhumation of the subducted continental crust, caused by the loss of the down-pulling oceanic slab (e.g. Andersen et al., 1991; Fossen, 1992; Andersen, 1998; Duretz et al., 2012; Wiest et al., 2021). The timing of exhumation and the related amphibolite-facies overprint has been mostly evaluated using K/Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages on muscovite. These ages cover a period of ~25 Myr between 400 and 375 Ma and are progressively younger towards the NW (Lux, 1985; Chauvet & Dallmeyer, 1992; Fossen & Dallmeyer, 1998; Young et al., 2011; Walsh et al., 2007, 2013). This age gradient through the WGR suggests a top-to-the-west exhumation, supported by the vergence of the subsequent extensional structures, as crustal shear zones and the Nordfjord-Sogn Detachment Zone (NSDZ, see Figure V.1b; Andersen & Jamtveit, 1990; Krabbendam & Dewey, 1998; Hacker et al., 2003; Johnston, Hacker, & Andersen, 2007). Titanite has also been extensively dated in the WGR, with U–Pb ages mostly younger than 400 Ma interpreted to reflect post-UHP conditions and exhumation (Spencer et al., 2013). The  $P$ – $T$  conditions of the amphibolite-facies overprint in the Nordfjord-Stadlandet area (Figure V.1b) have been estimated in retrogressed eclogites and the host gneisses at 4–15 kbar and 550–700 °C (Schärer & Labrousse, 2003; Labrousse et al., 2004; Peterman et al., 2009; Carter et al., 2021; Simon et al., 2023). Extension continued during the Devonian with normal and strike-slip faulting allowing the establishment of the Hornelen basin filled with Old Red Sandstone molasse and located structurally above the study area (Figure V.1b). The WGR hence corresponds to an erosional and tectonic window through the allochthon nappe stack.

### V.1.2.2. Previous data on the studied outcrop

The  $P$ – $T$  conditions recorded by the rocks in Drage (Stadlandet peninsula; Figure V.1b) have been estimated by Schärer & Labrousse (2003) and Labrousse et al. (2004). Amphibolite-facies inclusions in the garnet cores of an eclogite suggest prograde  $P$ – $T$  conditions of  $18.4 \pm 3.5$  kbar and  $649 \pm 30$  °C. Inferred  $P$ – $T$  conditions for the peak of metamorphism range from 24 to 29 kbar at 650–730 °C. Higher pressure estimates at 34.6 kbar and 727 °C have been obtained by Krogh Ravn & Terry (2004) for a phengite-kyanite eclogite with coesite inclusions in garnet from the same outcrop. One of the eclogite samples of Schärer & Labrousse (2003) yielded lower pressure and higher temperature conditions at 17–20 kbar and 750–770 °C. Estimated  $P$ – $T$  conditions for the retrograde assemblages point to near-isothermal decompression down to 8–12 kbar at 620–700 °C. Similar conditions were inferred from an amphibolite ( $13.2 \pm 1.1$  kbar and  $683 \pm 30$  °C) and a gneiss sample ( $11.3 \pm 1.5$  kbar and  $689 \pm 47$  °C; Labrousse et al., 2004). Based on the presence of polycrystalline quartz inclusions in garnet, Peterman et al. (2009) suggested that garnet in the gneiss originated at UHP conditions and grew or re-equilibrated during decompression, as garnet rims and matrix minerals point to growth at 9–13 kbar and  $725 \pm 50$  °C. Carter et al. (2021) studied symplectites of several eclogite bodies from the Stadlandet peninsula and suggested isothermal decompression from peak conditions to 10–15 kbar and 650–700 °C, followed by further decompression cooling down to 470 °C and 3 kbar.

Although the existing geochronological dataset for the Drage outcrop is rather limited, several geochronological studies dated rocks from the Stadlandet peninsula. Griffin & Brueckner (1985) obtained a Sm–Nd date of  $447 \pm 20$  Ma (garnet–pyroxene–WR) for an orthopyroxene-bearing eclogite, in which Smith (1984) discovered the first occurrence of coesite in the Caledonides. Ten km southeast of Drage on the eastern shore of the Stadlandet peninsula, Root et al. (2004) dated zircon rims from an eclogite, yielding  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  dates of  $424 \pm 14$  and  $410 \pm 11$  Ma (SHRIMP analyses), interpreted to reflect the age of the eclogite-facies metamorphism. In a layered eclogite from Saltaneset (Figure V.1b), younger zircon  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  dates ranging from  $408.8 \pm 0.4$  to  $396.7 \pm 1.4$  Ma (CA-ID-TIMS and LA-ICP-MS) were interpreted similarly (DesOrmeau et al., 2015). In the same locality, Carswell et al. (2003) obtained a Sm–Nd age (garnet–clinopyroxene–WR) of  $408.3 \pm 6.7$  Ma assumed to date the UHP metamorphism. Another Sm–Nd date (garnet–WR) of  $403.9 \pm 0.8$  Ma was found by Peterman et al. (2009) for a monzogranitic gneiss from Drage,



interpreted to represent a mix between UHP and amphibolite-facies conditions of garnet growth. Exhumation of the study area has been widely dated as well. Monazite in a gneiss from Drage yielded  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  dates of  $397.0 \pm 1.7$  and  $391.0 \pm 3.0$  Ma (Hacker et al., 2015), interpreted to date garnet breakdown and unroofing of the WGR, while north of Drage, other analysed monazite grains from a felsic gneiss yielded Gothian and Sveconorwegian (Proterozoic) ages. Schärer & Labrousse (2003) obtained a  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  isochron (rutile–omphacite) date of  $389 \pm 2$  Ma for an eclogite from Drage interpreted to date the decompression to 18 kbar. Amphibolite-facies conditions have been dated at  $375 \pm 6$  Ma on titanite and K-feldspar from a leucosome ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  isochron). Titanite in a biotite- and symplectite-bearing gneiss from Drage yielded a  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  date of  $393.5 \pm 9.4$  Ma and younger dates of  $384.3 \pm 5.9$  and  $379 \pm 10$  Ma in a mylonitic gneiss sampled 4 km to the west of Drage, all attributed to exhumation although unconstrained regarding  $P$ – $T$  conditions (Spencer et al., 2013). Further stages of the exhumation have been locally dated using K/Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  on felsic lithologies. Root et al. (2005) dated a K-feldspar-muscovite vein at the margin of an eclogite boudin at  $369.1 \pm 1.1$  Ma. In Hoddevik, 2 km northwest of Drage, a gneiss yielded a biotite K/Ar age of  $374.6 \pm 2.9$  Ma (Lux, 1985), whereas Walsh et al. (2013) found a muscovite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of  $377.0 \pm 0.4$  Ma in a felsic augen gneiss.

### **V.1.3. Analytical procedures**

#### **V.1.3.1. Chemical analyses and mineral composition**

The studied samples, free of any weathered material, were first crushed in an agate mortar to obtain a fine powder. Bulk-rock compositions were determined by Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry (ICP-OES) for the major elements and by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) for the trace elements at the Centre of Petrographic and Geochemical Research (SARM laboratories, CRPG, CNRS, Nancy, France). Detailed analytical procedure can be found in Carignan et al. (2001). FeO vs total  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  was obtained by wet titration. The chemical composition of the samples is reported in Table S2.1.

Mineral analyses were performed with a Cameca SX100 electron microprobe (Microsonde Ouest, IFREMER Brest, France) in the wavelength dispersive mode. Operating conditions for the spot analyses were 15 keV accelerating voltage, 20 nA beam current, 10 s counting time on the peak, using a beam diameter of 1  $\mu\text{m}$  (for more details on the analytical procedures see Pitra et al.,

2008). Mineral compositional variables and endmember proportions are based on molar proportions and expressed as follows:  $X_{Mg} = Mg/(Fe+Mg)$ ; for garnet,  $alm = Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg+Ca+Mn)$ ,  $prp = Mg/(Fe^{2+}+Mg+Ca+Mn)$ ,  $grs = Ca/(Fe^{2+}+Mg+Ca+Mn)$ ,  $sps = Mn/(Fe^{2+}+Mg+Ca+Mn)$ ; for clinopyroxene,  $jd = Na/(Na+Ca)$ ; for white mica,  $X_{Na} = Na/(Na+Ca+K)$ ; for plagioclase,  $ab = Na/(Na+Ca+K)$ ; for amphibole, structural formulae are calculated following Leake et al. (1997),  $Ca_B$  corresponds to the molar amount of Ca on the B (or M4) crystallographic sites. The sign “–“ indicates a range in compositions, “→” a variation from core to rim, pfu = per formula unit. Mineral abbreviations are as follows: garnet (g), K-white mica (mu), paragonite (pa), undifferentiated clinopyroxene (cpx), omphacite (omp), clinoamphibole (am), epidote (ep), plagioclase (pl), biotite (bi), chlorite (chl), quartz (q), coesite (coe), rutile (ru), titanite (sphene, sph), lawsonite (law), talc (ta), kyanite (ky), sillimanite (sill), staurolite (st), cordierite (crd), zircon (zrc), ilmenite (ilm), magnetite (mt), corundum (crn), apatite (ap), symplectite (sym) and aqueous fluid (aq). Approximate modes for the different major minerals were obtained by pixel counting on thin section-scale X-ray compositional maps for Na, Ca, Al, Mg and Mn.

### V.1.3.2. Garnet trace-element composition

Trace-element analyses of garnet were carried out at the Institute of Geological Sciences (Polish Academy of Sciences, Krakow Research Centre, Poland) by in-situ Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS), using an Resonetics excimer laser RESOLUTION M-50 (193 nm) coupled with an Agilent 8900 QQQ-ICP-MS (Triple Quadrupole Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). Analyses were performed in raster mode with a speed of  $8.3 \mu\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  and a slit size of  $23 \mu\text{m}$  with a repetition rate of 10 Hz and a fluence of  $3.5 \text{ J}\cdot\text{cm}^{-2}$ . Results were normalized to the NIST610 glass standard and  $\text{SiO}_2$  content was used as internal standard, fixed at 38.3 wt % (for further information see Nosenzo et al., 2022). The BCR-2G glass was used as secondary standard. Data reduction was carried out with the Iolite4 software (Paton et al., 2011) and the data reduction scheme of Longerich et al. (1996). Detailed operating conditions for the LA-ICP-MS equipment are reported in Table S2.2.

### V.1.3.3. Sm–Nd and Lu–Hf dating

Two samples were selected for Sm–Nd and Lu–Hf dating on garnet. After crushing, about 70 mg of clinopyroxene (eclogite sample NO3A) and about 200 mg of clean garnet (NO3A, retro-morphosed eclogite sample NO3C) were handpicked under a binocular microscope from the <250

$\mu\text{m}$  size fraction. The important proportion of symplectite in sample NO3C prevented from using amphibole as a datable mineral. For each sample, about 100 mg of whole rock powder was used. Leaching, dissolution and column chemistry were carried out at the Institute of Geological Sciences (Polish Academy of Sciences, Kraków Research Centre, Poland) following the procedures detailed in Anczkiewicz & Thirlwall (2003) and Anczkiewicz et al. (2004). Isotopic measurements were performed with a ThermoFischer Neptune+ multi-collector ICP-MS (MC-ICP-MS) at the AETE-ISO platform (OSU OREME, University of Montpellier, France). Signal intensity was enhanced using a 50  $\mu\text{L}$  concentric dissolving nebulizer (Teledyne AridusII). Reproducibility of the analyses was assessed using JMC475 and JMC321 standards, yielding  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282164 \pm (4)$  ( $N = 8$ ) and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511109 \pm (18)$  ( $N = 13$ ), respectively. Ages,  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  initial ratios were calculated using Isoplot 4.15. Age uncertainties are quoted as two sigma.

#### **V.1.3.4. U–Pb dating and trace-element composition of zircon and rutile**

Zircon and rutile crystals were separated using the facilities at Géosciences Rennes (for more details, see Ballouard et al., 2015), handpicked under a binocular microscope and mounted in epoxy pucks, which were then polished to expose the centre of the grains. Some rutile grains have been analysed in-context in thin section. Zircon grains were imaged using cathodoluminescence (CL) with a Reliotron CL system (GeOHeLiS analytical platform, OSUR, Univ. Rennes).

U–Pb geochronology of zircon and rutile was performed at the GeOHeLiS analytical platform (OSUR, Univ. Rennes) by in-situ Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) using an ESI NWR193UC Excimer laser coupled with an Agilent quadrupole 7700x ICP-MS equipped with a dual pumping system for enhanced sensitivity (Paquette et al., 2014).

For zircon, U–Pb geochronology and trace-element contents (REE, Ti, Hf) were analysed simultaneously for the eclogite samples (Nosenzo et al., 2022). Ablation spot diameter of 25  $\mu\text{m}$  with a repetition rate of 4 Hz and a fluence of 6.3  $\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$  were used. Results were normalized to the GJ1 zircon standard (Jackson et al., 2004). The Plešovice zircon standard (Sláma et al., 2008) was used as a secondary, quality control reference material and yielded a concordant date of  $327.1 \pm 2.7$  Ma ( $N = 12$ , MSWD = 1.3), within 3 % of the published value of  $337.13 \pm 0.37$  Ma. U–Th–Pb and Ti content analysis only was performed for the gneiss sample and on some zircon grains from the eclogites, because of rims too thin to be analysed with the previous procedure. This was done in order to maximize counting time for U, Th and Pb. Ablation spot diameter of 20  $\mu\text{m}$  with a repe-



tition rate of 4 Hz and a fluence of  $6.3 \text{ J}\cdot\text{cm}^{-2}$  were used. The Plešovice secondary zircon standard (Sláma et al., 2008) yielded a concordant date of  $334.0 \pm 2.6 \text{ Ma}$  ( $N = 8$ ,  $\text{MSWD} = 1.2$ ).

For rutile, an ablation spot diameter of  $50 \mu\text{m}$  with a repetition rate of 5 Hz and a fluence of  $6.3 \text{ J}\cdot\text{cm}^{-2}$  was used to simultaneously analyse age and Zr concentration (Lotout et al., 2020). Results were normalized to the R10 rutile standard (Luvizotto et al., 2009). The R19 rutile standard (Luvizotto et al., 2009; Zack et al., 2011) was used as a secondary, quality control standard and yielded a concordant date of  $487 \pm 10 \text{ Ma}$  ( $N = 12$ ,  $\text{MSWD} = 1.6$ ) and Zr concentration of  $280 \pm 13 \text{ ppm}$  ( $N = 12$ ), in close agreement with the published values of  $489.5 \pm 0.9 \text{ Ma}$  and  $264 \pm 12 \text{ ppm}$ . Small rutile grains, especially those included in garnet or omphacite, were analysed for their Zr content only, using an ablation spot diameter of  $20 \mu\text{m}$  with a repetition rate of 5 Hz and a fluence of  $6.3 \text{ J}\cdot\text{cm}^{-2}$ .

Data reduction was carried out with the Iolite4 software (Paton et al., 2011) with the data reduction schemes of Longerich et al. (1996), Paton et al. (2010) and Chew et al. (2014) for trace-element analyses, U–Pb analyses in zircon and U–Pb analyses in rutile, respectively. Detailed operating conditions for the U–Pb and trace-element analyses are available in Table S2.3. All uncertainties are given as two sigma; age calculations and relative probability curves were obtained using Isoplot 4.15. The concordia diagrams were created using IsoplotR (Vermeesch, 2018). For concordia ages, the MSWD is given for concordance and equivalence.

#### V.1.3.5. Phase-equilibrium modelling

Phase-equilibrium modelling was carried out in the  $\text{MnNCFMASHTO}\pm\text{K}$  system ( $\text{MnO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3 \pm \text{K}_2\text{O}$ ) using the Theriak/Domino software (de Capitani & Petrakakis, 2010) and the internally consistent thermodynamic dataset 6.2 (Holland & Powell, 2011). The following minerals and solution models were used: biotite, white mica, staurolite, cordierite, chlorite, garnet (White et al., 2014), amphibole and clinopyroxene (Green et al. 2016), epidote (Holland & Powell 2011), plagioclase (Holland & Powell 2003), magnetite and ilmenite (White et al., 2000). Lawsonite, talc, albite, quartz, coesite, rutile, aluminium silicates and titanite were considered as pure end-members. The analysed bulk rock composition was corrected for the presence of apatite and carbonates, not considered in the modelling. For the gneiss, the measured  $X(\text{Fe}^{3+})$  ratio (molar  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{total}}$ ) was used and for the eclogites, the effect of variable  $\text{Fe}^{3+}$  was investigated in  $T-X(\text{Fe}^{3+})$  pseudosections; a  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{total}}$  ratio of 0.12 was used in the modelling. The fluid was considered to be pure  $\text{H}_2\text{O}$ ; since decompression may lead to  $\text{H}_2\text{O}$  undersaturation

(e.g., Le Bayon et al., 2006; Pitra et al., 2010; Manzotti et al., 2018), phase diagrams were calculated with a fixed amount of H<sub>2</sub>O. This amount was determined so that the proportion of the fluid phase in the rock does not exceed ~2 vol% (Thompson & Connolly, 1990) at the peak pressure conditions. The presence of carbonates in the fresh eclogite sample implies the presence of CO<sub>2</sub>, which is known to shift the position of equilibria in the *P–T* field (e.g. Evans, 1990; Schumacher et al., 2008). However, several studies on carbonate-bearing HP rocks (Schumacher et al., 2008; Skelton et al., 2019; Manzotti et al., 2021) suggested very low X(CO<sub>2</sub>) in such systems (of the order of X(CO<sub>2</sub>)<0.03), and consequently a limited impact on the modelled equilibria.

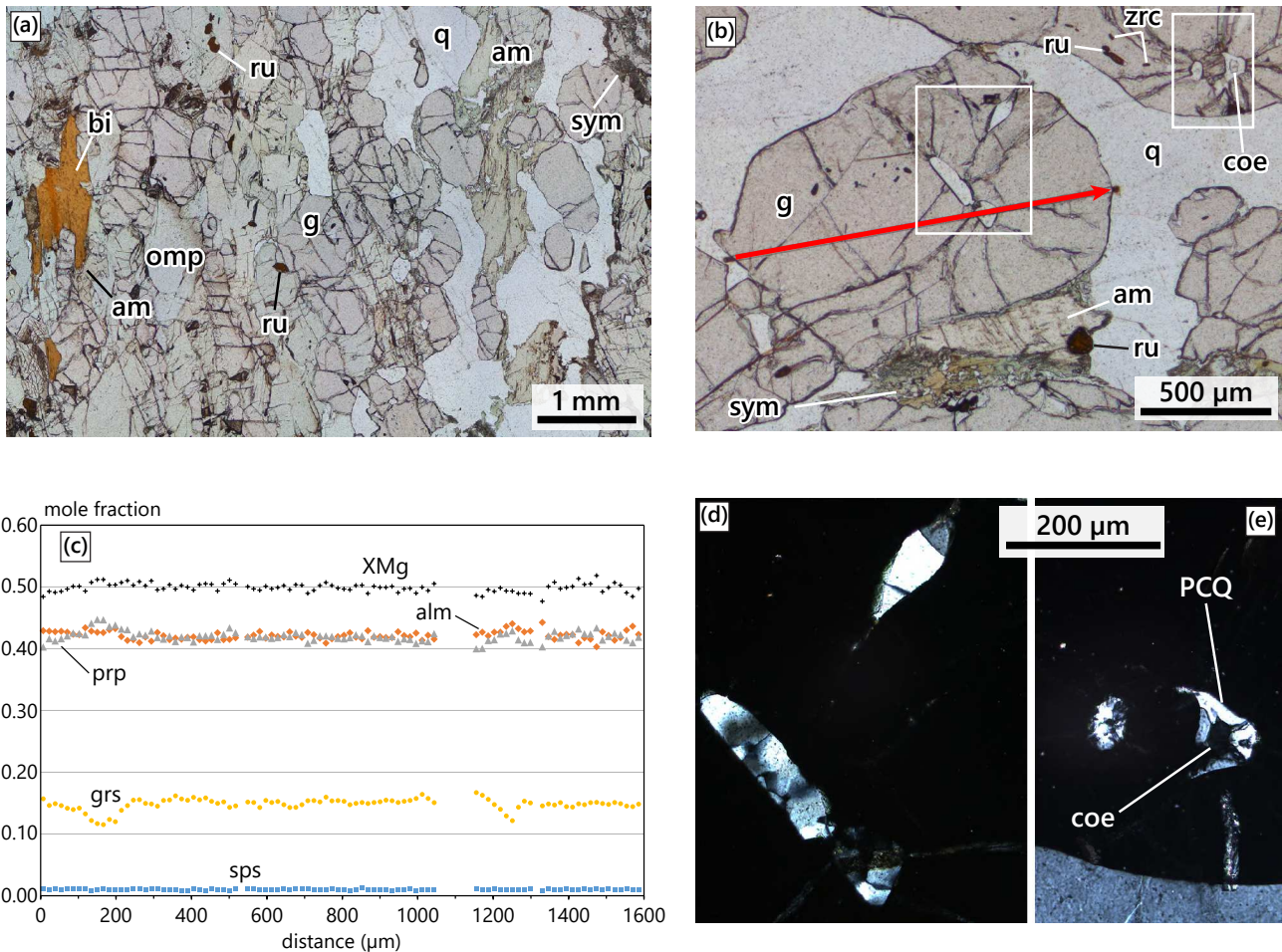
Geobarometry for the symplectite assemblage was achieved with THERMOCALC 3.50 (Powell & Holland, 1988), using the average P calculation mode and the internally consistent thermodynamic dataset 6.2 (Holland & Powell, 2011).

#### **V.1.4. Petrology**

All samples have been collected on the Stadlandet peninsula (Figure V.1b), in Drage (WGS84: 62.101994N, 5.212562E). Several lenses and boudins of eclogitized mafic rocks, embedded within a strongly foliated gneiss, occur along the coast, with variable eclogitic textures. Four samples have been collected from a single, ~2×1 metre-wide lens (Figure V.1c), named NO3A to NO3D; the first being sampled in the core of the lens and the latter at its rim. A sample of the host gneiss (NO5) has also been collected in the immediate surrounding of the lens. Traces of melting are commonly found on the outcrop as coarse-grained felsic boudins within the main foliation of the gneiss (Figure V.1d). Only the well-preserved eclogite NO3A, the retromorphosed eclogite NO3C and the gneiss NO5 were investigated in detail.

##### **V.1.4.1. Fresh eclogite NO3A**

Eclogite sample NO3A (Figures V.2 and S2.1) is composed of omphacite (50 %), garnet (35 %), quartz (7 %), amphibole, (3 %) biotite (<1 %) and accessory rutile, zircon, apatite, carbonates and magnetite. Large zircon grains suitable for LA-ICP-MS analysis were only found in mineral separates. Elongation of omphacite, ribbons of garnet and quartz-rich layers define a foliation (Figure 2.1). Garnet is subhedral, millimetre-sized and contains inclusions of quartz, which are locally polycrystalline and in places contain coesite (Figure V.2d,e), zircon and rutile. The major-element composition is homogeneous from core to rim, with prp = 0.41–0.43, alm = 0.41–0.43, grs = 0.14–0.16 and sps = 0.01 (Figure V.2c).



**Figure V.2.** (a,b) Photomicrographs (plane-polarized light) of eclogite sample NO3A. (c) Compositional profile of garnet located by the red arrow in (b). (d,e) Photomicrographs (cross-polarized light) of coesite and polycrystalline inclusions of quartz (PCQ) after coesite in garnet, located by the white rectangles in (b).

Clinopyroxene is (pluri-) millimetre-sized and contains inclusions of garnet, quartz, rutile and zircon. It has the composition of omphacite ( $jd = 0.33\text{--}0.38$ ,  $Al = 0.30\text{--}0.37$  pfu, recalculated  $Fe^{3+} = 0.06\text{--}0.12$ ). Symplectite is only scarcely present in the sample around omphacite grains and is composed of plagioclase ( $ab = 0.86\text{--}0.89$ ) and amphibole ( $Si = 6.45\text{--}7.26$  pfu,  $XMg = 0.72\text{--}0.83$ ,  $Ca_B = 1.73\text{--}1.81$ ).

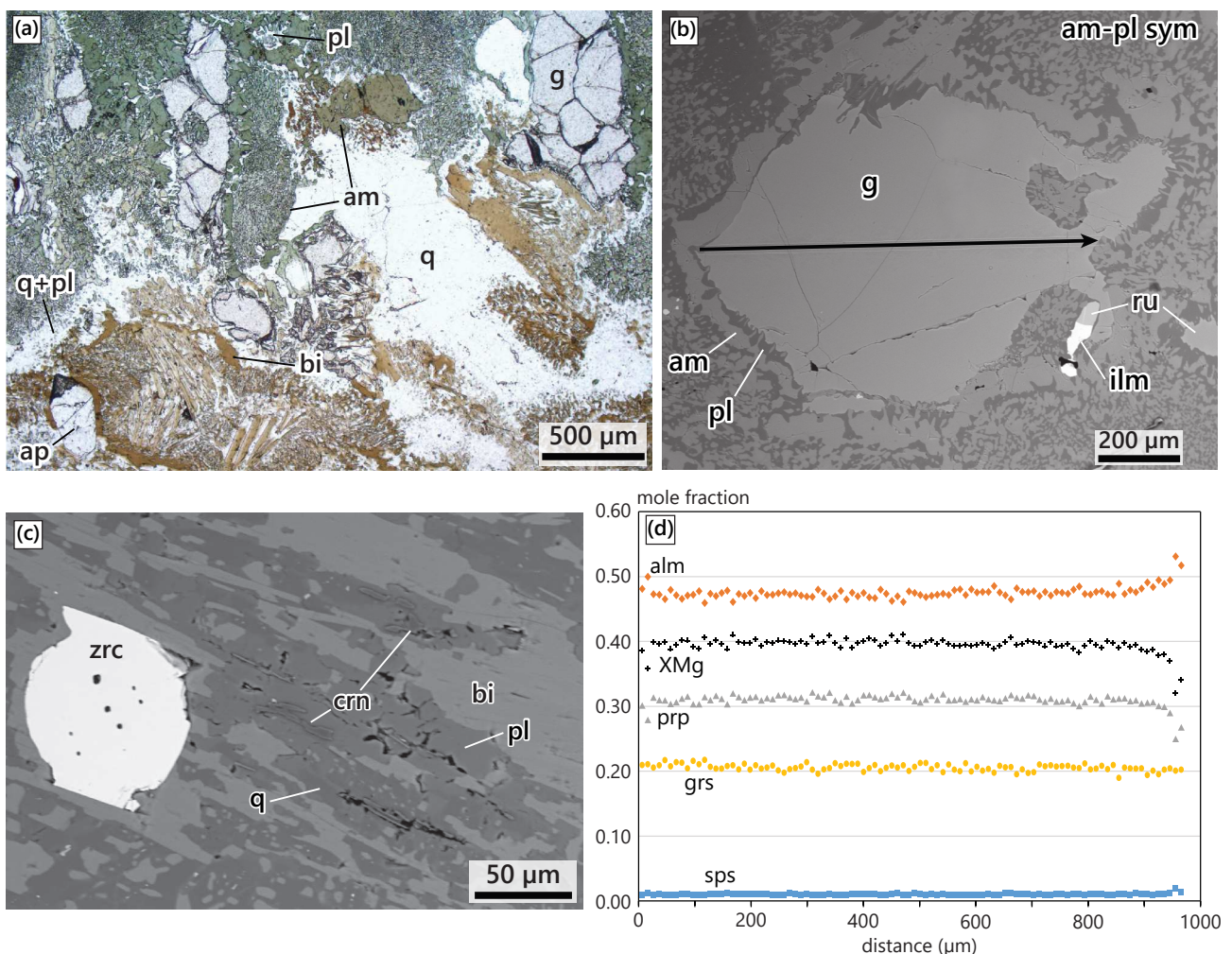
Amphibole is present as millimetre-sized green matrix grains ( $Si = 6.85\text{--}6.95$  pfu,  $XMg = 0.85\text{--}0.86$ ,  $Ca_B = 1.30\text{--}1.34$ ) and contains inclusions of garnet, rutile, zircon and quartz. Garnet is in rare places surrounded by a thin corona of green amphibole ( $Si = 6.06\text{--}6.16$  pfu,  $XMg = 0.73\text{--}0.79$ ,  $Ca_B = 1.54\text{--}1.83$ ). Rare biotite is present in the matrix as elongated, millimetre-sized grains without any inclusion (Figure V.2a). It has  $XMg = 0.77\text{--}0.79$ ,  $Ti = 0.11\text{--}0.19$  pfu. Rutile forms prismatic to



rounded grains, 20–500  $\mu\text{m}$  large, without any significant difference in shape or size between matrix grains and inclusions in garnet, omphacite or amphibole. Representative microprobe analyses are available in Table S2.4.

#### V.1.4.2. Retromorphosed eclogite NO3C

The NO3C sample is a retromorphosed eclogite dominated by fine-grained symplectites with plagioclase and either amphibole or biotite (Figures V.3, S2.1). It also contains garnet (18 %), quartz (4 %) and accessory epidote, clinopyroxene, rutile, ilmenite, apatite, zircon and corundum. As in the fresh eclogite NO3A, ribbons of garnet define a foliation (Figure S2.1).



**Figure V.3.** (a) Photomicrograph (plane-polarized light) of retromorphosed eclogite sample NO3C. (b) Back-scattered electron (BSE) image of garnet and its amphibole-plagioclase corona. (c) BSE image of the biotite symplectite. (d) Compositional profile of garnet located by the arrow in (b).

The matrix mostly consists of a very fine-grained symplectite (Figure V.3a), which comprises amphibole (Si = 6.08–7.55 pfu, XMg = 0.58–0.77, Ca<sub>B</sub> = 1.86–1.96) and plagioclase (ab = 0.76–0.83). Clinopyroxene (jd = 0.07–0.12, Al = 0.09–0.21 pfu, recalculated Fe<sup>3+</sup> = 0.00–0.08 pfu) is rarely preserved in the symplectite and is only present in some microdomains where amphibole shows a slightly different composition (Si = 6.92–7.80 pfu, XMg = 0.61–0.72, Ca<sub>B</sub> = 1.90–2.00).

Millimetre-sized garnet is subhedral to anhedral (Figure V.3b) and contains inclusions of rutile, quartz and zircon. It has a homogeneous composition with the exception of the outermost ~100 µm (Figure V.3d), which show a rimwards increase of almandine and spessartine (alm = 0.47–0.48→0.53, sps = 0.01→0.02), decrease of pyrope (prp = 0.30–0.32→0.25, XMg = 0.39–0.40→0.32). Grossular remains constant (grs = 0.20–0.22). Garnet is systematically surrounded by a sawtooth-shaped assemblage of plagioclase (ab = 0.28–0.38) and amphibole (Si = 5.55–6.33 pfu, XMg = 0.54–0.63, Ca<sub>B</sub> = 1.84–1.93; Figure V.3a,b).

Biotite-bearing symplectites (Figure V.3a,c), where amphibole is absent, are locally present. Biotite has XMg = 0.59–0.64, Ti = 0.11–0.20 pfu. Plagioclase (ab = 0.10–0.86) shows a range of compositions wider than in the amphibole-bearing symplectite. In rare places, corundum is found within these biotite-plagioclase symplectites. Rare allanite occurs as anhedral grains and contains rutile and garnet inclusions. The latter show the same composition as garnet porphyroblasts. Rutile forms anhedral grains, very variable in size (30–1500 µm) and is commonly associated with ilmenite (Figure V.3b). In rare occasions, rutile is surrounded by a thin titanite corona. Representative microprobe analyses for this sample are available in Table S2.5.

The field position of the two eclogite samples (fresh NO3A and retrogressed NO3C, Figure V.1c) suggests that they originated from the same protolith and followed the same *P–T* evolution. It is interpreted that the difference between them is exclusively attributable to the post-eclogite-facies retrogression, possibly associated with the development of the dominant foliation in the enclosing gneiss. The retrogression progressed from the rim of the eclogite boudin, resulting in the more retrogressed character of sample NO3C, and lead to the total replacement of omphacite by symplectites, whereas garnet, although present in lower proportion, was mostly preserved. This is supported by the similar garnet size and distribution in ribbons in both samples, but contrasts with the markedly different chemical composition of garnet. With respect to garnet in the fresh eclogite NO3A, the homogeneous garnet core in the retrogressed sample NO3C is significantly poorer in

pyrope and richer in grossular ( $\text{prp} = 0.31$  vs.  $0.42$ ,  $\text{grs} = 0.21$  vs.  $0.15$ ). Qualitatively, this could reflect complete reequilibration of garnet composition during the post-eclogite-facies metamorphic evolution ('retrogression'). This interpretation is supported by the compositional profiles of garnet in the sample NO3B (Figures V.1c and S2.5), collected in the same mafic body between samples NO3A and NO3C. In this intermediate sample, showing preserved eclogitic assemblages and locally retromorphosed domains, garnet cores have the same composition as garnet in the fresh eclogite NO3A and garnet rims show significant zoning towards the composition of garnet in the retrogressed sample NO3C: the proportions of almandine, spessartine and grossular increase, whereas pyrope significantly decreases ( $\text{alm} = 0.43 \rightarrow 0.49$ ,  $\text{sps} = 0.01 \rightarrow 0.02$ ,  $\text{grs} = 0.15 \rightarrow 0.20$ ,  $\text{prp} = 0.42 \rightarrow 0.28$ ).

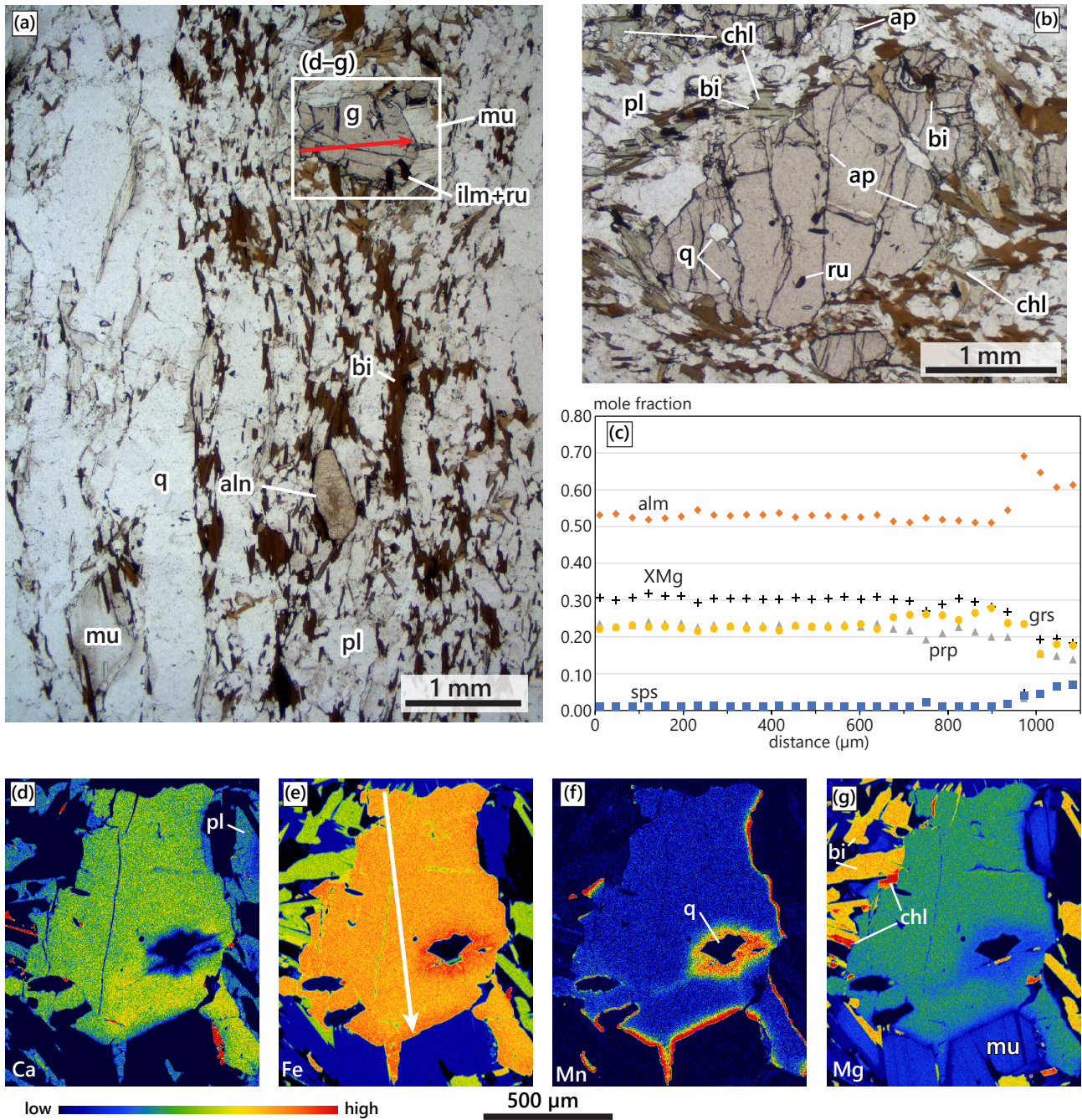
#### V.1.4.3. Garnet-bearing gneiss NO5

Collected next to the eclogite boudin, sample NO5 is a garnet-bearing gneiss, which comprises quartz, plagioclase, garnet, biotite, white mica, chlorite and accessory allanite, rutile, ilmenite, hematite and zircon (Figures V.4 and S2.2). Elongation of micas, biotite-rich layers and quartz-rich layers define together a foliation observable in the thin-section and on the hand specimen (Figure S2.2).

Garnet (up to 3 mm) is anhedral, fractured and contains inclusions of quartz, white mica, biotite, apatite, rutile and zircon (Figure V.4b). It has a homogeneous composition ( $\text{XMg} = 0.30\text{--}0.31$ ,  $\text{alm} = 0.52\text{--}0.54$ ,  $\text{prp} = 0.22\text{--}0.23$ ,  $\text{grs} = 0.22\text{--}0.23$ ,  $\text{sps} = 0.01\text{--}0.02$ ) except for the  $\sim 60$   $\mu\text{m}$  outer rim (Figure V.4c–g), which shows increasing almandine and spessartine proportions ( $\text{alm} = 0.51 \rightarrow 0.61$ ,  $\text{sps} = 0.01 \rightarrow 0.07$ ) and decreasing XMg, grossular and pyrope proportions ( $\text{XMg} = 0.30 \rightarrow 0.19$ ,  $\text{prp} = 0.22 \rightarrow 0.14$ ,  $\text{grs} = 0.22 \rightarrow 0.18$ ). Some out-of-profile rim analyses have the spessartine content as high as 0.16, and XMg and pyrope as low as 0.16 and 0.11, respectively. This compositional change is discontinuous along garnet rims and is generally limited to garnet boundaries with adjacent white mica (Figure V.4d–g).

Plagioclase is present throughout the sample and some grains display a slight chemical zoning with a rimward decrease of the proportion of albite ( $\text{ab} = 0.76 \rightarrow 0.63$ ,  $\text{an} = 0.24\text{--}0.37$ ; Figure V.4d), which covers the whole plagioclase compositional range observed in the sample. Biotite is present in the matrix as elongated grains and commonly surrounds garnet, where it is locally associated with chlorite (Figure V.4b). It has  $\text{XMg} = 0.48\text{--}0.55$ ,  $\text{Ti} = 0.11\text{--}0.16$  pfu; biotite lamellae in chlorite





**Figure V.4.** (a,b) Photomicrographs (plane-polarized light) of gneiss sample NO5. (c) Compositional profile of garnet located by the red arrow in (a) and the white arrow in (e). X-ray chemical maps for Ca (d), Fe (e), Mn (f) and Mg (g) of the zone located by the white rectangle in (a). Note the clockwise rotation of the chemical maps relative to the zone contoured in (a).

cover the low end of this compositional range. White mica occurs mostly as small elongated grains in the matrix and displays a large range of compositions ( $\text{Si} = 3.07\text{--}3.36$ ,  $\text{XNa} = 0.08\text{--}0.12$ ) but there is no clear correlation between composition and textural position. Unoriented crystals that locally surround garnet (Figure V.4a) are more phengitic ( $\text{Si} = 3.27\text{--}3.44$  pfu,  $\text{XNa} = 0.07\text{--}0.11$ ).



White mica included in garnet shows a composition similar to that of the matrix crystals. Chlorite is only found associated with biotite around garnet and has  $X_{Mg} = 0.57\text{--}0.60$ . It contains biotite, ilmenite and hematite inclusions. Rutile is often associated with ilmenite. Rare allanite is present as millimetre-long elongated grains in the matrix (Figure V.4a) and contains inclusions of plagioclase ( $ab = 0.64$ ) and white mica ( $Si = 3.17\text{--}3.23$  pfu,  $X_{Na} = 0.09\text{--}0.10$ ). Representative microprobe analyses for this gneiss sample are available in Table S2.6.

## V.1.5. Geochronology and trace-element composition

### V.1.5.1. Garnet

#### V.1.5.1.1. Lu–Hf isotopes

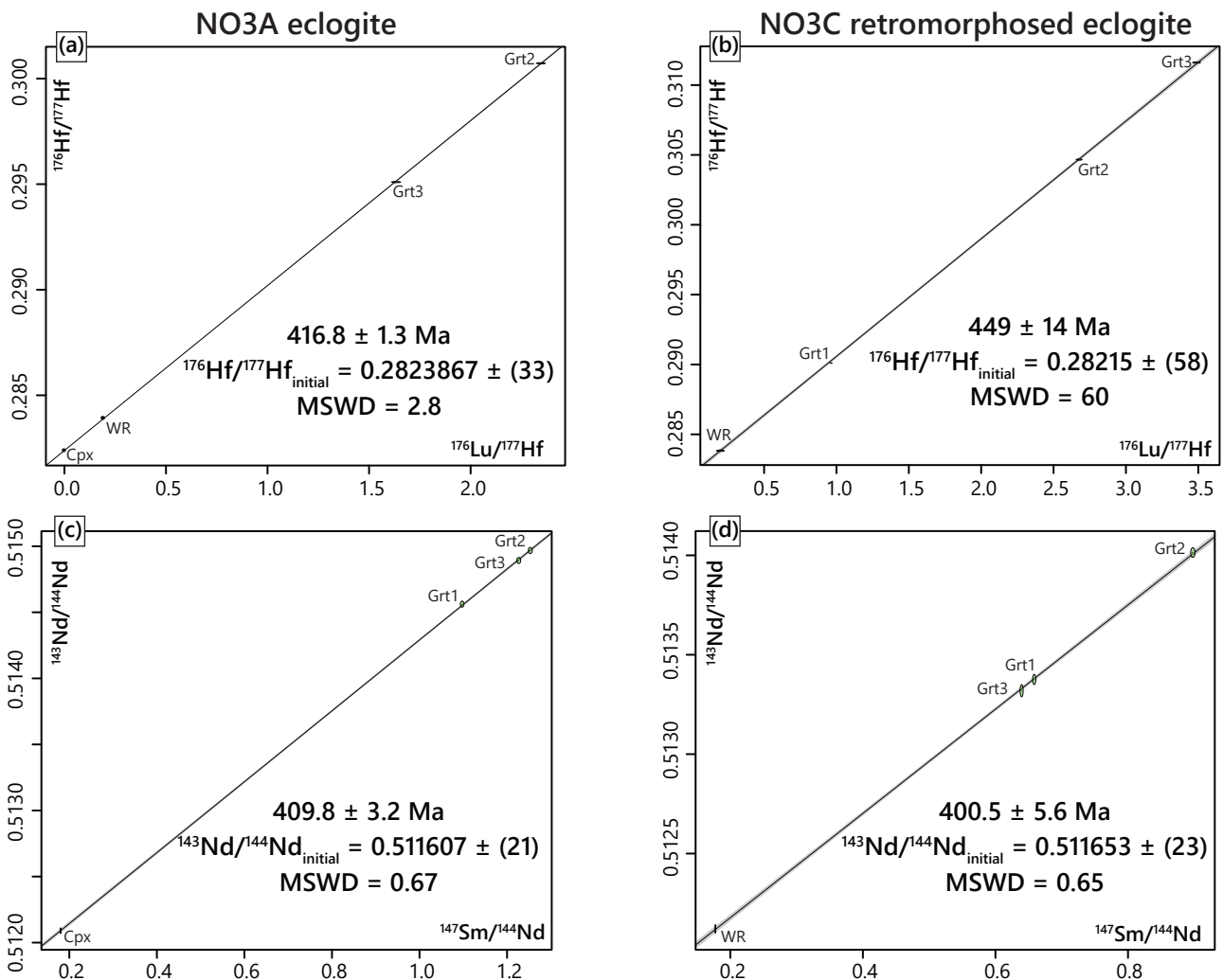
Lutecium contents are similar between the garnet fractions, slightly lower in sample NO3A than in NO3C, with 0.495–0.549 and 0.599–0.661 ppm, respectively (Table V.1). Hafnium contents fall in the range 0.032–0.043 ppm in NO3A and 0.025–0.088 ppm in NO3C, suggesting no contamination by Hf-rich inclusions such as zircon. The  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  ratios are similar in the two samples (0.963–3.488; Figure V.5a,b). The Grt 1 fraction from sample NO3A was however discarded from any age calculation, as analyses revealed that this fraction was insufficiently purified. In NO3A, the two other garnet fractions, together with the clinopyroxene and whole-rock analyses, define a precise date of  $416.8 \pm 1.3$  Ma (MSWD = 2.8) with an initial  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  of  $0.282387 \pm (3)$ . In NO3C, the three garnet fractions and the whole-rock analysis yield a less precise date of  $449 \pm 14$  Ma (MSWD = 60) with an initial  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  of  $0.28215 \pm (58)$ .

#### V.1.5.1.2. Sm–Nd isotopes

In both samples, Sm contents are similar between the garnet fractions (Table V.1), slightly lower in NO3A (1.309–1.449 ppm) than in NO3C (1.808–1.881 ppm). Accordingly, Nd contents are lower in the NO3A garnet fractions (0.646–0.799 ppm) than in those from NO3C (1.218–1.779 ppm). The  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratios show little spread, with 1.097–1.253 in NO3A and 0.640–0.898 in NO3C (Figure V.5c,d). Unfortunately, no whole-rock analysis is available for sample NO3A, possibly due to a problem during the sample preparation. Nevertheless, the three garnet fractions and the clinopyroxene analyses define a date of  $409.8 \pm 3.2$  Ma (MSWD = 0.67) with an initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  of  $0.511607 \pm (21)$ . For sample NO3C, the three garnet fractions and the whole-rock analyses define a date of  $400.5 \pm 5.6$  Ma (MSWD = 0.65) with an initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  of  $0.511653 \pm (23)$ .

**Table V.1.** Summary of the Lu–Hf and Sm–Nd dating results for the NO3A and NO3C samples. All errors are  $2\sigma$  and refer to the last significant digits. Italic data is excluded from isochron calculations. Decay constants used in age calculations are  $\lambda^{176}\text{Lu} = 1.865 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$  (Scherer et al., 2001) and  $\lambda^{147}\text{Sm} = 6.554 \times 10^{-12} \text{ yr}^{-1}$  (Lugmair & Marti, 1978).

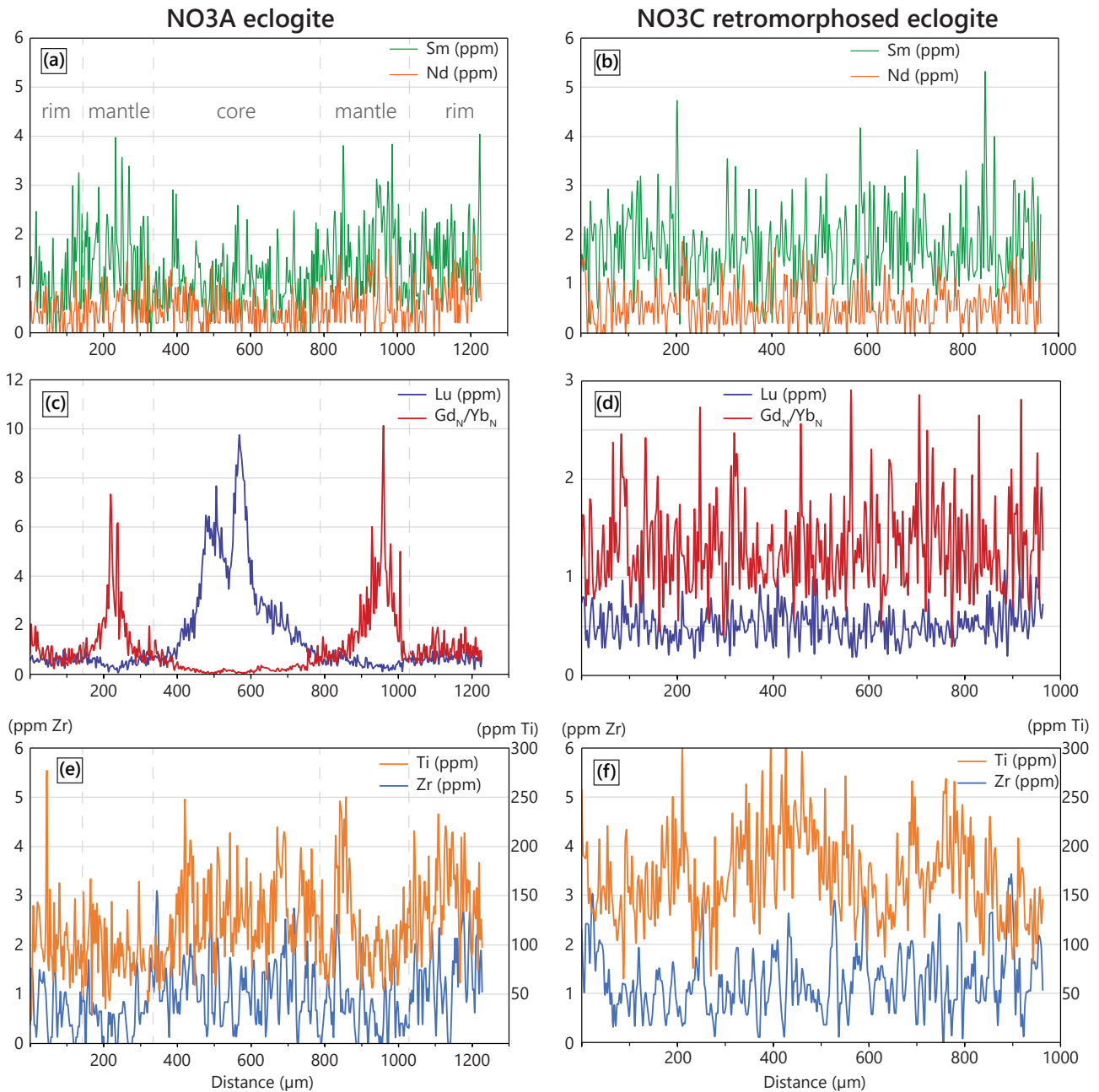
Fraction	Weight (mg)	Lu (ppm)	Hf (ppm)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Age (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Age (Ma)
<b>NO3A</b>											
Grt 1	67.95	0.549	0.037	2.0810	$0.297944 \pm (183)$		1.449	0.799	1.0973	$0.514562 \pm (19)$	
Grt 2	70.13	0.538	0.032	2.3530	$0.300749 \pm (151)$		1.407	0.679	1.2531	$0.514968 \pm (19)$	
Grt 3	70.15	0.495	0.043	1.6349	$0.295116 \pm (104)$		1.309	0.646	1.2266	$0.514892 \pm (19)$	
Cpx	74.11	0.010	0.381	0.0036	$0.282414 \pm (35)$		5.821	19.53	0.1802	$0.512090 \pm (18)$	
WR	99.40	0.279	0.202	0.1958	$0.283924 \pm (37)$		–	–	–	–	
						$416.8 \pm 1.3$					$409.8 \pm 3.2$
<b>NO3C</b>											
Grt 1	67.03	0.661	0.035	2.6766	$0.304668 \pm (29)$		1.868	1.715	0.6585	$0.513376 \pm (21)$	
Grt 2	66.18	0.599	0.088	0.9628	$0.290103 \pm (9)$		1.808	1.218	0.8978	$0.514014 \pm (20)$	
Grt 3	63.84	0.602	0.025	3.4882	$0.311616 \pm (31)$		1.881	1.779	0.6395	$0.513319 \pm (25)$	
WR	100.70	0.300	0.219	0.1937	$0.283917 \pm (3)$		3.06	10.43	0.1774	$0.512121 \pm (18)$	
						$449 \pm 14$					$400.5 \pm 5.6$



**Figure V.5.** Lu–Hf (a,b) and Sm–Nd (c,d) isochron diagrams for the NO3A and NO3C samples. In the Lu–Hf diagrams, errors of the analyses were increased in size to be visible.

## V.1.5.1.3. Garnet REE spectra and trace-element contents

In the fresh eclogite NO3A, although garnet shows constant end-member proportions from core to rim, the REE profile reveals complex, oscillatory-type zoning, dividing the garnet grains into three distinct zones (Figure V.6a,c). The core shows two distinct peaks of maximal HREE concentrations (Lu up to 10 ppm,  $Gd_N/Yb_N = 0.15\text{--}0.30$ ), separated by a zone with lower HREE contents (Lu = 4 ppm,  $Gd_N/Yb_N = 0.04$ ). The core is surrounded by a zone with the lowest Lu content



**Figure V.6.** Trace-element profiles of garnet in samples NO3A and NO3C, for Sm and Nd (a,b), for Lu and  $Gd_N/Yb_N$  (c,d), and Zr and Ti (e,f). For the Zr content profile, each analysis is averaged with the two adjacent analyses in order to reduce high frequency scattering. Note the vertical scale difference between (c) and (d) and the double-scaled vertical axis in (e) and (f).

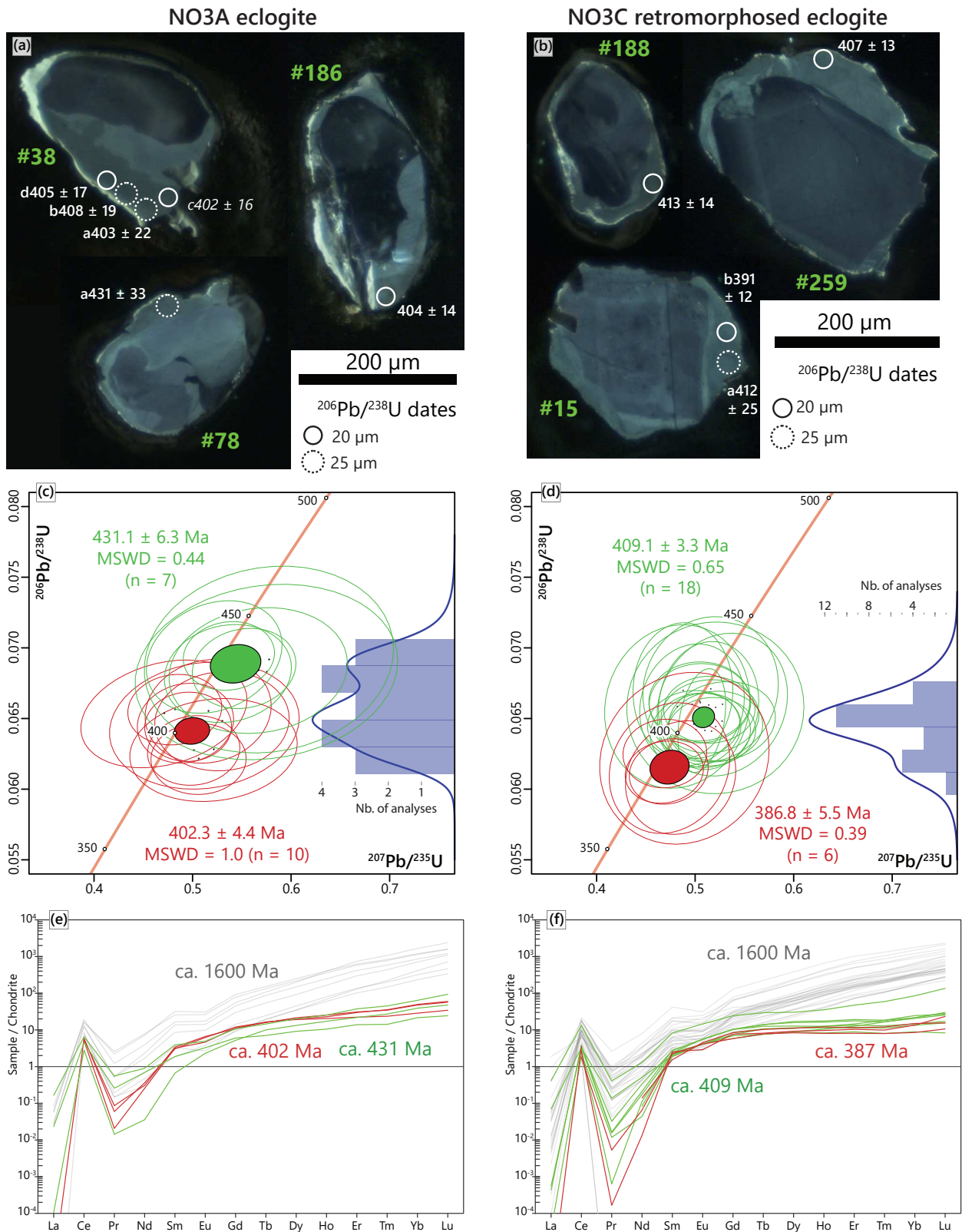
(<0.5 ppm) and the highest light- and middle REE contents ( $Gd_N/Yb_N$  up to 10). The rim shows a higher Lu concentration, slightly decreasing towards the grain boundary (Lu = 1.0→0.5 ppm,  $Gd_N/Yb_N$  = 0.2→2.0). Both Ti and Zr contents show a W-shaped pattern similar to that of Lu (Figure V.6e).

In the retromorphosed eclogite sample NO3C, Lu forms a W-shaped concentration profile in garnet (rim-to-rim), with concentration between 0.4 and 1.0 ppm in the core, 0.2–0.6 ppm in the intermediate zone and 0.4–1.0 ppm in the rim (Figure V.6d). Samarium reveals a similarly shaped rim-to-rim variation (Figure V.6b). The REE spectra are similar across the crystal, as highlighted by the constant  $Gd_N/Yb_N$  ratio (0.7–2). The Eu anomalies are either lacking or slightly positive ( $Eu_N/Eu^*$  = 0.60–2.5), without any significant zoning. Titanium content shows a similar pattern to that of Ti in garnet of sample NO3A, with a rich core (200–250 ppm), annular peaks (180–250 ppm) separated from the core by relatively depleted zones (100–150 ppm) and similar low content at the grain rim (Figure V.6f). Detailed trace-element analyses of garnet from samples NO3A and NO3C are available in Tables S2.7 and S2.8, respectively.

### V.1.5.2. Zircon

#### V.1.5.2.1. Fresh eclogite NO3A

In the fresh eclogite NO3A, zircon grains are elongated to sub-rounded, 250–600  $\mu\text{m}$  long, colourless and translucent. The CL imaging revealed a complex internal zoning: the dark cores are homogeneous and subhedral to anhedral and are surrounded by a bright inner rim and an intermediately bright outer rim (Figures V.7a, S2.3). The youngest group of concordant analyses consists of ten analyses obtained on the outer rims of seven different zircon grains. They yield  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  apparent ages ranging from  $410 \pm 12$  to  $389 \pm 12$  Ma and define a concordant date of  $402.3 \pm 4.4$  Ma ( $N = 10$ , MSWD = 1.0), with Th/U = 0.03–0.05 (Figure V.7c). Their REE spectra reveal relatively flat HREE,  $Gd_N/Yb_N$  ratios between 0.24 and 0.38, no Europium anomaly ( $Eu_N/Eu^*$  = 0.80–1.13) and normalized Lu content between 34 and 60 (Figure V.7e). Titanium concentrations fall in the range 2.1–4.6 ppm, plus one outlier at 26 ppm. Seven other analyses, also carried out on the outer rim of zircon grains, have  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  apparent ages ranging from  $433 \pm 12$  to  $425 \pm 17$  Ma and define together a concordant date of  $431.1 \pm 6.3$  Ma (MSWD = 0.44,  $N = 7$ ) with Th/U = 0.04–0.08. Their trace-element contents are similar to those of the younger rims (Figure V.7e), with  $Gd_N/Yb_N$  ratios = 0.13–0.28, no Europium anomaly ( $Eu_N/Eu^*$  = 0.77–1.28), normalized Lu content between 24 and



**Figure V.7.** Zircon data for the NO3A and NO3C eclogites. (a,b) CL images of zircon grains with the position of analysis spots and the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  dates. Italic dates are discordant and not considered in the concordia age calculations. Numbers refer to the grain identifier (see Tables S2.9 and S2.10). (c,d) Wetherill concordia diagrams. The MSWD value is given for concordance + equivalence. Relative probability plot (blue curve) and histogram for the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ratios on the right-hand side of each diagram. (e,f) REE spidergrams for zircons, same colours as in (c,d). The grey spectra correspond to that of the analyses pointing towards Gothian ages (ca. 1600 Ma), for comparison. Analyses are normalized to the chondritic values of McDonough & Sun (1995).



94, Ti = 2.7–4.5 ppm (plus two outliers at 0.1 and 32 ppm). All of the other 75 analyses are discordant, with a poorly defined upper intercept around 1600 Ma (Figure S2.4a), and yield higher HREE content and lower  $Gd_N/Yb_N$  ratios ( $<0.10$ ). Hafnium content varies with age: analyses yielding Caledonian ages show higher Hf concentrations ( $12\text{--}15 \times 10^3$  ppm) than those yielding older, discordant to Gothian ages ( $8\text{--}11 \times 10^3$  ppm).

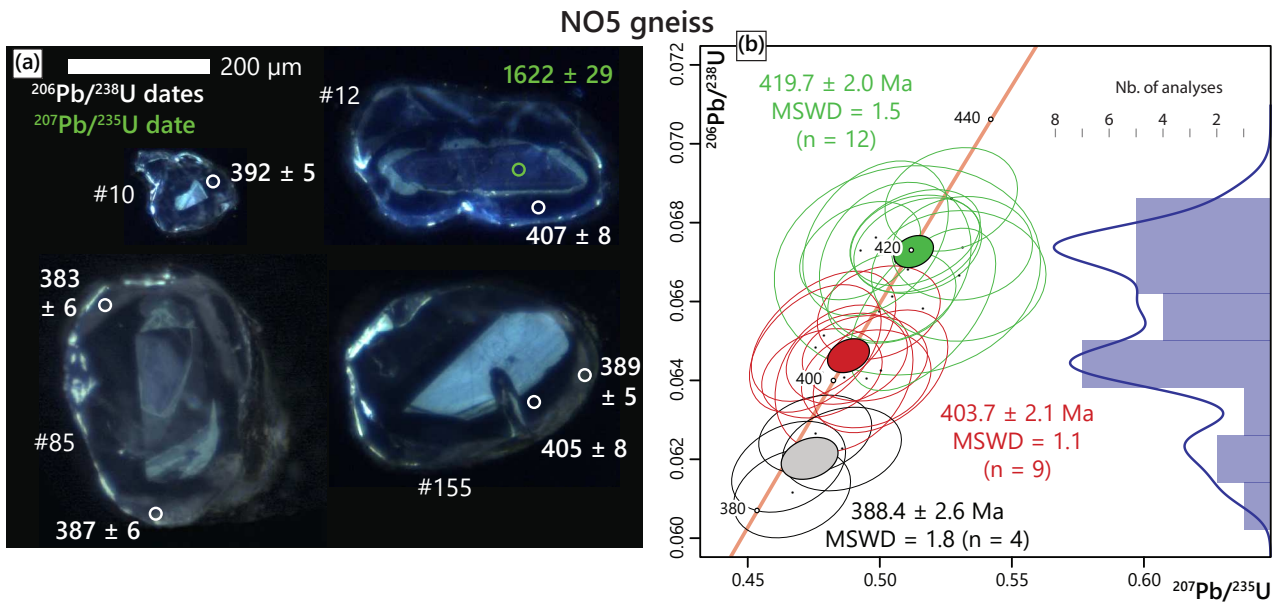
#### *V.1.5.2.2. Retromorphosed eclogite NO3C*

Zircon grains in the retromorphosed eclogite NO3C are similar in shape and size to those in the fresh eclogite NO3A (Figures V.7b, S2.3). From statistical analysis, three groups of  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages can be defined (Figure V.7d). REE spectra and trace-element concentrations are however similar among the two groups. The youngest group of concordant dates comprises six analyses, each from the outer rim of a different zircon grain, with  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages ranging from  $391 \pm 12$  to  $381 \pm 20$  Ma. They define together a concordia age of  $386.8 \pm 5.5$  Ma (MSWD = 0.39, N = 6), with Th/U = 0.02–0.07. The second group consists of eighteen concordant analyses, with  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages ranging from  $418 \pm 25$  to  $398 \pm 20$  Ma and Th/U = 0.02–0.06 (plus one outlier at 0.20), defining together a concordia age of  $409.1 \pm 3.3$  Ma (MSWD = 0.65, N = 18). All of the other analyses are discordant, with a poorly defined upper intercept around 1500 Ma (Figure S2.4b). As for the zircons of sample NO3A, the REE spectra show mostly flat HREE trend with  $Gd_N/Yb_N$  ratios from 0.29 to 0.78 (Figure V.7f), normalized Lu content from 8 to 30 (plus one outlier at 136), and weak Eu anomalies ( $Eu_N/Eu^* = 0.68\text{--}1.29$ ). Titanium concentrations range from 1.1 to 6.9 ppm (plus one outlier at 10.1 ppm). As in the zircons of the fresh eclogite NO3A, Hf content is higher in the Caledonian rims ( $10\text{--}15 \times 10^3$  ppm) than in the inherited zircons ( $<11 \times 10^3$  ppm).

#### *V.1.5.2.3. Gneiss NO5*

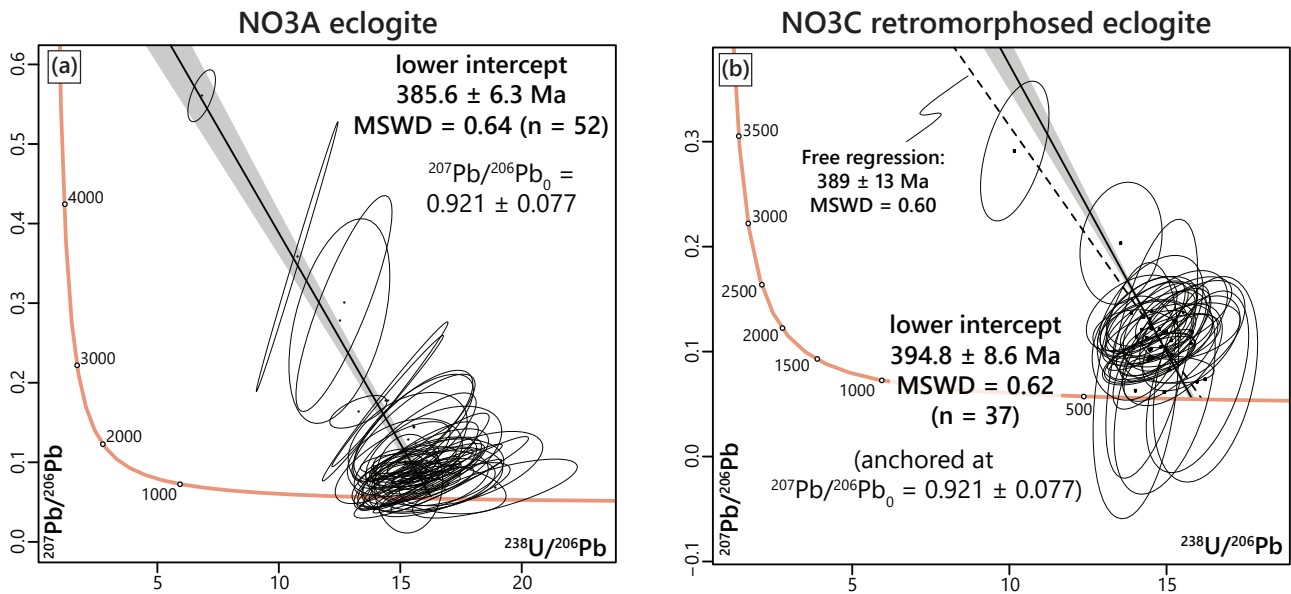
The zircon grains from the NO5 gneiss sample are 100–300  $\mu\text{m}$  long, colourless to slightly yellowish, and elongated to slightly sub rounded. Cathodoluminescence imaging revealed very complex internal zoning, with up to four different zones (Figure V.8a). The cores show oscillatory zoning, preserving in rare cases a prismatic shape, and are sometimes surrounded by a first bright, homogeneous zone, especially in the larger grains. The third zone is dark and homogeneous and is in turn surrounded by a bright outer rim. This outermost rim is very thin, which led to use of the smaller ablation spot and the absence of simultaneous REE-content analysis for this sample. Out of 60 analyses performed on 29 different zircon grains, several groups of concordant analyses





**Figure V.8.** Zircon data for the gneiss sample NO5. (a) CL images of zircon grains with the position of analysis spots and the corresponding dates. Numbers refer to the grain identifier (see Table S2.11). (b) Wetherill concordia diagram. MSWD is given for concordance + equivalence. Relative probability plot (blue curve) and histogram for the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ratios on the right-hand side of the diagram.

can be drawn (Figure V.8b), without any clear correlation between the dates and the zircon zones. The first group consists of twelve analyses on ten zircon grains, with  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  apparent ages ranging from  $428 \pm 6$  to  $411 \pm 10$  Ma, defining a concordant date of  $419.7 \pm 2.0$  Ma (MSWD = 1.5, N = 12). The second group consists of nine analyses on eight zircon grains, with  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  apparent ages between  $410 \pm 6$  and  $400 \pm 9$  Ma, defining a concordant date of  $403.7 \pm 2.1$  Ma (MSWD = 1.1, N = 9). The last and youngest group consists of four analyses obtained on three zircon grains, with  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  apparent ages ranging from  $392 \pm 5$  to  $383 \pm 6$  Ma, yielding a concordant date of  $388.4 \pm 2.6$  Ma (MSWD = 1.8, N = 4). Analyses from all of the three groups of ages have very low Th/U ratios (< 0.01) and variable Ti content, mostly between 0.5 and 6.1 ppm, although several analyses revealed higher Ti contents (16–770 ppm).



**Figure V.9.** Tera-Wasserburg diagrams for the rutile dates of the NO3A (a) and NO3C (b) eclogites. The lower intercept date for the rutile in NO3C is obtained by anchoring to the initial lead composition obtained for the rutile in NO3A. The dashed line represents the discordia for the NO3C rutile without initial lead forcing.

### V.1.5.3. Rutile

#### V.1.5.3.1. Fresh eclogite NO3A

Yellowish to brown, subrounded to elongated rutile crystals are found both in the matrix and as inclusions in garnet and omphacite (Figure V.2a,b), with variable size from 20 to 500  $\mu\text{m}$ . Seventy-one analyses (52 for U–Pb and Zr contents and 19 for Zr content only) were performed on 47 different rutile grains in thin section and 18 grains mounted in epoxy pucks (Table S2.12). In a Tera-Wasserburg diagram, they plot along a discordia (Figure V.9a), defining a lower intercept date of  $385.6 \pm 6.3 \text{ Ma}$  (MSWD = 0.64, N = 52) and an initial common lead composition of  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_0 = 0.921 \pm 0.077$ . Unlike the ages, Zr content varies between the grains depending on their textural position, with 300–350 ppm for the rutile grains included in garnet, 242–326 ppm for those in omphacite and 279–339 ppm for the grains found in the matrix.

*V.1.5.3.2. Retromorphosed eclogite NO3C*

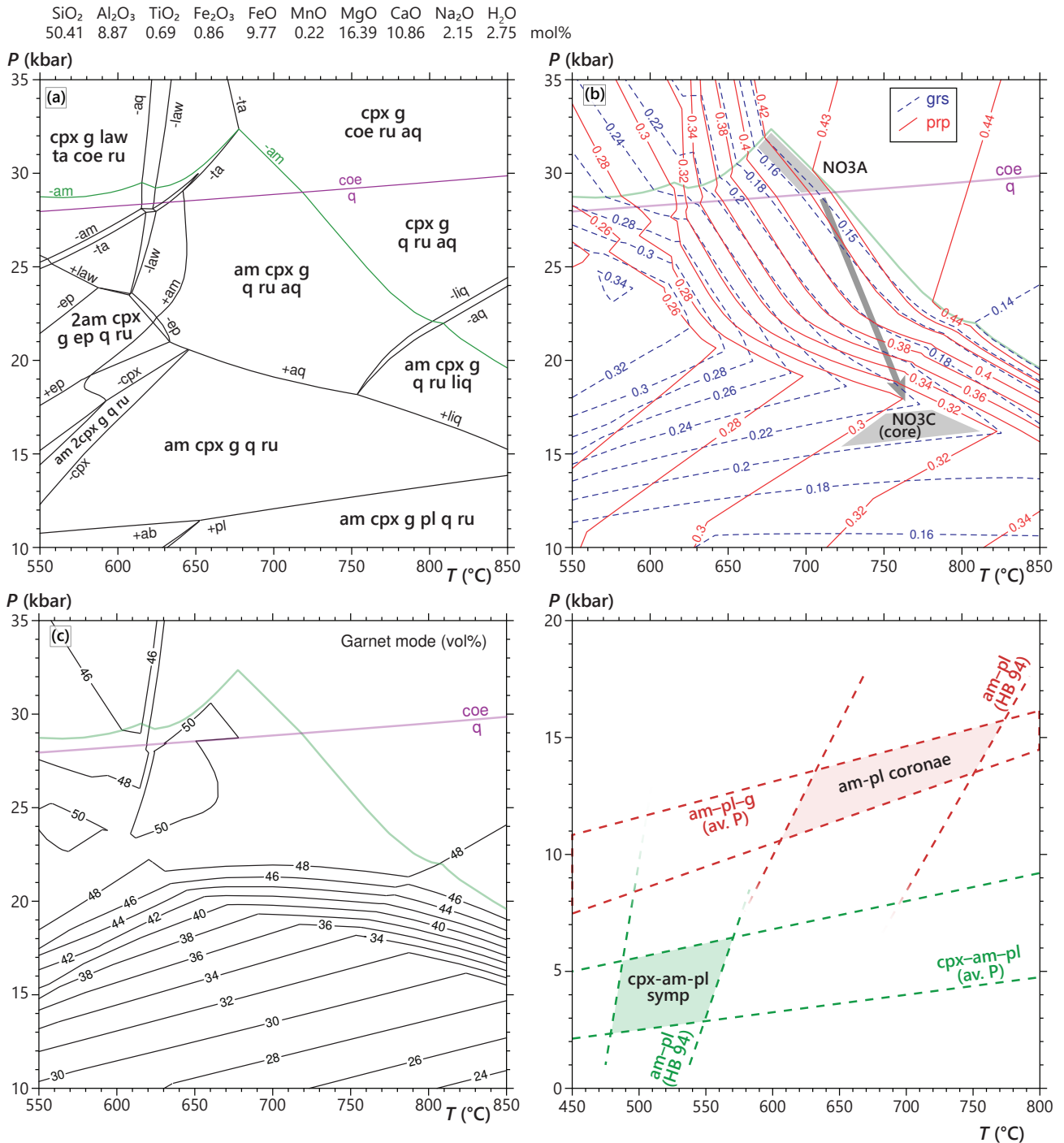
Yellowish to brown rutile, often partially replaced by ilmenite, is found throughout the sample as anhedral, 20–1200  $\mu\text{m}$  large grains. Forty-four analyses for U–Pb and Zr content were performed on 44 grains mounted in epoxy pucks, while twenty-nine analyses of the Zr content were performed on 16 different grains in thin-section (Table S2.13). Zirconium concentrations vary between the rutile grains from different textural positions, with 277–352 ppm for the rutile inclusions in garnet, 216–363 ppm for the grains in the matrix. Given the little  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  spread (Figure V.9b), the discordia line was anchored using the  $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_0$  ratio defined by the rutile analyses from sample NO3A ( $0.921 \pm 0.077$ ). The resulting discordia line defines a lower intercept date of  $394.8 \pm 8.6$  Ma (MSWD = 0.62, N = 37), while the unforced discordia date is equivalent, although less precise, at  $389 \pm 13$  Ma (MSWD = 0.60, N = 37) with an initial common lead composition of  $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_0 = 0.75 \pm 0.22$ .

## V.1.6. *P–T* estimates

### V.1.6.1. Phase-equilibrium modelling and major-element thermobarometry

In the *P–T* mineral-assemblage diagram for the fresh eclogite NO3A (Figure V.10a), garnet, clinopyroxene and quartz/coesite are stable throughout the explored conditions. Lawsonite and talc are stable only in the HP-LT corner of the diagram. Plagioclase (or pure albite) is stable below 11 kbar at 550 °C and 14 kbar at 850 °C while amphibole is stable below 29 kbar at 600 °C and below 22 kbar at 800 °C. These two upper and lower boundaries define the wide stability field of the assemblage observed in the sample (i.e., g-cpx-am-q/coe-ru), constrained above ~625 °C by the lawsonite in/out line. However, the presence of polycrystalline quartz and coesite relics in garnet (Figure V.2d,e) suggests equilibration in the coesite stability field at 28–32.5 kbar and 640–720 °C. Moreover, the comparison of the measured composition of garnet (grs = 0.15, prp = 0.41–0.43) with the calculated isopleths suggests garnet growth in this field between 675 °C at 32 kbar and 720 °C at 29 kbar (Figure V.10b), just below the amphibole-out line, compatible with the low mode of amphibole. In the same *P–T* diagram, the composition of garnet from the retromorphosed eclogite NO3C (grs = 0.2, prp = 0.30) points to *P–T* conditions of garnet growth or re-equilibration at 750–800 °C and 16–17 kbar.

In the retromorphosed eclogite NO3C, the plagioclase–amphibole thermometer for quartz-free assemblages of Holland & Blundy (1994), when applied to the amphibole-plagioclase coronae around garnet, yields temperatures of  $612 \pm 55$  °C at 5 kbar and  $705 \pm 61$  °C at 15 kbar (Figure V.10d). If a local equilibrium is assumed between this amphibole-plagioclase corona and the outermost garnet rim, the multi-equilibrium geobarometry with THERMOCALC (average P calculation mode) yields pressures of  $10.0 \pm 1.6$  kbar at 500 °C and  $13.6 \pm 1.1$  kbar at 750 °C (Figure V.10d; Table S2.14). In the clinopyroxene-amphibole-plagioclase symplectites (NO3C), the plagioclase–amphibole thermometer for quartz-free assemblages of Holland & Blundy (1994) yields temperatures of  $524 \pm 37$  °C at 5 kbar and  $568 \pm 53$  °C at 15 kbar (Figure V.10d), while the multi-equilibrium geobarometry with THERMOCALC (average P) yields pressures of  $4.1 \pm 1.6$  kbar at 500 °C and  $6.0 \pm 2.0$  kbar at 700 °C (Figure V.10d; Table S2.15).



**Figure V.10.** *P*–*T* pseudosection (a), compositional (b) and modal (c) isopleths of garnet for eclogite samples NO3A and NO3C calculated for the indicated bulk composition. Some small fields are unlabelled for clarity. Amphibole and quartz/coesite stability fields reported in (b) and (c) as in (a). See text for further details. (d) *P*–*T* diagram with the thermobarometry results for the symplectite and the amphibole–plagioclase coronae around garnet in sample NO3C, using the amphibole–plagioclase thermometer of Holland & Blundy (1994) and THERMOCALC multiple-reaction barometry (averageP). Note the different *P*–*T* scale.

In the  $P$ – $T$  pseudosection for the gneiss NO5 (Figure V.11a), garnet, biotite, plagioclase and quartz are stable throughout the explored  $P$ – $T$  range. Muscovite is stable at pressures higher than 8 kbar and temperatures  $>600$  °C. Aluminium silicates are present in the HT-LP pressure corner of the diagram. Ilmenite is stable below 7 kbar at 550 °C and 12 kbar at 750 °C, while rutile is stable above 7–8 kbar. Melt is present above 650–700 °C. The assemblage observed in the sample (i.e., g-pl-mu-bi-q-ru $\pm$ ilm) is stable between 9 and 11 kbar at 640–680 °C, and extends to the HP-HT corner of the diagram when melt is considered in the assemblage. Garnet core composition (grs = prp = 0.21–0.23, sps = 0.01) points to garnet growth or re-equilibration at 675–700 °C around 11 kbar (Figure V.10b,d), just above the solidus of the rock. Garnet rim composition (grs = 0.18, prp = 0.14) corresponds to conditions around 600–620 °C and 8 kbar, while the composition with the highest spessartine content (prp = sps = 0.11, grs = 0.19) suggests equilibration at 570–580 °C and 7 kbar, in the chlorite stability field. When combining this garnet composition with the composition of white mica surrounding garnet (Figure V.4a,g), the Fe/Mg thermometer of Coggon & Holland (2002) yields temperatures of 559–580 °C at 5 kbar and 568–589 °C at 10 kbar. This suggests an evolution dominated by cooling and decompression and is consistent with the modelled composition along this path (Figure V.11c), which agrees with the compositional zoning observed in the sample (ab = 0.76 $\rightarrow$ 0.63).

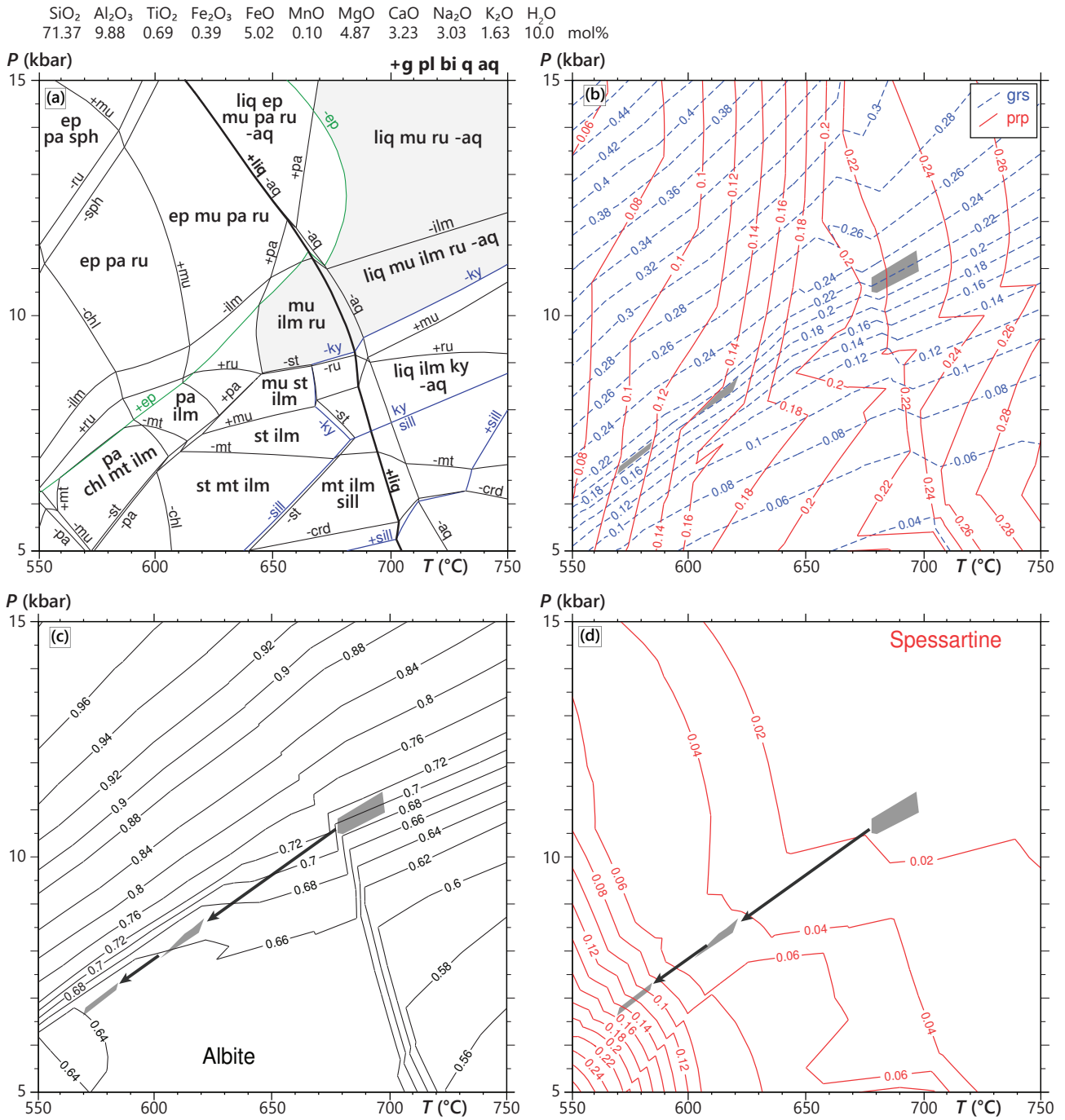
#### V.1.6.2. Ti-in-zircon thermometry

Overall, Ti concentrations in zircon are quite low and given the logarithmic dependence between  $T$  and Ti concentration, the Ti-in-zrc thermometer is quite sensitive. All the zircon analyses described above yield the same range of temperatures, mostly 620–700 °C, with the calibration of Ferry & Watson (2007). Because of the uncertainty inherent to the calibration ( $\pm 35$  °C) and the possible pressure-dependence of the thermometer, there isn't any real difference of calculated temperature between the zircon age populations. The thermometer has been indeed calibrated around 10 kbar and Ferry & Watson (2007) estimated the pressure-dependence to be of  $+5$  °C $\cdot$ kbar $^{-1}$  (i.e.,  $+100$  °C for zircon that crystallized around 30–35 kbar).

#### V.1.6.3. Zr-in-rutile thermometry

For the rutile of the fresh eclogite NO3A, the pressure-dependent calibration of Kohn (2020) for  $\alpha$ -quartz gives temperatures of 600–631 °C at 10 kbar and 666–700 °C at 25 kbar, while the calibration for coesite yields temperatures between 683 and 718 °C at 30 kbar. Although the zir-





**Figure V.11.** *P-T* pseudosection (a) and compositional isopleths of garnet (b, d) and plagioclase (c) for gneiss sample NO5 calculated for the indicated bulk composition. Some small fields are unlabelled for clarity and the stability field of the observed assemblage (i.e., g-pl-bi-mu-q-ru±ilm) is highlighted in light grey. Aqueous fluid is present throughout the *P-T* range except for the ‘-aq’ fields. See text for further details. The grey boxes (b-d) highlight the intersections of the compositional isopleths of garnet for the observed compositions in the core and the rim.

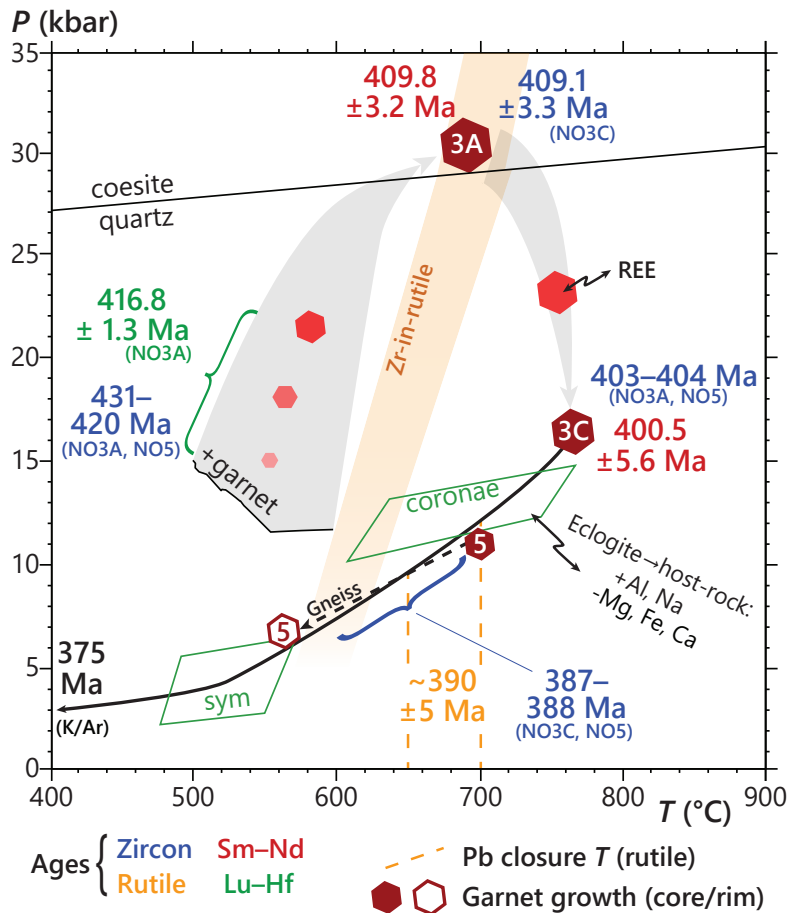
conium content in rutile slightly varies between the different textural positions, the differences are negligible when compared to the uncertainties of the calibration, that is,  $\pm 20\text{--}30\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Kohn, 2020). Similarly, in the NO3C retromorphosed eclogite, the calculated temperatures are similar among the rutile grains in the matrix and those included in garnet or allanite, with  $591\text{--}634\text{ }^{\circ}\text{C}$  at 10 kbar,  $656\text{--}703\text{ }^{\circ}\text{C}$  at 25 kbar with the calibration for  $\alpha$ -quartz and  $673\text{--}721\text{ }^{\circ}\text{C}$  at 30 kbar with the calibration for coesite (Figure V.12). The Zr-in-rutile calibration of Tomkins et al. (2007) results in similarly trending temperatures, but constantly  $30\text{--}35\text{ }^{\circ}\text{C}$  higher than the temperatures obtained with the calibration of Kohn (2020). As the latter is based on a larger dataset of experimental and natural data, especially at low temperatures  $<650\text{ }^{\circ}\text{C}$ , it was preferred to that of Tomkins et al. (2007).

## V.1.7. Discussion

### V.1.7.1. Metamorphic evolution

From the above results, a schematic  $P\text{--}T\text{--}t$  evolution is proposed in Figure V.12. Based on phase-equilibrium modelling, the assemblage and garnet composition of the fresh eclogite NO3A point to equilibration conditions of  $29\text{--}32\text{ kbar}$  at  $675\text{--}720\text{ }^{\circ}\text{C}$ . This agrees with the results of the Zr-in-rutile thermometry applied to the rutile inclusions in garnet ( $703\text{--}718\text{ }^{\circ}\text{C}$  at 30 kbar). However, the lack of major-element zoning in garnet from the fresh eclogite NO3A (Figure V.2c) contrasts with the pronounced Lu zoning (Figure V.6c). Distinct Lu central peaks in the REE profile (Figure V.6c) could suggest a combination of Rayleigh fractionation and the involvement of different garnet-forming reactions during prograde garnet growth (Skora et al., 2006; Moore et al., 2013; Baxter et al., 2017), which generally results also in major-element zoning. The absence of such zoning points to diffusional equilibration of the major-element ( $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ) composition of garnet at the inferred peak-pressure conditions.

In the retrogressed eclogite NO3C, compared to the fresh eclogite NO3A, the lower mode of garnet, its composition, including the seemingly smoothed trace-element zoning (Figure V.6) and the younger Sm–Nd age also point to diffusional resetting and re-equilibration but at lower pressures and higher temperatures ( $16\text{--}17\text{ kbar}$ ,  $750\text{--}800\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; Figure V.10b). This (rather than crystallisation of new garnet) is compatible with the disposition of garnet mode isopleths (Figure V.10c), which show that garnet mode systematically decreases during decompression. Given the lower temperatures inferred from the Zr-in-rutile thermometer (Figure V.12), the temperature range of  $750\text{--}800\text{ }^{\circ}\text{C}$  for garnet re-equilibration probably represent an upper temperature estimate.



**Figure V.12.** Schematic  $P$ – $T$ – $t$  evolution inferred for the samples from Drage. The prograde portion of the  $P$ – $T$  path is hypothetical and the garnet-in boundary (black line marked ‘+garnet’) calculated in a Mn-free system. Ages are color-coded: rutile (orange), zircon (blue), Sm–Nd (red) and Lu–Hf (green). Approximate closure temperature of rutile is bracketed by the orange dashed lines. For the gneiss sample NO5, the full and empty hexagons shapes correspond to garnet core and rim, respectively. Results of the amphibole-plagioclase thermometry using the calibration of Holland & Blundy (1994) and of the THERMOCALC multi-equilibrium geobarometry (average $P$ ) are represented with their  $2\sigma$  uncertainty. Results of the Zr-in-rutile thermometry using the calibration of Kohn (2020) shown using the extremal Zr contents (sample NO3C, 216–363 ppm).

We recognize that the  $P$ – $T$  estimates for garnet re-equilibration in NO3C is solely based on the modelling of garnet composition (Figure V.10b) and that such modelling is strongly dependent on the bulk chemical composition used. Based on the mass-balance of the reactions taking place during the retrogression of an UHP eclogite, Yang et al. (2004) suggested that the formation of coronae around garnet or kyanite and symplectite formation after omphacite involved chemical exchanges with the host rock, with gain of Na and Al and loss of Mg, Ca and Fe for the eclogite. In our sample

suite, such trend is observable when comparing the whole-rock compositions of samples NO3A, NO3C and the most external sample NO3D (Table S2.1). Consequently, although the samples NO3A and NO3C have slightly different whole-rock compositions, especially for the Mg and Al contents, this difference is ascribed to the late-stage modification of an originally identical bulk composition during the development of the symplectites. The evaluation of the  $P$ – $T$  conditions for NO3C garnet re-equilibration was therefore investigated in the  $P$ – $T$  diagram calculated for the same bulk composition as that of the fresh eclogite. Subsequent coronae formation around garnet may rather limit diffusion of necessary nutrients to re-equilibrate garnet, hence the choice of the eclogite composition rather than the new composition modified during symplectite growth. Given that this re-equilibration did not affect the core of the mafic lens, we suggest that this high-temperature metamorphic stage may have been triggered by progressive and incomplete fluid influx.

Both peak pressure and peak temperature conditions are consistent with the  $P$ – $T$  estimates from previous studies (Schärer & Labrousse, 2003; Labrousse et al., 2004) on eclogites from Drage (24–29 kbar at 650–730 °C and 17–20 kbar at 750–770 °C). Although isothermal decompression has been extensively described in the WGR (Terry & Robinson, 2003; Root et al., 2005; Hacker, 2007; Cutts & Smit, 2018; Simon et al., 2023), the  $P$ – $T$  path highlighted in this study, consistent with the findings of Schärer & Labrousse (2003) and Labrousse et al. (2004), is characterized by heating up to 750–800 °C during the decompression.

Further retrogression of the eclogite body was recorded in the different symplectites. The  $P$ – $T$  range inferred from the amphibole–plagioclase coronae around garnet suggests decompression to 11–14 kbar associated with cooling down to 630–750 °C. The clinopyroxene–amphibole–plagioclase symplectites point to further cooling down to 480–560 °C, at 2–6 kbar. These  $P$ – $T$  conditions are similar to those inferred for retrogression and amphibolite-facies overprint in the whole Nordfjord-Stadlandet area (e.g., Schärer & Labrousse, 2003; Labrousse et al., 2004; Young et al., 2007; Johnston, Hacker, & Ducea, 2007; Carter et al., 2021; Simon et al., 2023).

In the gneiss sample NO5, conditions inferred for garnet core growth or re-equilibration (~690 °C at 11 kbar) imply the production of at least a small amount of melt (Figure V.11a,b), which is coherent with the presence of felsic boudins observed on the outcrop (Figure V.1d). Similar  $P$ – $T$  conditions (9–13 kbar,  $725 \pm 50$  °C) were obtained by Peterman et al. (2009) for garnet re-equilibration in a gneiss sample from Drage. The rimwards evolution of garnet composition suggests

cooling during decompression down to  $\sim 575$  °C and 7 kbar. This  $P$ – $T$  path overlaps and consequently supports the path inferred for the eclogites (Figure V.12).

### V.1.7.2. Interpretation of the garnet Sm–Nd and Lu–Hf dates

Interpretation of garnet Lu–Hf and Sm–Nd dates require careful integration of the isotopic data and the REE content profiles. It is noteworthy that any attempt to explain and interpretate the ages and their relation with  $P$ – $T$  data is meaningless if one of the ages is unnoticeably skewed for any reason, as for instance artificially older or younger ages due to inclusions or cracks. For the data presented in this study, except for the Lu–Hf date obtained for sample NO3C for the reasons discussed below, the age uncertainties are lower than 1.5 % and the statistical analyses point to robust dates ( $0.65 < \text{MSWD} < 2.5$ ).

Three factors may explain the ca. 2.5–11.5 Myr difference between the Lu–Hf date of  $416.8 \pm 1.3$  Ma and the Sm–Nd date of  $409.8 \pm 3.2$  Ma in sample NO3A: (1) the strong fractionation of Lu into garnet core by Rayleigh fractionation (Otamendi et al., 2002), while Sm content peaks closer to the rim (Figure V.6a), the age difference reflecting then the duration of garnet growth (e.g., Skora et al., 2009; Lotout et al., 2018); (2) the difference between the closure temperatures for  $\text{Nd}^{3+}$  and  $\text{Hf}^{4+}$  (Smit et al., 2013). For a garnet grain with a diameter of  $\sim 1.5$  mm and a cooling rate around  $10$  °C·Myr<sup>-1</sup>, at the lowest estimation for the WGR (e.g., Root et al., 2005; Walsh et al., 2013), this temperature is above 900 °C for Hf but  $\sim 750$  °C for Nd; (3) the combination of the two. All of these reasons may explain why Lu–Hf dates are almost systematically older than Sm–Nd dates for published garnet dates (e.g., Baxter et al., 2017 and references therein). Given the distribution of Lu and Sm in garnet (Figure V.6a,c), it is therefore proposed that the ca. 7 Myr age difference reflects the duration of garnet growth. As the Lu profile (Figure V.6c) suggests a change of garnet-forming reaction, the Lu–Hf date of  $416.8 \pm 1.3$  Ma may reflect the age of the prograde growth of garnet, while the Sm–Nd date of  $409.8 \pm 3.2$  Ma corresponds to the age for the rim formation probably at the peak pressure conditions.

In sample NO3C, however, the difference between the Lu–Hf date ( $449 \pm 14$  Ma) and the Sm–Nd date ( $400.5 \pm 5.6$  Ma) is up to 68 Myr, although the Lu–Hf date is questionable (MSWD = 60, age uncertainty > 3%). Re-equilibration of garnet occurred at temperatures in excess of 750 °C, high enough to fully open and reset the Sm–Nd system (Smit et al., 2013), which could explain a date younger than that obtained for the fresh eclogite NO3A. Lutecium, which shares with Sm

and Nd similar diffusivity properties in garnet, may have been isotopically re-equilibrated as well. This is suggested by the smoothed Lu content (Figure V.6d) when compared to Lu variations in NO3A garnet (Figure V.6c). However, Hf<sup>4+</sup> might have not re-equilibrated since its diffusivity in the crystalline structure of garnet is lower than that of REE<sup>3+</sup> (Bloch et al., 2015). Such isotopic disequilibrium between Lu and Hf may explain an artificially older Lu–Hf age. Falsely old ages caused by Lu intracrystalline diffusion with immobile Hf during a HT homogenization of garnet have been suggested on theoretical and numerical bases (e.g., Kohn, 2009) and shown in natural examples by Anczkiewicz et al. (2012). Moreover, mass balance for Sm and Lu in garnet reveals that garnet contains in both samples approximately 11 % of the total Sm, whereas it contains 64 % of the total Lu in NO3A and only 36 % in NO3C. Mass balance may prove difficult to calculate because of the difference between volume % and weight % for each phase. However, even with these uncertainties, this discrepancy between the Lu contents in the garnets of the two eclogites remains difficult to explain and raises the question of where is Lu hosted in sample NO3C. Allanite may store important quantities of REE but fractionates the LREE rather than the HREE (Engi, 2017). Apart from garnet, the main host for HREE is zircon but the analysed zircon rims show similar Lu contents, whatever their apparent age (Figure V.7). Therefore, zircon does not seem to be a potential host for Lu leached from garnet. Rock-scale leaching of HREE caused by the fluid responsible for the retrogression of an eclogite has been proposed by Martin et al. (2010) for an eclogite from the southern WGR. However, they described a gain in LREE and a loss in HREE between the fresh eclogite and the amphibolitized eclogite, a trend opposed to what is seen for our samples (Figure S2.6), suggesting rather a loss in LREE (La–Eu) and immobility of heavier REE during the retrogression from NO3A to NO3C. It is noteworthy that in this study and that of Martin et al. (2010), the whole-rock Hf isotopic composition is similar between the eclogite and the retrogressed eclogite, pointing out to an immobile behaviour for Hf.



### V.1.7.3. Interpretation of the U–Pb dates

Overall, zircon dates span from ca. 431 to 387 Ma (Figures V.7c,d and V.8b). Despite the large individual uncertainties, which may compel to consider all the analyses as a single population for each sample, the relative probability plots for the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ratios seem to support the interpretation that the zircon data could be divided into different age groups for the three investigated samples.

The oldest Scandian ages at ca. 431 Ma in NO3A and 420 Ma in NO5 could possibly be related to analyses during which a small amount of the inherited Proterozoic cores (900–1600 Ma) was also ablated, resulting in artificially older dates. However, in such case, one could expect a greater spread on the concordia curve, depending on the proportions of inherited core and rim ablated together. The fact that several analyses on different grains, but also sometimes on the very same grain, result in rather well constrained ages discards this possibility. Similarly, the younger dates could reflect Pb loss and/or partial resetting during the HT event around 405–400 Ma. Because of the large individual uncertainties for the zircon analyses, a small percentage of Pb loss would still produce concordant dates (e.g., Pitra et al., 2022). However, it could be expected that the degree of resetting would be slightly different between the zircon grains, resulting again in a larger spread of the data along the concordia curve rather than discrete age populations. We agree, however, that partial Pb loss for some of the grains cannot be completely ruled out.

Although the studied samples do not contain sufficient petrological information to constrain the metamorphic evolution before the peak of pressure, the date of  $431.1 \pm 6.3$  Ma (eclogite NO3A) could reflect zircon crystallisation on the prograde path. Crystallization of zircon during the prograde part of the  $P$ – $T$  path has been disputed, as the growth of Zr-bearing eclogitic phases, mostly garnet and rutile, may destabilize zircon (Kohn et al., 2015). However, Bingen et al. (2001) and Beckman et al. (2014) have shown that zircon can crystallize on the prograde path following the breakdown of a Zr-bearing phase (e.g., baddeleyite or ilmenite). Potential prograde crystallization of zircon in the eclogite NO3A may have been enhanced by the presence of fluid released during the progressive breakdown of hydrated minerals. The absence of Eu anomaly and the almost flat HREE spectra (Figure V.7e) suggest a garnet-bearing and plagioclase-free assemblage as old as 431 Ma (e.g., Hoskin & Black, 2000; Hoskin et al., 2000; Rubatto, 2002; Hermann & Rubatto, 2003). This contrasts with the Lu–Hf age of  $416.8 \pm 1.3$  Ma that rather points to incipient garnet growth ca. 14 Myr later.

In the retromorphosed eclogite NO3C, the similarity between the zircon date of  $409.1 \pm 3.3$  Ma and the Sm–Nd age of  $409.8 \pm 3.2$  Ma (NO3A) compels to link this zircon growth with UHP conditions. The zircon analyses reveal flat HREE pattern and no Eu anomaly, again coherent with concomitant garnet growth in the absence of plagioclase. Based on the comparison of zircon and garnet ages with the trace-element contents in zircon, Tual et al. (2022) proposed that the date at which the zircon analyses show the highest dispersion of the  $Gd_N/Yb_N$  ratio points to concomitant zircon and garnet growth because of variable REE availability in microdomains and competition between zircon and garnet for REE intake. For NO3C, the  $Gd_N/Yb_N$  vs apparent age plots (Figure S2.7) reveal that the ~Scandian dates yield indeed scattered ratios, whereas older, discordant to Gothian ages show invariably low values. More precisely, the highest dispersion of the  $Gd_N/Yb_N$  ratio corresponds to dates between 420 and 410 Ma, fully agreeing with the garnet ages in NO3A. Conversely, as we aim to constrain zircon growth during the metamorphic history, this comparison could suggest that a large proportion of the analysed zircon rims grew alongside garnet, during prograde metamorphism up to the peak pressure conditions.

It is however surprising that dates around 410 Ma were not obtained in the NO3A eclogite zircons. Conversely, the  $402.3 \pm 4.4$  Ma zircon date in NO3A, which overlaps the  $400.5 \pm 5.6$  Ma garnet age in NO3C corresponding to the thermal re-equilibration, has not been found in the zircon rims from the retromorphosed eclogite NO3C. This discrepancy remains difficult to explain as to understand why the UHP portion of the  $P$ – $T$  path seems to be better recorded in the retromorphosed eclogite than in the preserved eclogite.

Timing of rutile growth is monitored through the Ti content in garnet (Figure V.6e), which decreases as Sm content increases in garnet (Figure V.6a). If considering that the Sm–Nd date reflects the peak of pressure, it may imply that rutile grew at the peak-pressure conditions rather than during the prograde part of the  $P$ – $T$  path. This agrees with the results of the Zr-in-rutile thermometer, which yield temperatures similar to those inferred from the garnet composition at peak-pressure conditions (Figure V.12). Interestingly, Zr content in garnet follows a zoning similar to that of Ti (Figure V.6e); therefore, the inference made for the growth of rutile could be transposed to zircon, growing at the peak pressure, although the parallelism between Ti and Zr contents in garnet may be caused by the sole incorporation of Zr in rutile. Although rutile indisputably crystallises at high

pressure as part of the eclogitic assemblage, as testified by the numerous rutile inclusions in garnet and omphacite, rutile dates are consistently younger than the zircon dates. This is interpreted as an effect of the Pb-closure temperature of rutile,  $\sim 350$  °C lower than that of zircon (Cherniak, 2000; Cherniak & Watson, 2001; Zack & Kooijman, 2017). The rutile dates around 390 Ma are therefore interpreted to date cooling below 650–700 °C (Figure V.12). In rutile, the Zr diffusivity predicted by the experimental study of Cherniak et al. (2007) is of the same order of magnitude than that of Pb. Therefore, the temperatures obtained with the Zr-in-rutile thermometer should reflect the temperature at the time of chronometric closure. However, several studies on high-temperature natural samples have suggested otherwise, with rutile capable of retaining HT information up to the granulite facies at  $>900$  °C (Ewing et al., 2013; Kooijman et al., 2012). In the studied samples, the Zr-in-rutile thermometer and the U–Pb data may thus be decoupled, recording the crystallization temperature and the cooling below  $\sim 650$ –700 °C, respectively. This may explain the ca. 24 Myr gap between the garnet Sm–Nd and rutile U–Pb dates ( $409.8 \pm 5.6$  Ma and  $385.6 \pm 6.3$  Ma, respectively) in sample NO3A.

Finally, the youngest zircon dates found in the retromorphosed eclogite and in the gneiss, and that overlap the rutile cooling ages, could represent late zircon growth or re-equilibration. Although the REE spectra in zircon of this age are too few to warrant a robust discussion, the Eu anomaly (Figure V.7f) may imply the presence of plagioclase during zircon formation. Given the presence of H<sub>2</sub>O inferred from the hydrated assemblages at low pressure (e.g., am–pl and bi–pl in NO3C, chl–bi–mu in NO5), fluid influx may have enhanced or even triggered zircon resetting by dissolution/precipitation.

#### **V.1.7.4. Geodynamic implications**

This study brings precise determination of the cooling rate for the Nordfjord-Stadlandet UHP domain. Cooling is bracketed by the Sm–Nd age of  $400.5 \pm 5.6$  Ma at 750–800 °C and by the several muscovite ages in the literature on different lithologies sampled around Drage, converging around 375 Ma (Lux, 1985; Root et al., 2005; Walsh et al., 2013). As muscovite ages are commonly interpreted to reflect cooling below  $\sim 400$  °C (e.g., Harrison et al., 2009), this implies a cooling rate between 11 and 20 °C·Myr<sup>-1</sup>. This estimation agrees with the lower end of the published cooling rates for the WGR ( $15$ – $90$  °C·Myr<sup>-1</sup>; e.g., Root et al., 2005; Kylander-Clark et al., 2008, 2009). As the studied samples come from the westernmost part of the WGR, the relatively low cooling rate

is coherent with the trend of increasing cooling rates towards the eastern WGR (Kylander-Clark et al., 2009; Walsh et al., 2013).

Exhumation rates may be retrieved from the presented data as well. However, it should be emphasized here that exhumation rate estimates are strongly dependent on the interpretation of pressure constraints. Pressure may be considered to be entirely lithostatic, that is, proportional to depth. In this case, using an average rock density of  $2700 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ , decompression from the peak pressure of  $\sim 30 \text{ kbar}$  at 410 Ma to  $\sim 16 \text{ kbar}$  at 401 Ma implies an exhumation rate of  $\sim 5.9 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$  from  $\sim 110 \text{ km}$  down to  $\sim 60 \text{ km}$ . Taking account of the uncertainties on the garnet ages result in extreme exhumation rates from 2.8 to  $100 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ .

Alternatively, pressure may not be only lithostatic and can result, for part, from the surrounding tectonic stresses as suggested in numerous studies (e.g., Petrini & Podladchikov, 2000; Gerya, 2015; Luisier et al., 2019; Bauville & Yamato, 2021). For instance, the petrological study of an eclogite sample from Vågsberget (Figure V.1b) revealed a  $P$ - $T$  path characterized by isothermal compression from amphibolite-facies conditions to  $\sim 28 \text{ kbar}$ , which may be interpreted as resulting from an increase of the horizontal stresses during collision (Simon et al., 2023). Interestingly, in the case of Drage, the pressure estimates for the peak-pressure conditions ( $\sim 30 \text{ kbar}$ ), for the thermal re-equilibration ( $\sim 16 \text{ kbar}$ ) and for the retrogression (formation of coronae around garnet in NO3C, garnet re-equilibration in NO5,  $\sim 11 \text{ kbar}$ ) are in good agreement with the model of Yamato & Brun (2017). This model, based on a mechanical analysis and constrained by  $P$ - $T$  estimates from various (U)HP terranes, suggests that the peak pressure  $P_c$  and the following pressure drop to retrogression conditions ( $P_e$ ) are linearly related. Yamato & Brun (2017) proposed that this linear relationship can be explained by the transition from burial-related compression to extension at the onset of exhumation, while the rocks do not change in depth. Therefore, at a given lithostatic pressure  $P_{\text{litho}}$ , the peak pressure  $P_c$  and the pressure recorded in extension  $P_e$  follow the relationships  $P_c = 2 \times P_{\text{litho}}$  and  $P_e = \frac{2}{3} \times P_{\text{litho}}$  (considering a friction angle of  $30^\circ$  and neglecting cohesion of rocks). In our case, assuming that the pressure estimate recorded during the thermal re-equilibration ( $\sim 16 \text{ kbar}$ ) reflects lithostatic pressure, the obtained values for the peak pressure ( $\sim 30 \text{ kbar}$ ) and the pressure inferred for retrogression ( $\sim 11 \text{ kbar}$ ) agree quite well with the model's predictions.

In this view, the change of the state of stress from compression to extension, occurring when the studied samples were at a depth of  $\sim 60 \text{ km}$ , is not instantaneous. Rather, the Sm-Nd date of

$409.8 \pm 3.2$  Ma (NO3A) and the rutile dates around 390 Ma bracket the transition from compression to extension, which occurred over a 15–25 Myr long period, allowing the crust to be heated. As this change from compression to extension may be induced by the slab break-off (e.g., Duretz et al., 2012), heating could be also caused by the subsequent hot asthenospheric flow replacing the detached slab.

In any case, the detailed petrological analysis revealed that the  $P$ – $T$  path is characterized by heating at lower crustal depths during the decompression, although the extent of heating at  $\sim 16$  kbar is difficult to constrain precisely. Considering the temperature ranges inferred for the peak-pressure conditions and the HT re-equilibration conditions, the temperature increase varies from almost 0 to 130 °C (Figure V.10b). Nevertheless, the inferred REE homogenization requires high temperature to occur (Carlson, 2012; Smit et al., 2013) and points to at least  $\sim 50$  °C of temperature increase. Post-peak pressure granulite-facies metamorphism has been recognized in various places in the WGR but seem more common towards the north, in the Nordøyane area (Figure V.1b; Butler et al., 2013; Engvik et al., 2018; Holmberg et al., 2019) or in the Northern WGR (Figure V.1a; e.g., Möller, 1988). It has been attributed to thermal equilibration during early exhumation (Engvik et al., 2018). In the Nordfjord-Stadlandet area (Figure V.1b), however, isothermal decompression seems to be more common (see the compilation of Simon et al., 2023; Carter et al., 2021; Young et al., 2007). It could then be argued that in other mafic bodies, such HT re-equilibration stage has either been lost during later retrogression and garnet replacement, or has not been sampled, suggesting a simpler and more direct  $P$ – $T$  path, that is, isothermal decompression. Conversely, this heating during decompression may have not occurred everywhere. Several studies advanced that the Nordfjord-Stadlandet area is a composite body with HP, UHP and mixed HP-UHP zones (e.g., Wain, 1997; Cuthbert et al., 2000; Krogh Ravna & Terry, 2004), because of the discrepancy between zoned garnets containing amphibolite-facies inclusions (defining the HP zone) and unzoned garnet containing UHP inclusions such as coesite (defining the UHP zone). This view seems to have been abandoned over the years, maybe after the study of Young et al. (2007), who suggested a continuum among the peak  $P$ – $T$  conditions, from the eastern end of Nordfjord towards the coast (Figure V.1b). Although more petrological studies like this one are needed to complete the existing  $P$ – $T$  dataset, this metamorphic step may be a feature of the UHP zone, while HP eclogites feature isothermal decompression. However, the peak pressure of 28–29 kbar inferred for an eclogite from Vågsberget

(Figure V.1b), showing zoned garnets with amphibolite-facies conditions inclusions (Simon et al., 2023), is almost identical to that inferred for the eclogite in this study (i.e., 29–32 kbar), possibly making the distinction between HP and UHP eclogites possibly less convincing.

Finally, while leucosomes and felsic dykes are commonly found in the WGR, the timing of partial melting is still debated with respect to whether it occurred at high pressure and triggered exhumation (e.g., Labrousse et al., 2011; Ganzhorn et al., 2014; Gordon et al., 2013) or was a result of exhumation (Kylander-Clark & Hacker, 2014). In the gneiss, garnet growth or re-equilibration at ~11 kbar (Figures V.11b and V.12) might favour the latter, although this aspect still needs to be assessed more thoroughly. Unfortunately, the leucosome NO6 could not be dated so far due to the absence of suitable minerals.

#### **V.1.7.5. Petrochronological implications**

Beyond their local geodynamical implications, the data obtained in this study have some bearing on geochronological investigation of UHP metamorphic rocks in general. The large difference between the Lu–Hf ( $449 \pm 14$  Ma) and Sm–Nd ( $400.5 \pm 5.6$  Ma) dates in the retrogressed eclogite NO3C suggests that, although the closure temperature of Hf is higher than that of Nd, the Lu–Hf chronometer is much more sensitive to HT re-equilibration (700–900 °C, depending on grain size and cooling rate) because of the possible decoupling of Lu and Hf. In contrast, the isotopic equilibrium between Sm and Nd is much more robust because of their very similar properties. In this view, although the Sm–Nd system can be reset at lower temperatures than the Lu–Hf chronometer, it might be more likely to yield geologically meaningful dates. In contrast, some studies argued rather for a more immobile behaviour of Lu (Cutts & Smit, 2018) based on the preservation of Lu zoning and Kelly et al. (2011) suggested rather retention of Lu and loss of Hf during garnet resorption, resulting in falsely young ages. This highlights the importance of combined Lu–Hf and Sm–Nd dating of garnet in metamorphic rocks that experienced a complex  $P$ – $T$  evolution, as both chronometers used together allow more thorough and robust interpretation of the individual dates and may help to decipher complex processes.

Whereas correct determination of cooling and exhumation rates as well as the duration of tectono-metamorphic processes is crucial and zircon is the most dated mineral, its behaviour during metamorphism remains a highly debated topic. Different interpretations of a single zircon date can



lead to opposed geodynamic reconstructions, as highlighted for instance by the strong difference between the conclusions of Whitney et al. (2015) and those of Pitra et al. (2022) in the Southern French Massif Central.

Titanium-in-zircon thermometry proves to be unreliable in the temperature range experienced by our samples, since the inferred temperatures (620–700 °C) cover a large part of the  $P$ – $T$  path and therefore do not bring any discriminant constraint. Moreover, Hofmann et al. (2014) showed that trace-element contents in zircon may be highly variable at the micrometre scale. This might explain the large range of concentration measured in the Caledonian zircon rims (2–10 ppm, that is, up to 400 % of difference). When applied to our data, the pressure-dependent calibration of Hofmann et al. (2014) for Ti-in-zircon thermometry results in high temperatures at relatively low pressure (800 °C at 20 kbar). Such results are incompatible with zircon growth at high pressure, as inferred from the 410 Ma zircon dates.

The REE spectra and the partition coefficients between garnet and zircon, which have been intensively used as markers of the concomitant growth of zircon and garnet, appear to be debatable as well. The ca. 387 Ma zircon dates in NO3C are associated with flat HREE patterns (Figure V.7f), although garnet re-equilibrated ca. 13 Myr before and similar rutile cooling ages point to a low pressure (<15 kbar) (re)crystallisation of this zircon. It appears that the REE content alone cannot distinguish zircons that crystallized concomitantly with garnet from those that crystallized after (Kohn, 2016). At temperatures lower than ~700–750 °C, that is, the closure temperature for the REE<sup>3+</sup> in garnet, (re)crystallization of zircon would invariably result in low REE contents in zircon. If considering that solid-state dissolution-precipitation is the major mechanism of zircon growth at sub-solidus conditions (Geisler et al., 2003, 2007; Rubatto et al., 2008), it is also possible that the newly grown or recrystallized zircon keeps the inherited HREE signature while the U–Pb system is isotopically re-equilibrated (Pitra et al., 2022). This is supported by the fact that zircon rims with similar trace-element signatures yield different dates. This could be explained by different textural position: zircon grains in the matrix, connected to the reactive bulk composition, could be isotopically re-equilibrated by dissolution-precipitation, hence the younger dates, while other grains yielding older dates were shielded, as inclusions in major phases for instance. However, the scarcity of large grains suitable for analyses in the studied samples prevents textural contextualisation. Conversely, inclusions are unfortunately lacking in the zircon rims whereas they are more

abundant in the inherited cores, preventing determination of the paragenesis during metamorphic zircon growth. Moreover, beside variable zircon growth mechanisms, trace-element uptake may also be variable during a metamorphic cycle, as substitution mechanisms in zircon were suggested to be dependent on  $P$ – $T$ – $X$  conditions (Kohn & Kelly, 2017). This adds a layer of complexity while deciphering zircon history and makes REE partitioning between zircon and eclogitic phases possibly useless. Nevertheless, the discriminant plot  $Gd_N/Yb_N$  ratio vs age as proposed by Tual et al. (2022) seems more reliable. Zircons with apparent ages <400 Ma seem to yield less scattered  $Gd_N/Yb_N$  ratios than zircons with apparent ages around 420–410 Ma (Figure S2.7), although more analyses with both U–Pb and chemical data are required.

Overall, in this study, zircon is inferred to have grown or been re-equilibrated during (1) the prograde part of the  $P$ – $T$  path up to the peak of pressure, (2) at the thermal maximum reached during decompression, and (3) during cooling at amphibolite-facies conditions (Figure V.12). This suggests that zircon growth mechanisms in the studied samples were highly variable and may have not followed simple rules such as Zr mass balance among eclogitic phases (e.g., Kohn et al., 2015).

Even in a thorough study integrating different chronometers (Sm–Nd, Lu–Hf, U–Pb) on several minerals (garnet, zircon and rutile) and using state-of-the-art methods of thermo-barometry, it is somehow frustrating that no definitive  $P$ – $T$ – $t$  evolution can be drawn. Zircon dates make sense only because they were compared to rutile and garnet dates. Indeed, while the oldest dates (i.e.,  $431.1 \pm 6.3$  Ma in NO3A,  $409.1 \pm 3.3$  Ma in NO3C and  $419.7 \pm 2.0$  Ma in NO5) seem sound and are probably the less disputable, the youngest dates can always be explained by Pb loss during the metamorphic stages following zircon crystallization and may therefore be meaningless. Neither the trace-element contents (REE or Ti) nor CL imaging are sufficient to indisputably interpret these dates. This highlights that zircon dates may be easily overinterpreted and that alone, they prove to be insufficient to lay out the geochronological frame over a  $P$ – $T$  evolution, at least for this type of rock. Oxygen isotope analysis in zircon could bring insightful data (Martin et al., 2014; Rubatto & Angiboust, 2015), although it is uncertain whether or not different stages within a single metamorphic cycle could be discerned. Moreover, several aspects are still debated, as for instance oxygen diffusivity in zircon (Rubatto, 2017). Similarly, hafnium isotopes measurement can be performed on zircon and may be another tool to link garnet and zircon growth. This calls for perseverance in the understanding of petrochronological processes in (U)HP metamorphic rocks.

### V.1.8. Conclusion

New combined Sm–Nd and Lu–Hf dating of garnet, U–Pb dating of rutile and zircon from eclogites with different degrees of preservation help constraining the  $P$ – $T$ – $X$ – $t$  evolution of a single mafic lens from the Western Gneiss Region. In the preserved eclogite, duration of garnet growth is bracketed by the Lu–Hf age of  $416.8 \pm 1.3$  Ma and the Sm–Nd age of  $409.8 \pm 3.2$  Ma, the latter corresponding to the peak pressure conditions at  $\sim 700$  °C and  $\sim 30$  kbar. Garnet isotopic data in the retromorphosed eclogite shows compelling evidence for uncoupling of Lu and Hf caused by thermal re-equilibration of garnet, dated by Sm–Nd around  $400.5 \pm 5.6$  Ma, during decompression to  $\sim 16$  kbar accompanied by heating to 750–800 °C, between the closure temperatures of REE<sup>3+</sup> and Hf<sup>4+</sup> in garnet. Various retrograde assemblages constrain the subsequent cooling to 480–560 °C at 2–6 kbar, timed by rutile cooling age at  $\sim 390$  Ma. In the mafic lithologies and in the gneiss, zircon is stable and grows or recrystallizes on various portions of the inferred  $P$ – $T$  path: during the probable prograde evolution up to the peak pressure conditions, during the thermal equilibration and during the subsequent cooling and exhumation to mid-crustal levels. Neither the REE contents nor the Ti-in-zircon thermometry help linking the zircon dates to metamorphic processes, calling for careful interpretation of zircon U–Pb data in UHP rocks.

### Acknowledgements

This research was supported by a Rennes 1 University grant to P. Pitra (Défis Scientifiques program), by the GeOHeLiS platform and by a grant of the EGAAL doctoral school to M. Simon. P. Yamato thanks the Institut Universitaire de France for financial support. We are very grateful to Xavier le Coz for thin-section preparation, Yann Lepagnot for rock crushing and mineral separation, Jessica Langlade for her help during the microprobe analyses, Dariusz Sala for his help during the chemical preparation for Lu–Hf and Sm–Nd dating, Marcelina Boczkowska for the trace-element analyses of garnet, Anna Zagórska for her help during garnet picking and Olivier Bruguier for his help during the garnet isotopic analyses. This study is a part of the PhD thesis of M. Simon, funded by the French Ministry of Higher Education and Research.

## Supporting information to the geochronological study of the Drage samples

Additional information can be found in the *Annexe 2* (pp 245–276).

- Figure S2.1. Eclogite samples NO3A and NO3C – scan (unpolarized light) of the thin-sections and photographs of the hand specimens.
- Figure S2.2. Gneiss sample NO5 – scan (unpolarized light) of the thin-section and photograph of the hand specimen.
- Figure S2.3. Cathodoluminescence images of the analysed zircon grains for the NO3A, NO3C and NO5 samples.
- Figure S2.4. Wetherill concordia diagrams of all zircon data for the NO3A, NO3C and NO5 samples.
- Figure S2.5. Eclogite sample NO3B – scan (unpolarized light) of the thin section, photomicrographs of garnet grains (PPL) and corresponding compositional profiles.
- Figure S2.6. Trace element spidergram for the studied samples, normalized to chondritic values.
- Figure S2.7.  $Gd_N/Yb_N$  ratio vs apparent age plots for the zircon data from sample NO3C.
- Figure S2.8. Photomicrographs of the garnet grains analyzed for trace-element concentrations (NO3A & NO3C).
- Table S2.1. Whole-rock chemical compositions for the studied sample.
- Table S2.2. Operating conditions for the LA-ICP-MS equipment in Krakow (Institute of Geological Research, Research Centre in Krakow).
- Table S2.3. Operating conditions for the LA-ICP-MS equipment in Rennes (GeOHeLiS platform).
- Table S2.4. Representative mineral microprobe analyses for eclogite sample NO3A.
- Table S2.5. Representative mineral microprobe analyses for retromorphosed eclogite sample NO3C.
- Table S2.6. Representative mineral microprobe analyses for gneiss sample NO5.
- Table S2.7. Trace-element concentrations for garnet determined by LA-ICP-MS in the NO3A sample.
- Table S2.8. Trace-element concentrations for garnet determined by LA-ICP-MS in the NO3C sample.
- Table S2.9. U–Pb data and trace-element concentrations for zircon in the NO3A fresh eclogite.
- Table S2.10. U–Pb data and trace-element concentrations for zircon in the NO3C retromorphosed eclogite.
- Table S2.11. U–Pb data and trace-element concentrations for zircon in the NO5 gneiss.
- Table S2.12. U–Pb data for rutile in the eclogite NO3A.
- Table S2.13. U–Pb data for rutile in the eclogite NO3C.
- Table S2.14. Detailed calculations with the average P mode of THERMOCALC for the amphibole–plagioclase coronae around garnet (NO3C).
- Table S2.15. Detailed calculations with the average P mode of THERMOCALC for the symplectite (NO3C).

## V.2. Etude géochronologique des roches de Vågsberget

### V.2.1. Introduction et résumé

Initialement, il était prévu que les données géochronologiques des deux affleurements soient valorisées dans une même publication, afin de pouvoir y discuter les enregistrements géochronologiques très contrastés. Ceci explique pourquoi cette section est en anglais.

Néanmoins, pour diverses raisons, le jeu de données géochronologiques et pétrologiques est moins étendu que celui extrait des échantillons de Drage. En outre, l'hétérogénéité des échantillons est possiblement un frein à la compréhension des processus pétrochronologiques, le but premier de cette thèse. Aussi, regrouper toutes les données dans une même publication rendrait cette dernière possiblement trop complexe, diluant sans doute les différents résultats importants.

Afin de poursuivre les efforts menés pour comprendre le comportement du zircon, la datation des échantillons de Vågsberget a été menée selon les mêmes procédures que pour les échantillons de Drage. Pour le grenat de l'éclogite fraîche NO7A, seule la datation Lu–Hf donne une date scandinave à  $413 \pm 18$  Ma, mais possiblement dénuée de sens du fait de l'importante zonation chimique du grenat. Dans l'amphibolite NO7E, la date Lu–Hf ( $558 \pm 55$  Ma) met en évidence les limites de la datation sur des échantillons à faible concentration en éléments radiogéniques ainsi que l'influence d'inclusions, tandis que deux dates Sm–Nd peuvent être obtenues, avec et sans l'analyse sur roche totale ( $519 \pm 42$  ou  $560 \pm 8$  Ma, respectivement). Ceci suggère que les grenats possèdent une composante héritée, potentiellement svéconorvégienne. Les dates sur zircon dans l'éclogite fraîche NO7A et dans l'éclogite rétrotransformée NO7B sont similaires ( $397.1 \pm 6.9$  et  $395.1 \pm 5.2$  Ma, respectivement) et sont associées à des spectres en REE globalement plats et dénués d'anomalie en Eu, suggérant une cristallisation dans le faciès éclogite de prime abord, bien que ces dates soient 5–15 Ma plus jeunes que l'âge habituellement admis pour le métamorphisme éclogitique dans cette partie de la Région des Gneiss de l'Ouest. Malheureusement, l'absence de contraintes temporelles fortes est un frein à l'interprétation de ces dates sur zircon. L'analyse des cœurs des zircons dans les deux éclogites NO7A et NO7B permet de déterminer une date concordante à  $1481 \pm 8$  Ma, interprétée comme l'âge du protolithe de l'éclogite. Enfin, les dates obtenues sur rutile sont similaires entre les trois échantillons (éclogites fraîche et rétrotransformée, amphibolite), autour de 380 Ma et interprétées comme l'âge du refroidissement des roches.

In order to further assess zircon behaviour in UHP eclogites, the eclogite sample and the retrogressed rocks from Vågsberget have also been investigated for geochronology, following the same procedures as for the Drage samples. As the  $P$ – $T$  path for the NO7A eclogite highlighted in the previous chapter is rather uncommon and yet unexplained, geochronological study might bring additional and discriminant constraints on this peculiar evolution.

It should be noted, however, that the Vågsberget sample series do not represent a single lithology with different stages of retrogression, as highlighted by the different whole-rock compositions (Table S3.1). This suggests that the protoliths of the samples from Vågsberget were different; some samples such as the NO7E amphibolite display strong textural heterogeneities, as the grain sizes and modes of the phases change from one end of the thin section to the other. Such observations can be explained either by strong textural inheritance or very complex processes during the retrogression. In the framework of this study that aims to constrain the behaviour of the different chronometers during (U)HP metamorphism and the following retrogression, these samples were therefore not considered as suited as the Drage samples.

### V.2.2. Analytical procedures

The Vågsberget samples were investigated using U–Pb, Sm–Nd and Lu–Hf dating with the same procedures as for the Drage samples. Detailed procedures will not be exposed here except for titanite U–Pb dating, which was not undertaken for the Drage samples. Only the secondary, quality control standards analysed will be reported here.

For zircon, the Plešovice zircon standard (Sláma et al., 2008) yielded a concordant date of  $331.2 \pm 2.6$  Ma ( $\text{MSWD}_{\text{conc+eq}} = 2.1$ ,  $N = 31$ ). The R19 rutile standard (Luvizotto et al., 2009) was used as a secondary, quality control standard and yielded a lower intercept date of  $491.5 \pm 5.5$  Ma ( $\text{MSWD} = 1.1$ ,  $N = 33$ ). The R632 rutile standard (Axelsson et al., 2018), tested as a secondary, quality control standard, turned out to be largely discordant and yielded a lower intercept date of  $489.9 \pm 3.4$  Ma ( $\text{MSWD} = 1.2$ ,  $N = 48$ ; published age of  $496 \pm 2$  Ma).

U–Pb geochronology of titanite was performed by LA-ICP-MS in the same facilities as for zircon and rutile analyses. Ablation spot diameter of 40  $\mu\text{m}$  with a repetition rate of 5 Hz and a fluence of 6.4  $\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$  were used. Results were normalized to the Khan titanite standard (Heaman, 2009). Analyses of the LAC titanite standard (Pedersen et al., 1989), used as quality control standard,



revealed significant amounts of common Pb. Forced with the Pb composition at ca. 520 Ma (Stacey & Kramers, 1975), they yielded a lower intercept date of  $536 \pm 23$  Ma (MSWD = 9.8, N = 10).

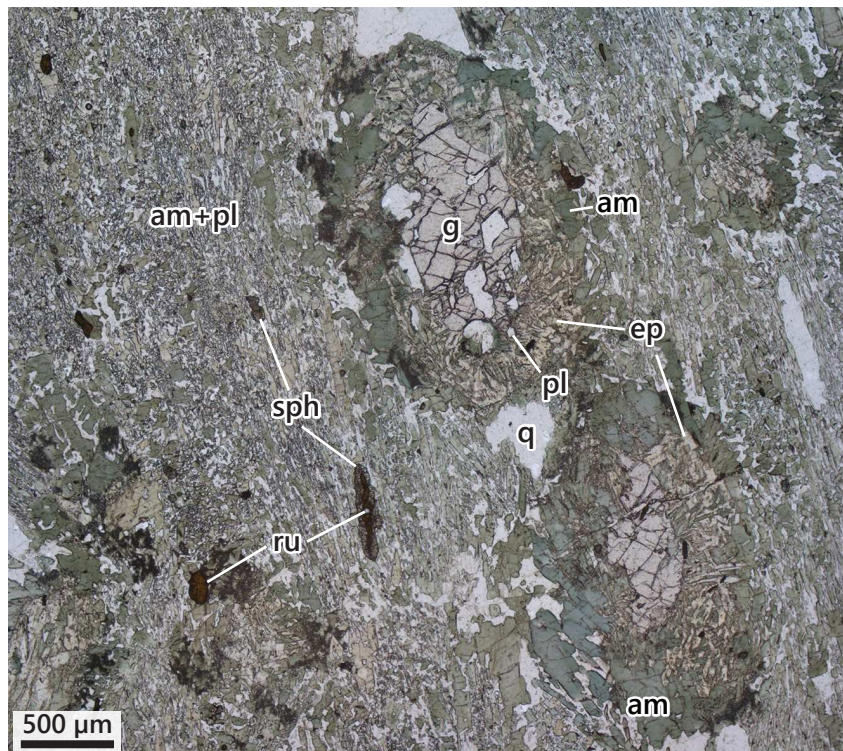
### V.2.3. Petrography

#### V.2.3.1. Fresh eclogite NO7A

This eclogite sample has been thoroughly studied and described in detail in the previous chapter (Section IV.4). It is noteworthy that the zircon observed in the thin section are almost exclusively found as inclusions in garnet and are up to 10 times smaller than the zircon grains obtained by rock crushing and mineral separation. Therefore, the location of the separated grains within the rock is not clear. Zircon extraction from crushed, clean garnet fractions has been performed but did not return any zircon grain suitable for analysis.

#### V.2.3.2. Retromorphosed eclogite NO7B

The sample NO7B (Figure V.2.1) is a retromorphosed eclogite, partially amphibolitized, with a porphyroblastic texture. The fine-grained matrix consists of amphibole (50 %; edenite with Si pfu = 6.62–6.76, XMg = 0.61–0.64, Ca<sub>B</sub> = 1.65–1.95), quartz (40 %) and plagioclase (10%; ab = 0.78–0.90). Elongation of amphibole and quartz beds define a foliation. Accessory minerals are rutile, titanite, zircon, apatite and ilmenite. Garnet porphyroblasts are pseudomorphosed into an

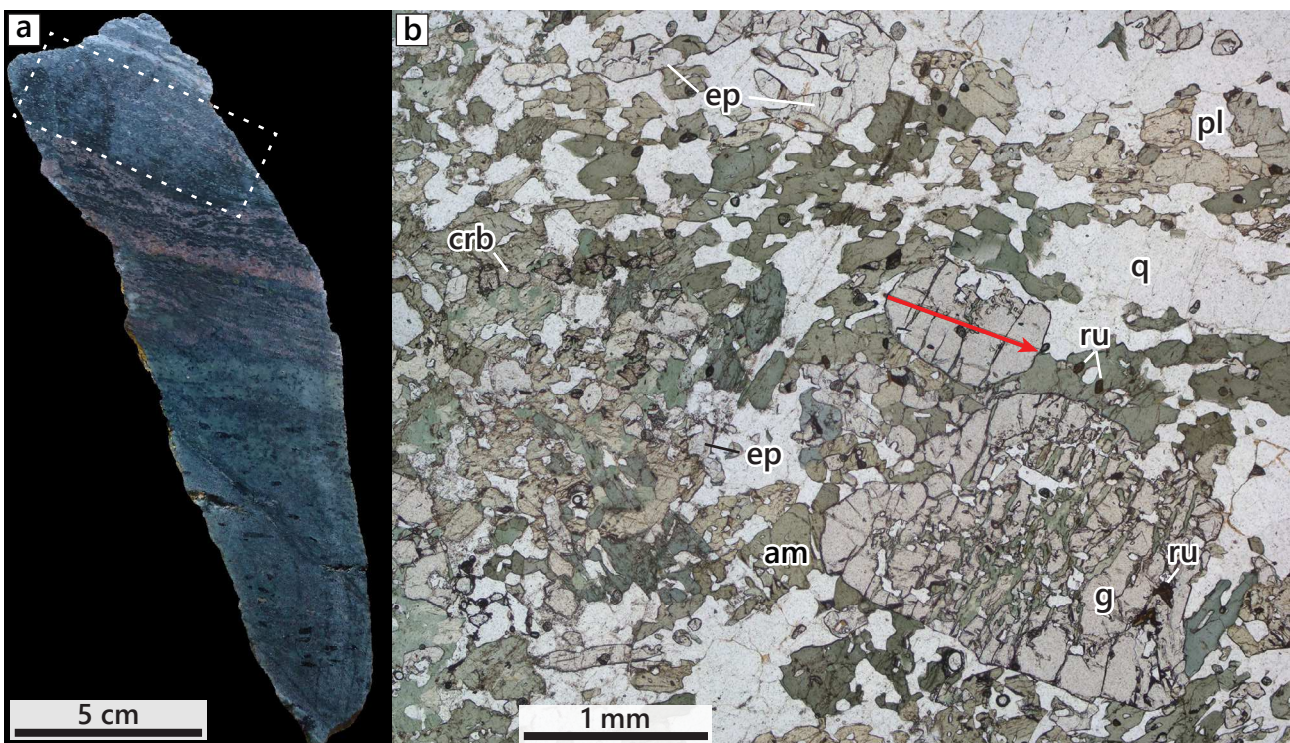


*Figure V.2.1.* Photomicrograph (plane-polarized light) of the retromorphosed eclogite NO7B.

assemblage of amphibole, epidote ( $XFe^{3+} = 0.68\text{--}0.84$ ), quartz and plagioclase ( $ab = 0.71\text{--}0.86$ ). Epidote is mostly present in the pseudomorphose core whereas amphibole is predominant in the rim. Amphibole is zoned with silica and Mg contents increasing towards the rim ( $Si = 5.82\text{--}6.52$  pfu,  $XMg = 0.51\text{--}0.59$ ) while other compositional parameters do not show such zonation ( $Ca_B = 1.79\text{--}1.95$ ). Where preserved, garnet has a similar composition to the garnet cores in the fresh eclogite NO7A ( $alm = 0.48\text{--}0.50$ ,  $grs = 0.27\text{--}0.30$ ,  $prp = 0.13\text{--}0.20$ ,  $sps = 0.03\text{--}0.07$ ). Given the high degree of garnet pseudomorphose, this sample has not been selected for Lu–Hf and Sm–Nd dating nor for garnet trace-element analysis. Zircon is found in places in the fine-grained matrix as 100–200  $\mu\text{m}$  large grains, similar to the grains obtained by mineral separation.

### V.2.3.3. Amphibolite NO7E

Sample NO7E is a medium-grained heterogeneous amphibolite (Figure V.2.2). It is composed of amphibole, garnet, quartz, plagioclase, biotite, epidote, white mica and accessory rutile and ilmenite. Elongation of amphibole and felsic beds (quartz and plagioclase) define a foliation that can be seen at both macro- and microscopic levels.



**Figure V.2.2.** (a) Photograph of the hand-specimen for the amphibolite NO7E, cut section. The dashed rectangle locates the studied portion of this texturally heterogeneous sample. (b) Photomicrograph (plane-polarized light) of the amphibolite NO7E. The red arrow locates the garnet profile for trace-elements (Figure V.2.4).



Garnet forms variable grains in size, from a few hundreds of micrometres to 2–3 mm, and shape, generally highly dismantled, replaced by quartz, plagioclase and amphibole. Amphibole is subhedral to dismantled and variable in size, from 400  $\mu\text{m}$  to 4 mm. Given the heterogeneity of the sample at the thin-section scale, mineral composition analyses were not performed.

## V.2.4. Geochronology and trace-element composition

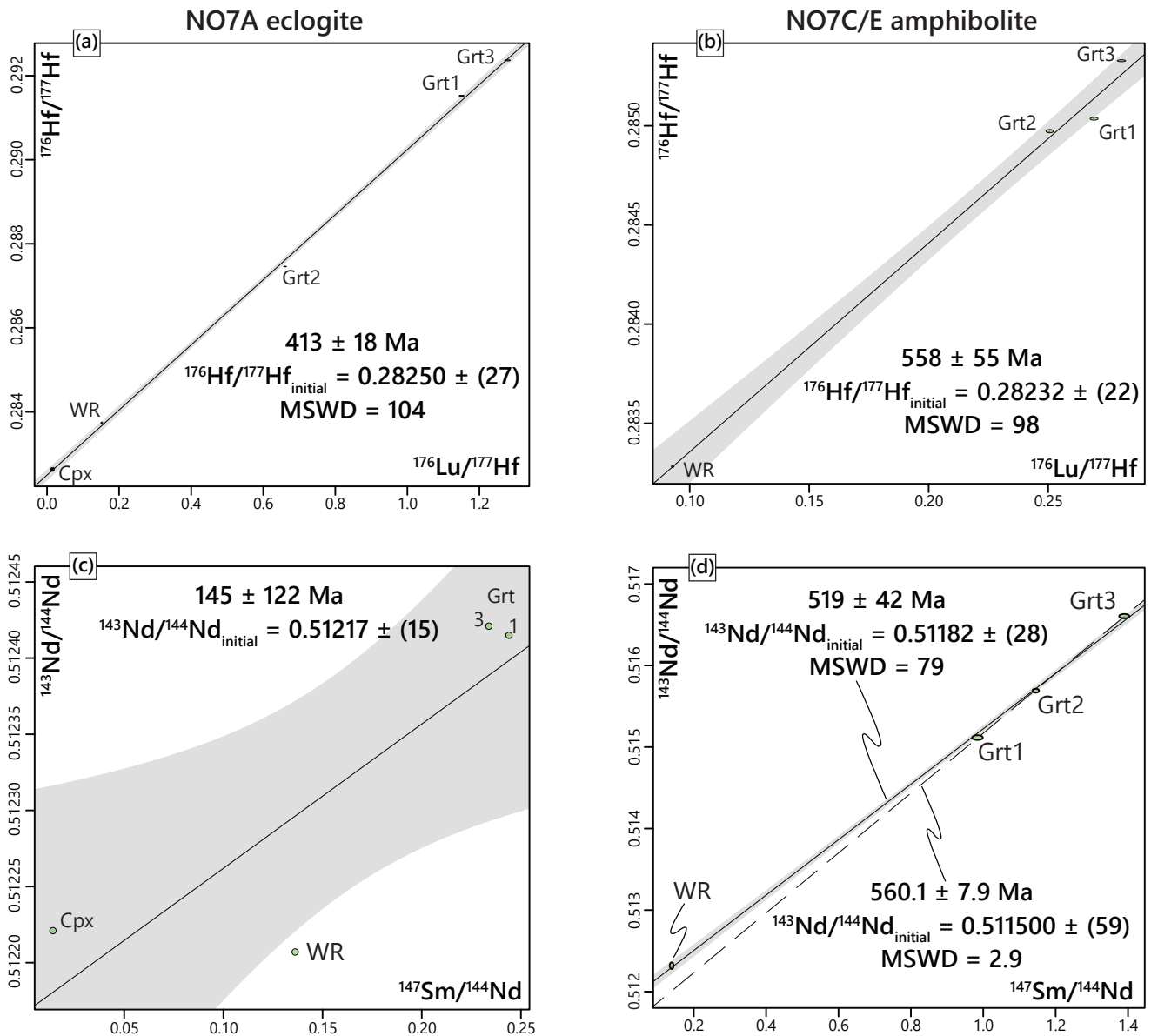
### V.2.4.1. Garnet

#### V.2.4.1.1 Lu–Hf

In the NO7A and NO7E samples, Lu and Hf concentrations are similar among the fractions: 0.477–0.482 ppm for Lu and 0.053–0.102 ppm for Hf in the NO7A eclogite, 0.337–354 ppm for Lu and 0.178–0.190 ppm for Hf in the NO7E amphibolite (Table V.2.1). Accordingly, the  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  ratios are higher and more scattered in the NO7A sample (0.6605–1.2778) than in the NO7E sample (0.5606–0.2806). The obtained dates for both samples are poorly constrained and show significant statistic dispersion, with  $413 \pm 18$  Ma (MSWD = 104) in sample NO7A and  $558 \pm 55$  Ma (MSWD = 98) in sample NO7E.

**Table V.2.1.** Summary of the Lu–Hf and Sm–Nd dating results for the NO7A and NO7E samples. All errors are  $2\sigma$  and refer to the last significant digits. Decay constants used in age calculations are  $\lambda^{176}\text{Lu} = 1.865 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$  (Scherer et al., 2001) and  $\lambda^{147}\text{Sm} = 6.554 \times 10^{-12} \text{ yr}^{-1}$  (Lugmair & Marti, 1978).

Fraction	Weight (mg)	Lu (ppm)	Hf (ppm)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Age (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Age (Ma)
<b>NO3A</b>											
Grt 1	67.95	0.549	0.037	2.0810	0.297944 $\pm$ (183)		1.449	0.799	1.0973	0.514562 $\pm$ (19)	
Grt 2	70.13	0.538	0.032	2.3530	0.300749 $\pm$ (151)		1.407	0.679	1.2531	0.514968 $\pm$ (19)	
Grt 3	70.15	0.495	0.043	1.6349	0.295116 $\pm$ (104)		1.309	0.646	1.2266	0.514892 $\pm$ (19)	
Cpx	74.11	0.010	0.381	0.0036	0.282414 $\pm$ (35)		5.821	19.53	0.1802	0.512090 $\pm$ (18)	
WR	99.40	0.279	0.202	0.1958	0.283924 $\pm$ (37)		–	–	–	–	
						416.8 $\pm$ 1.3					409.8 $\pm$ 3.2
<b>NO3C</b>											
Grt 1	67.03	0.661	0.035	2.6766	0.304668 $\pm$ (29)		1.868	1.715	0.6585	0.513376 $\pm$ (21)	
Grt 2	66.18	0.599	0.088	0.9628	0.290103 $\pm$ (9)		1.808	1.218	0.8978	0.514014 $\pm$ (20)	
Grt 3	63.84	0.602	0.025	3.4882	0.311616 $\pm$ (31)		1.881	1.779	0.6395	0.513319 $\pm$ (25)	
WR	100.70	0.300	0.219	0.1937	0.283917 $\pm$ (3)		3.06	10.43	0.1774	0.512121 $\pm$ (18)	
						449 $\pm$ 14					400.5 $\pm$ 5.6



**Figure V.2.3.** Lu–Hf (a,b) and Sm–Nd (c,d) isochron diagrams. In the Lu–Hf diagrams, errors of the analyses were increased in size to be visible. The Sm–Nd data for the eclogite NO7A are shown but not used in the discussion. For the amphibolite NO7E, the ~560 Ma date is obtained with the three garnet fractions only, while the ~519 Ma date is obtained using the whole-rock analysis as well.

#### V.2.4.1.2. Sm–Nd

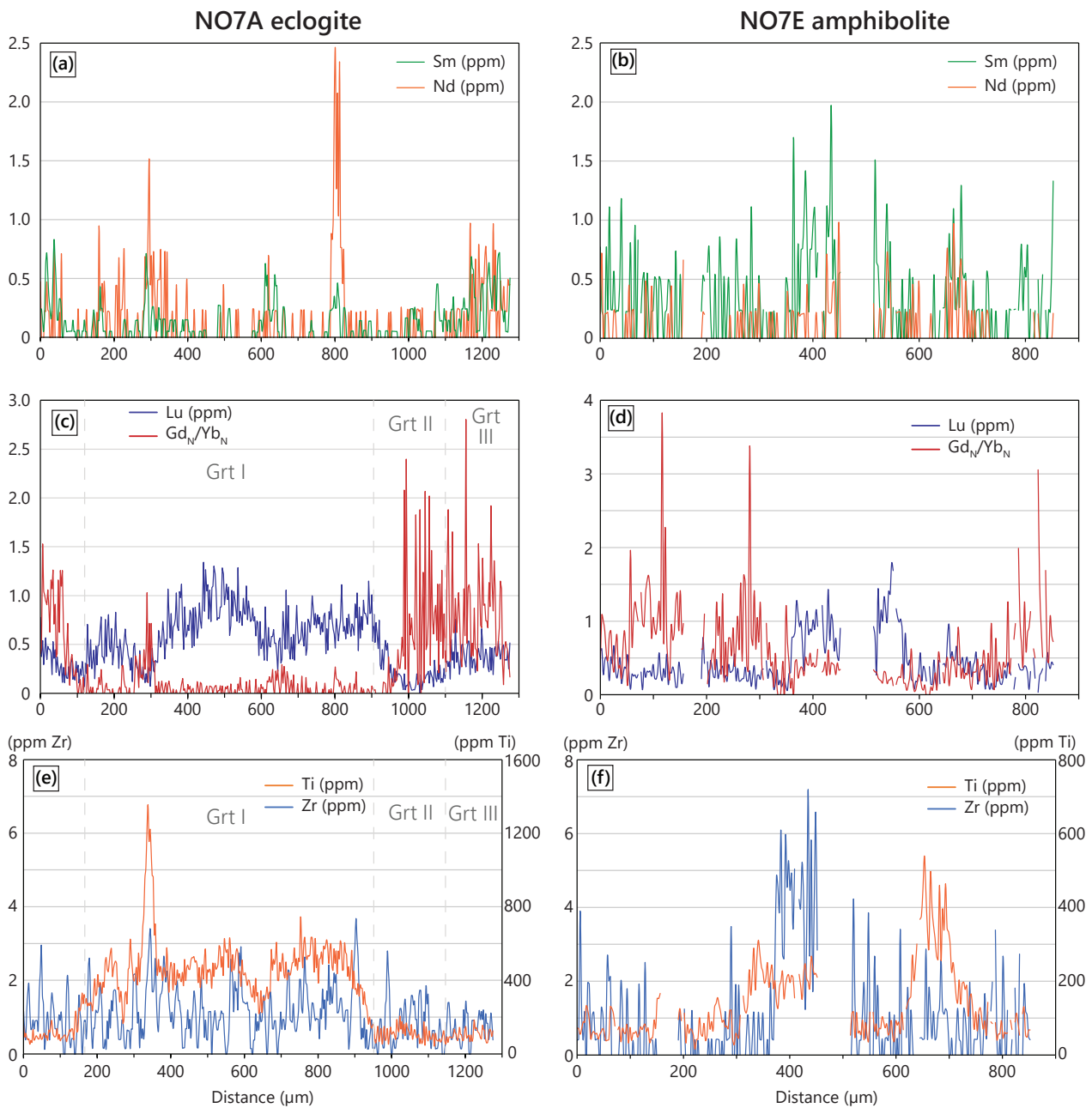
It was not possible to calculate a meaningful Sm–Nd isochron date for the NO7A sample (Figure V.2.3c). Although garnet grains were cautiously handpicked to select the cleanest, inclusion-free ones, the numerous inclusions of REE-rich phases (such as epidote) may explain the skewed isotopic ratios, as well as the relatively high uncertainty on the Lu–Hf age for this sample, which is of 4.4 % (vs. 0.3 % for the Lu–Hf age in the fresh eclogite sample NO3A).

In the NO7E amphibolite, the three garnet fractions show similar Sm contents (0.507–0.522 ppm), whereas Nd contents are slightly more variable (0.221–0.321). This results in  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratios between 0.9841 and 1.3896 (Table V.2.1, Figure V.2.3d). The amphibole fraction turned out to be overspiked and thus unusable in the isochron calculation. Together with the whole-rock analysis, the garnet fraction analyses yield a date of  $519 \pm 42$  Ma (MSWD = 79). However, when the WR analysis is discarded (Figure V.2.3d), the three garnet fractions yield a much more robust date of  $560.1 \pm 7.9$  Ma (MSWD = 2.9), with an initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratio of  $0.511500 \pm (59)$ .

#### *V.2.4.1.3. Garnet REE spectra*

In the fresh eclogite NO7A, the three garnet zones defined by the end-member proportions (see previous chapter) are also characterized by specific REE distribution. Grt I shows depletion in middle REE (MREE, Sm–Er) relative to Grt II and III, which are both richer in MREE and have similar scoop-shaped REE spectra. In the garnet core, Lu and Sm contents are highly variable (Figure V.2.4a,c), forming several peaks (Lu = 0.1–1.3 ppm, Sm = 0–1.0 ppm). In Grt II, Lu content decreases to <0.1–0.2 ppm and increases in Grt III (0.2–0.5 ppm). The outer garnet zones are undistinguishable in the Sm content, which in average increases to 0.2–0.6 ppm. The light to middle REE content variation between the three garnet zones has been attributed to a change in garnet-forming reaction, with epidote breakdown leading to an enrichment in MREE of the two outer zones relative to the core. Titanium content is roughly constant in the core (400–600 ppm) and decreases to 50–200 ppm in Grt II and III (Figure V.2.4e). Zirconium content, although quite variable, seems to follow a similar rimwards decrease.

In the NO7E amphibolite, the numerous inclusions result in a discontinuous REE profiles, hence uncertain REE content variations. The core shows the maximal Lu (0.5–1.5 ppm) and Sm contents (0.5–2.0 ppm). In the rims, Lu content seems constant while Sm increases rimwards, resulting in  $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  ratios peaking in the rims (Figure V.2.4b,d). As in the eclogite sample, Zr and Ti share a similar zoning pattern, characterized by maximal contents in the core and a rimwards decrease (Figure V.2.4f).



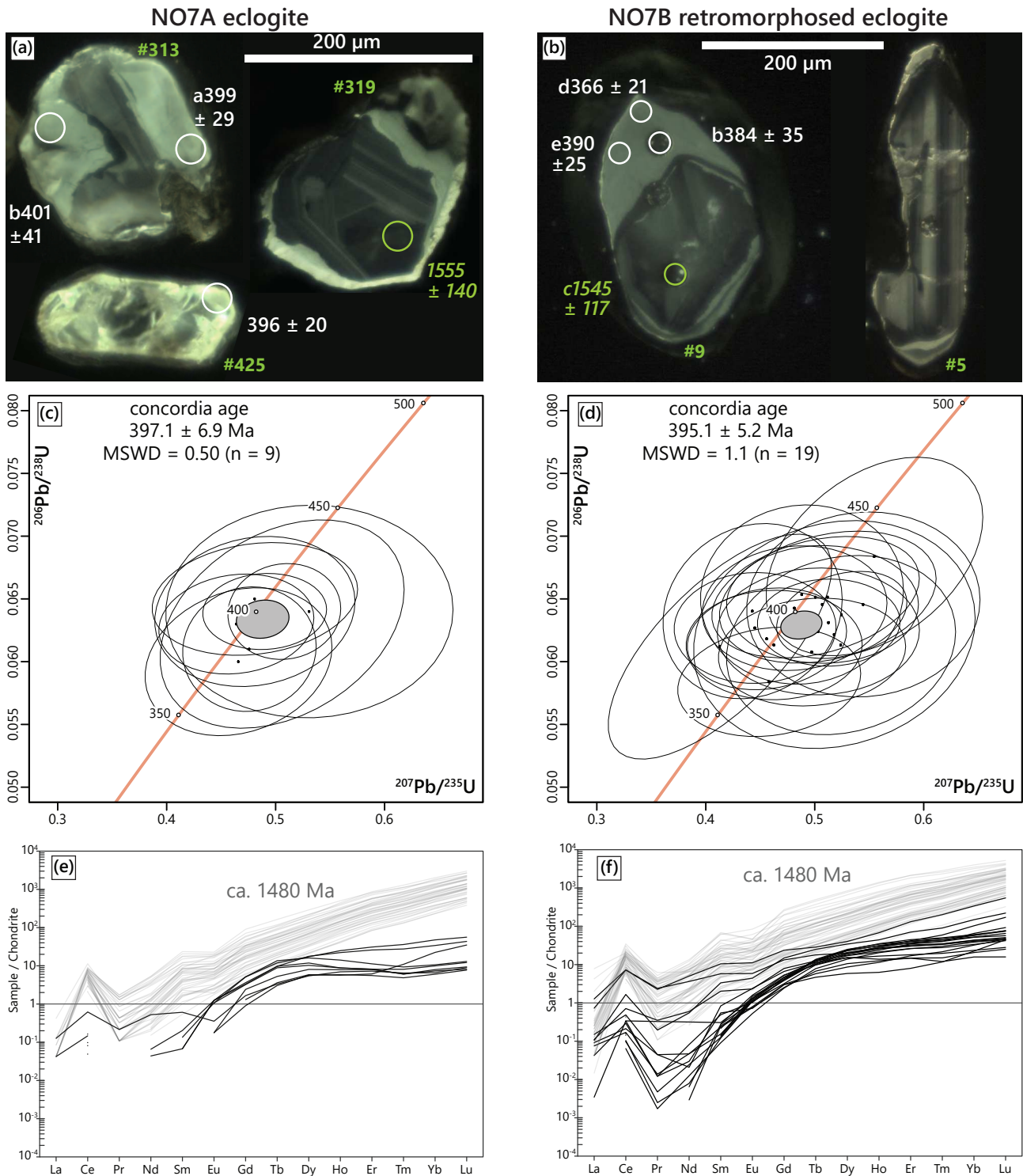
**Figure V.2.4.** Trace-element profiles of garnet in samples NO7A and NO7E, for Sm and Nd (a,b), for Lu and  $Gd_N/Yb_N$  (c,d), and Zr and Ti (e,f). For the Zr content profile, each analysis is averaged with the two adjacent analyses in order to reduce high frequency scattering. Note the vertical scale difference between (c) and (d) and the double-scaled vertical axis in (e) and (f).



### V.2.4.2. Zircon

#### V.2.4.2.1. Fresh eclogite NO7A

In the fresh eclogite NO7A, zircon grains are sub-rounded to irregularly shaped, 100–400  $\mu\text{m}$  long, colourless to pale pink and translucent. Their core contains numerous small rounded inclusions ( $<1\text{--}4\ \mu\text{m}$ ). The CL imaging revealed that the zircons are zoned, with a dark inherited core occasionally showing oscillatory zoning, and a light homogeneous rim (Figure V.2.5a). If present, the inner oscillatory zoning preserves an euhedral shape and is crosscut by the outer rim. On a total of 88 different zircon grains, 207 analyses were performed, which can be divided into four groups. Nine analyses, all performed on the outer rim of 8 different zircon grains, are concordant, with  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  apparent ages ranging from  $404 \pm 22$  to  $378 \pm 29$  Ma. Altogether, they define a concordant date of  $397.1 \pm 6.9$  Ma ( $N = 9$ , MSWD = 0.50; Figure V.2.5c) and have  $\text{Th}/\text{U} < 0.01$ . They show similar REE spectra (Figure V.2.5e) characterized by their flat HREE trend (null to positive slope), normalized Lu concentrations between 8 and 56, scattered  $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  ratios between 0.11 and 0.53 and the absence of a negative Eu anomaly ( $\text{Eu}_N/\text{Eu}^* = 1.4\text{--}3.1$  except for one analysis at 0.27). Titanium content is about 0.6–2.0 ppm plus an outlier at 5.2 ppm. Among these analyses, no significant correlation between apparent age and trace-element content can be inferred. Regarding the analyses in the core, forty analyses are concordant with  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  apparent ages ranging from  $1586 \pm 92$  to  $1434 \pm 52$  Ma and defining a concordant date of  $1483 \pm 11$  Ma ( $N = 40$ , MSWD = 4.2; Figure S3.5c) with  $\text{Th}/\text{U} = 0.12\text{--}0.32$ . Their REE spectra are characterized by their high HREE trend (Figure V.2.5e), high normalized Lu concentrations ( $\sim 400\text{--}3000$ ),  $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  ratios between 0.02 and 0.04 and a negative Eu anomaly ( $\text{Eu}_N/\text{Eu}^* = 0.41\text{--}0.94$ ). Their Ti content is of 3.8–11.0 ppm (plus three outliers, possibly caused by Ti-rich micro inclusions). Three analyses plot on the concordia line around 960 Ma and have  $\text{Th}/\text{U} = 0.05\text{--}0.10$ . The remaining analyses are discordant, with an upper intersect at ca. 1550 Ma and with intermediate  $\text{Th}/\text{U}$ .



**Figure V.2.5.** Zircon data for the NO7A and NO7B eclogites. (a,b) CL images of zircon grains with the position of analysis spots and the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  apparent ages. Green dates refer to  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  apparent ages, highlighting the inherited age component and are not considered in the concordia age calculations. Numbers refer to the grain identifier (see Table S3.3). (c,d) Wetherill concordia diagrams. The MSWD value is given for concordance + equivalence. (e,f) REE spidergrams for zircons. The grey spectra correspond to that of the dates pointing towards Gothian ages (ca. 1480 Ma), for comparison. Analyses are normalized to the chondritic values of McDonough & Sun (1995).

#### V.2.4.2.2. *Retromorphosed eclogite NO7B*

In the retromorphosed eclogite NO7B, zircon grains are sub-rounded to elongated, 100–600  $\mu\text{m}$  long, mostly colourless and translucent. The internal zoning is similar to that observed in the zircons from the fresh eclogite NO7A (Figure V.2.5b). One hundred and fifty-three analyses were performed on 66 different grains. The youngest group of concordant analyses consists of 19 dates with  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  apparent ages ranging from  $426 \pm 38$  to  $366 \pm 21$  Ma and Th/U ratios  $<0.01$ – $0.03$ . They define a concordant date of  $395.1 \pm 5.2$  Ma ( $N = 19$ , MSWD = 1.1; Figure V.2.5d). As in the NO7A sample, REE spectra show a slightly positive HREE trend (Figure V.2.5f), with  $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  ratios ranging from 0.03 to 0.15 (plus three outliers, 0.28–0.34), absent to positive Eu anomalies ( $\text{Eu}_N/\text{Eu}^* = 0.65$ – $2.00$ ), normalized Lu concentration ranging between 15 and 550 and Ti = 0.3–12.4 ppm (plus one outlier at 19.1 ppm). The oldest group of concordant analyses consists of 46 dates with  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  apparent ages ranging from  $1591 \pm 134$  to  $1466 \pm 177$  Ma, which yield together a concordant date of  $1476 \pm 13$  Ma (MSWD = 1.6; Figure SV.2.3d) and have Th/U = 0.10–0.59, no to negative Eu anomalies ( $\text{Eu}_N/\text{Eu}^* = 0.29$ – $1.12$ ),  $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  ratios between 0.02 and 0.08, high normalized Lu concentration (325–4400) and Ti = 0.2–15.8 ppm. The remaining analyses are discordant.

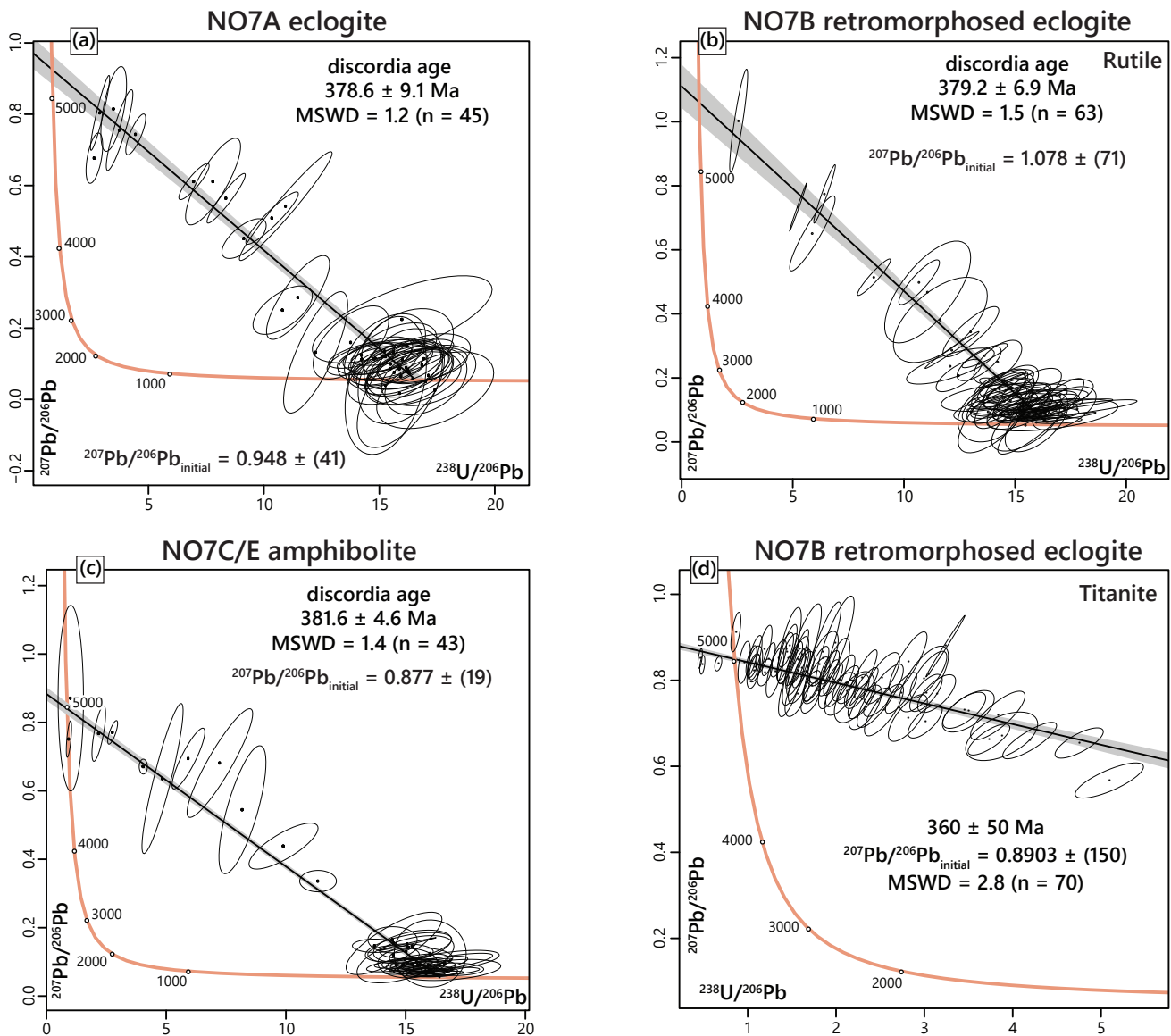
#### V.2.4.3. Rutile and titanite

##### V.2.4.3.1. *Fresh eclogite NO7A*

Yellowish to brown rutile grains are found both in the matrix and as inclusions in garnet, omphacite and phengite. The grains are mostly subrounded to anhedral, 100–500  $\mu\text{m}$  wide in the matrix while the rutile inclusions are 40–150  $\mu\text{m}$  wide and slightly elongated. Forty-five analyses were performed on 42 different grains (38 for age and Zr content, 7 for age only; Table S3.4). In a Tera-Wasserburg diagram, they plot along a discordia (Figure V.2.6a) that defines a lower intercept date of  $378.6 \pm 9.1$  Ma ( $N = 45$ , MSWD = 1.2) with an initial lead composition  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_0$  of  $0.948 \pm 0.041$ . Zirconium concentration from 38 different grains ranges from 66 to 158 ppm (mean: 105 ppm), with one outlier at 443 ppm, possibly caused by the presence of Zr-rich inclusions.

##### V.2.4.3.2. *Retromorphosed eclogite NO7B*

In the retromorphosed eclogite NO7B, rutile grains are largely anhedral, sub-rounded to slightly elongated along the matrix foliation and 40–1000  $\mu\text{m}$  long. They show most of the time a thin (10–50  $\mu\text{m}$  large) titanite corona (Figures V.2.1 and I.2a). Sixty-five analyses performed on 60 different rutile grains plot along a discordia that defines a lower intercept date of  $379.2 \pm 6.9$



**Figure V.2.6.** Tera-Wasserburg diagrams for the rutile data of the NO7A (a), NO7B (b) eclogites and NO7E amphibolite (c) and for the titanite data (d) of the NO7B eclogite. The latter are not used in the following discussion because of the large uncertainty of the lower intercept date.

Ma (N= 65, MSWD = 1.5) with an initial lead composition  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_0$  of  $1.078 \pm 0.071$  (Figure V.2.6b). Zirconium concentrations from 50 analyses range from 115 to 190 ppm (mean: 160 ppm).

The titanite coronae around garnet were analysed in-situ, in thin-section and in separated, mounted grains. Seventy analyses were performed on sixty different titanite grains. They plot along a discordia line in a Tera-Wasserburg diagram (Figure V.2.6d), with a poorly defined lower intercept date of  $360 \pm 50$  Ma (MSWD = 2.8, N = 70) and an initial lead composition  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_0$  of  $0.8903 \pm 0.0150$ . The low U contents (around 1 ppm) might explain the rather small scatter for

the  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratios and consequently the poorly defined date. Zirconium contents were measured simultaneously and range from 49 to 92 ppm (mean: 71 ppm) with three outliers at 249–5190 ppm, possibly caused by Zr-rich inclusions.

#### *V.2.4.3.3. Amphibolite NO7E*

In the amphibolite, rutile grains are found in the matrix and in inclusion in garnet and amphibole. They form sub-rounded, 40–200  $\mu\text{m}$  large grains. Among the analyses performed, 43 analyses on 35 different rutile grains plot along a discordia in a Tera-Wasserburg diagram (Figure V.2.6c). The discordia line defines a lower intercept date of  $381.6 \pm 4.6$  Ma ( $N = 43$ ,  $\text{MSWD} = 1.4$ ) and an initial lead composition  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_0$  of  $0.8771 \pm 0.019$ . Zirconium content ranges 78–162 ppm (mean: 124 ppm).

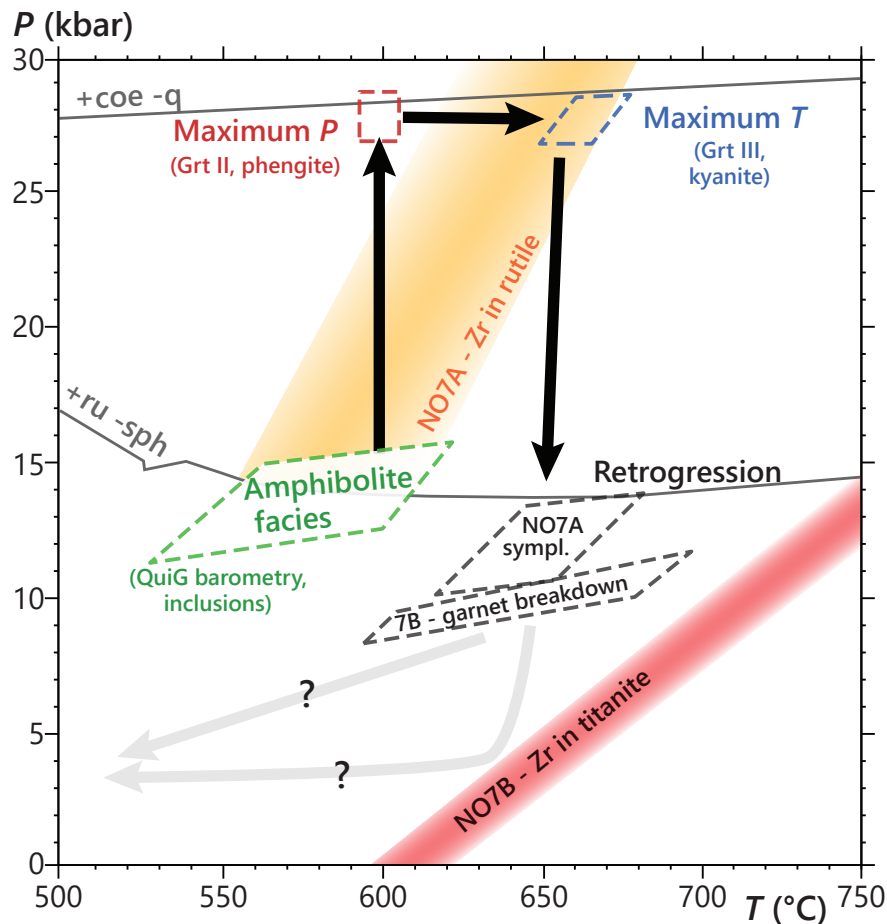
### **V.2.5. *P–T* estimates**

The *P–T* evolution inferred for the NO7A eclogite has been described earlier in this work (Chapter IV). In the NO7B retromorphosed eclogite, thermo-barometric estimations for the amphibole-plagioclase-quartz matrix are difficult to achieve given the limited assemblage. Amphibole-plagioclase-quartz thermometry (Holland & Blundy, 1994) resulted in temperatures of  $641 \pm 46$  °C at 5 kbar and  $634 \pm 24$  °C at 15 kbar. The *P–T* conditions for garnet retrogression and replacement by the amphibole-epidote-plagioclase aggregates have been estimated using the amphibole-plagioclase thermometer of Holland & Blundy (1994), yielding temperatures of  $594 \pm 31$  °C at 5 kbar,  $644 \pm 33$  °C at 10 kbar and  $694 \pm 37$  °C at 15 kbar. Multiple-reaction barometry has been achieved on the garnet-amphibole-plagioclase-epidote assemblage using the averageP calculation mode of THERMOCALC, with however poor confidence at low temperature (<650 °C), resulting in pressures of  $8.5 \pm 1.0$  kbar at 600 °C and  $12.3 \pm 0.7$  kbar at 750 °C. The intersection of the thermo- barometry results for garnet breakdown and replacement covers a large range of temperature (580–700 °C) at 8–12 kbar, at slightly lower pressure than the conditions inferred for symplectite growth in the NO7A eclogite (Figure V.2.7). Although Zr concentrations in the NO7B rutile grains are higher than the concentrations in the NO7A rutile grains, Zr-in-rutile thermometry applied to the rutile grains in the NO7B sample yields temperatures that overlap the results for the NO7A eclogite and are undiscernible within the uncertainty stemming from the used calibration ( $\pm 35$  °C; Tomkins et al., 2007). Finally, Zr-in-titanite thermobarometry has been applied on the titanite coronae around rutile grains, using the calibration of Hayden et al. (2008). It resulted

in temperatures of  $671 \pm 15$  °C at 5 kbar and  $782 \pm 16$  °C at 15 kbar (Figure V.2.7). Although the cooling and exhumation following symplectite formation in NO7A and garnet replacement in NO7B is unconstrained, the Zr-in-titanite might imply the continuation of near-isothermal decompression down to ~4 kbar at 640–650 °C.

## V.2.6. Discussion

Given the smaller geochronological dataset and the less constrained exhumation and cooling path, compared to the data obtained with the Drage samples, it is more difficult to discuss to a similar extent the  $P$ – $T$ – $t$  evolution of this sample suite and the petrochronological implications. The metamorphic evolution is summarized in Figure V.2.7.



**Figure V.2.7.** Schematic  $P$ – $T$  evolution inferred for the NO7A and NO7B eclogites from Vågsberget. Rutile and titanite stability fields as in Figures IV.6a and IV.8. The red and blue boxes represent the  $P$ – $T$  conditions inferred from garnet compositions. Amphibole–plagioclase thermometry using the calibration of Holland & Blundy (1994) and multiple-reaction barometry from THERMOCALC calculations represented with their  $1\sigma$  uncertainty.



### V.2.6.1. Interpretation of the garnet Lu–Hf and Sm–Nd dates

In the NO7A sample, as Lu is concentrated in garnet core (Figure V.2.4b), the Lu–Hf age of  $413 \pm 18$  Ma probably points towards early stages of garnet growth. While this age is coherent with published garnet ages from across the WGR, mostly spanning between 425 and 400 Ma (e.g., Griffin & Brueckner, 1985; Kylander-Clark et al., 2007, 2009; Cutts & Smit, 2018), the uncertainty of 18 Myr prevents precise interpretation and integration of this age in the  $P$ – $T$ – $t$  evolution. The nearest dated garnets are from Raudeberg, 7 km to the North of Vågsberget, which yielded a garnet Sm–Nd date of  $422 \pm 23$  (Griffin & Brueckner, 1985) interpreted as the ‘age of metamorphism’. The poor precision ( $\pm 18$  Myr) and the high scatter (MSWD = 104) may indicate a growth duration exceeding the analytical age precision (Baxter et al., 2017). The date of  $413 \pm 18$  Ma is, in this view, an average age of limited signification, if any.

The Lu–Hf and Sm–Nd dates ( $558 \pm 55$  and  $519 \pm 42$  Ma, respectively) obtained on the NO7E amphibolite are surprising. Old garnet ages, neither Caledonian nor Sveconorwegian, have been found in some locations, with for instance a Sm–Nd date of  $587 \pm 4$  Ma for a gneiss in the Stadlandet peninsula (Peterman et al., 2009), interpreted as either a mix between Caledonian and Proterozoic garnets or re-equilibration. Given the very low Lu content determined by LA-ICP-MS (Figure V.2.4d), the spread of the Lu/Hf ratios is rather limited, resulting in a poorly defined age. Moreover, the scatter of the garnet analyses might suggest that the isotopic ratios for the garnet fractions are influenced by inclusions such as zircon. Interestingly, the Sm–Nd date can be greatly improved when only the three garnet fractions are considered, resulting in the  $560.1 \pm 7.9$  Ma date (Figure V.2.3d). This may suggest that the garnet fractions and the whole-rock are not isotopically equilibrated. More specifically, the robust isochron obtained with the three garnet analyses could imply that these analyses actually represent a mix between two age components. In another locality 10 km to the east on the Nordfjord shore, Tamblyn et al. (2021) dated garnets from felsic gneisses and metapelites by in-situ Lu–Hf analysis. One of the samples yielded a Sveconorwegian date ( $913 \pm 63$  Ma) in the garnet cores, while the rim yielded a Scandian date ( $405 \pm 25$  Ma). If one were to date such garnets by bulk isotopic dilution, as in this study, the obtained date would be invariably somewhere between  $\sim 400$  and  $\sim 900$  Ma.

### V.2.6.2. Interpretation of the U–Pb dates and regional implications

The fact that zircon dates are very similar in the fresh eclogite ( $397.1 \pm 6.9$  Ma) and the retro-morphosed one ( $395.1 \pm 5.2$  Ma) is interesting. Two main explanations come to mind: (1) either zircon grew before the retrogression (at the peak of pressure or temperature, or during the onset of decompression), and remained unaffected during the retrogression, or (2) zircon grew during the retrogression stage and simultaneously in both samples. The symplectites in the NO7A eclogite, although minor in volume, imply that this sample was not entirely metastable during this stage. Location of zircon in the fresh eclogite is unconstrained, but perhaps all the separated zircon grains originated from the symplectite. Other explanations such as (partial) Pb loss of older (maybe >400 Ma) zircons seem unlikely given the little spread of the U–Pb data and the robustness of the obtained dates (MSWD = 0.50 and 1.1 for NO7A and NO7B, respectively).

Overall, in both samples, the REE characteristics of the zircon analyses (i.e., no Eu anomaly and globally flat HREE patterns), if classically interpreted, point out to plagioclase-free and garnet-present conditions for zircon growth/re-equilibration (e.g., Hermann & Rubatto, 2003; Rubatto, 2002; Whitehouse & Platt, 2003). In the zircon rim analyses of the NO3C sample, the HREE content seems slightly higher than in those of the NO7A zircons (normalized Lu content ranging 8–56 in zircon rims in NO7A and 15–550 in zircon rims in NO7B; Figure V.2.5e,f). This may be compatible with HREE release following garnet breakdown and replacement by amphibole and epidote (Figure V.2.1), implying zircon growth long after the peak metamorphic conditions. Such interpretation sounds sensible as the ca. 395 Ma date is consistently younger than the age inferred for UHP metamorphism in the WGR, that is, 410–400 Ma. Garnet Lu–Hf and Sm–Nd dates as young as 369–388 Ma have been obtained in eclogite samples from the Nordøyane and the Sørøyane UHP domains (Kylander-Clark et al., 2007), and interpreted to date the end of protracted eclogite-facies metamorphism and rapid exhumation.

In order to solve this question, results of the Ti-in-zircon thermometer are unfortunately of poor help. In the NO7A sample, the zircon analyses yielded Ti concentrations between 0.6 and 2.0 ppm, resulting in temperatures in the range 520–620 °C. These results overlap the isothermal compression and the peak of pressure portions of the P–T path, but might as well reflect temperature during cooling and decompression. This last possibility, however, may conflict with the rutile data.

Given the size of the rutile grains in the three samples and the cooling rates inferred for the WGR, the closure temperature for Pb in rutile is around 650–700 °C. As the maximal temperatures reached by the eclogite are consistently below 700 °C (previous chapter), this means that rutile dates of  $378.6 \pm 9.1$  (NO7A),  $379.2 \pm 6.9$  (NO7B) and  $381.6 \pm 4.6$  Ma (NO7E) could be interpreted as their crystallization age. However, such interpretation seems questionable. Rutile inclusions in garnet are indisputably eclogitic of origin, and eclogite-facies metamorphism at 380 Ma in the WGR would completely stand out of the geochronological timeline inferred for this area. Therefore, it is proposed that rutile dates represent rather cooling ages. Unfortunately, titanite dating performed on the retro-morphosed eclogite resulted in too poorly defined dates to better constrain the temporal evolution during the decompression and the cooling.

Finally, grouping the zircon core dates from both samples result in a concordant date of  $1481 \pm 8$  Ma (MSWD = 2.8, N = 86; Figure S3.5e), which is interpreted as the age of the eclogite protolith. This age is ca. 150 Myr younger than the protolith ages commonly found for the WGC, that is, 1690–1620 Ma (Tucker et al., 1987; Tucker & Krogh, 1988; Tucker et al., 1990; Skår et al., 1994; Skår, 1998; Skår & Pedersen, 2003; Corfu et al., 2014). As pointed out earlier in this manuscript (Section III.2.3), the protolith ages for the eclogites span from 1650 to 1450 Ma (e.g., Butler et al., 2018; DesOrmeau et al., 2015; Krogh et al., 2011), implying various tectonic contexts that led to the emplacement of the mafic lithologies into the WGC. This may as well explain the variety of chemical signatures observed in the eclogites (Hollocher et al., 2007; Wilkinson, 2014).

## Supporting information to the geochronological study of the Vågsberget samples

Additional information can be found in the *Annexe 3* (pp 277–291).

- Figure S3.1. Eclogite sample NO7B – scan (unpolarized light) of the thin-section.
- Figure S3.2. Amphibolite sample NO7E – scan (unpolarized light) of the thin-section.
- Figure S3.3. Cathodoluminescence images of the analysed zircon grains for the eclogite NO7A.
- Figure S3.4. Cathodoluminescence images of the analysed zircon grains for the eclogite NO7B.
- Figure S3.5. Wetherill concordia diagrams of all zircon data for the NO7A and NO7B samples.
- Table S3.1. Whole-rock compositions for the eclogites NO7A and NO7B, and the amphibolite NO7E.
- Table S3.2. Representative mineral microprobe analyses for the eclogite NO7B.
- Table S3.3. U–Pb data and trace-element concentrations for zircon in the eclogites NO7A & NO7B.
- Table S3.4. U–Pb data for rutile in the eclogites NO7A & NO7B and in the amphibolite NO7E.

## Chapitre VI

### Synthèse, discussion et perspectives

L'évolution  $P-T-t$  de chaque affleurement a d'ores et déjà été discutée dans les deux précédents chapitres. Cette discussion porte donc sur la comparaison des résultats pétrologiques et géochronologiques obtenus sur chacun des deux affleurements et les implications qui en découlent, qu'elles soient d'ordre pétrochronologique, géodynamique ou portant sur la géologie régionale.

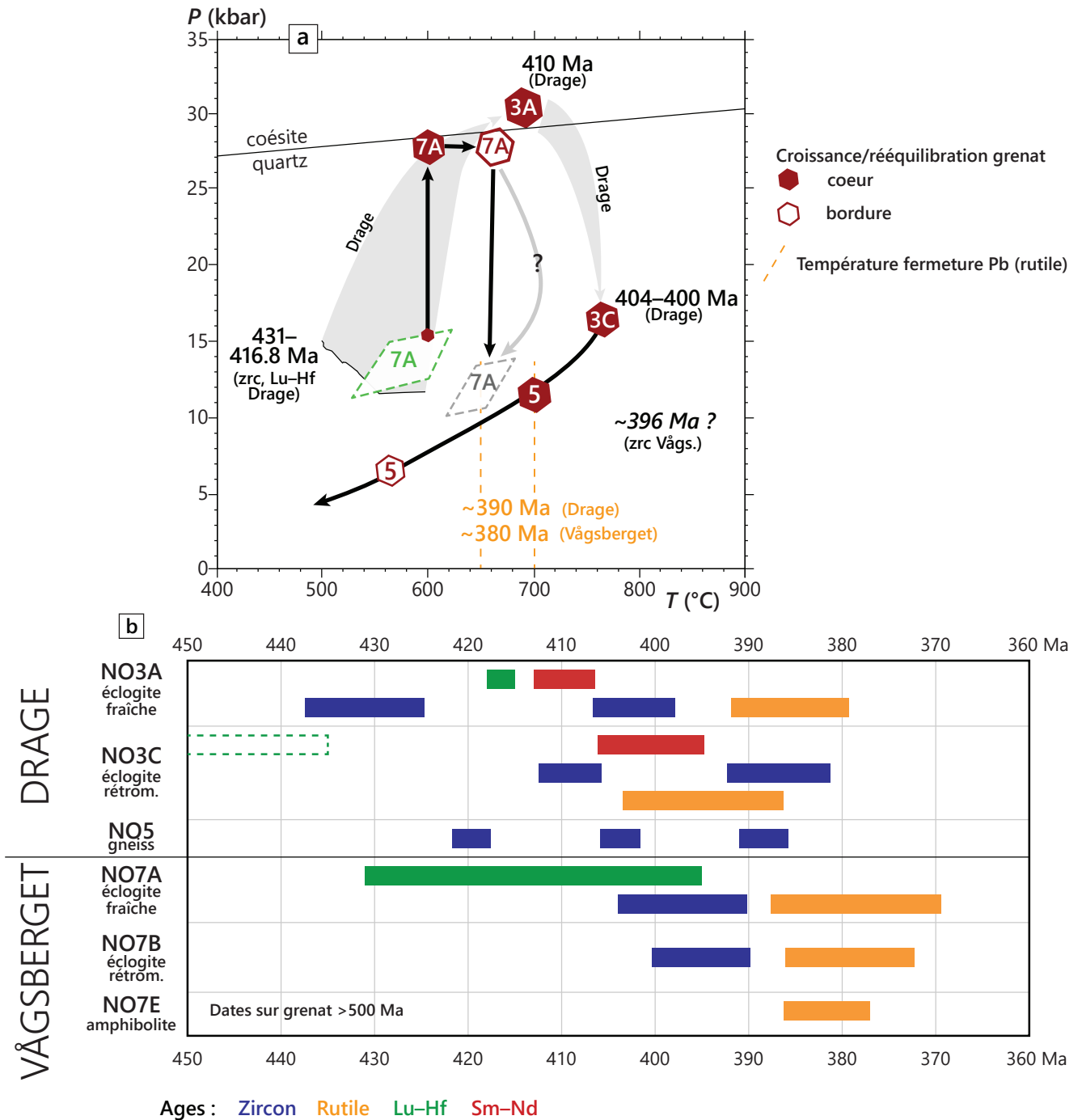
## VI.1 De l'évolution $P-T-t$ des éclogites de Nordfjord-Stadlandet

L'étude pétrologique des éclogites des deux affleurements met en évidence que les éclogites de la région de Nordfjord-Stadlandet ont subi, au premier ordre, des évolution  $P-T$  assez semblables. En effet, les pics de conditions métamorphiques sont très proches entre les deux affleurements étudiés, avec 28–29 kbar et 650–680 °C à Vågsberget, 30–32 kbar et 680–720 °C à Drage (Figure VI.1a). De la même manière, les conditions  $P-T$  déduites pour la rétrogression sont assez similaires entre les deux affleurements : la formation des symplectites dans NO7A, la rééquilibration du grenat dans le gneiss NO5 et la formation des couronnes autour du grenat dans l'éclogite NO3A se déroulent à des conditions autour de 10–14 kbar, 630–700 °C. Cet intervalle de pression semble être une systématique dans la région de Nordfjord-Stadlandet pour le début de la rétrogression (Schärer & Labrousse, 2003; Labrousse et al., 2004; Carter et al., 2021).

Néanmoins, plusieurs éléments viennent contraster ces évolutions  $P-T$  :

- La caractéristique la plus intéressante de l'évolution  $P-T$  de l'éclogite de Vågsberget est la portion prograde isotherme, depuis les conditions dans le faciès amphibolite jusqu'au pic de pression, déduite de la zonation du grenat et qui ne peut pas être mise en évidence à Drage. Pourquoi existe-t-il de telles différences pétrographiques (grenat zoné avec des inclusions amphibolitiques dans un cas, grenat homogène avec des inclusions de UHP dans l'autre) ? Cette dichotomie dans les éclogites de la région de Nordfjord-Stadlandet est reconnue depuis de nombreuses années (e.g., Wain, 1997; Wain et al., 2000), menant à la définition de zones de HP et de UHP. Pourtant, l'étude pétrologique de ces deux éclogites fraîches met clairement en évidence que les conditions  $P-T$  maximales sont proches (1–4 kbar et 0–70 °C d'écart entre les deux estimations).
- Une importante différence entre les deux chemins  $P-T$  est le réchauffement pendant la décompression observé à Drage, enregistré par la rééquilibration du grenat dans l'éclogite rétro-morphosée NO3C et cohérent avec la littérature (e.g., Labrousse et al., 2004; Peterman et al., 2009). Pour l'éclogite de Vågsberget, aucun indice ne semble mettre en évidence un réchauf-





**Figure VI.1.** (a) Diagramme  $P$ – $T$ – $t$  schématique reprenant les résultats pour les deux affleurements étudiés. Les numéros dans les figurés du grenat se réfèrent aux échantillons (NO3A, NO3C, NO5 et NO7A). (b) Résumé des datations. La date Lu–Hf de NO3C est en pointillé car géologiquement dénuée de sens.

**Figure VI.1.** (a) Schematic  $P$ – $T$ – $t$  diagram showing the results for the two studied outcrops. Numbers in hexagons refer to the samples (NO3A, NO3C, NO5 and NO7A). (b) Summary of the geochronological data. The Lu–Hf date in sample NO3C is dashed as it is geologically meaningless.

fement pendant la décompression, faisant de la décompression isotherme est le chemin le plus simple entre les estimations  $P$ – $T$  du métamorphisme éclogitique (28 kbar, 660–680 °C) et de la rétro-morphose (10–14 kbar, 620–680 °C). La décompression isotherme a largement été mise en avant à de nombreuses localités à travers la Région des Gneiss de l’Ouest (Figure IV.2 ; e.g., Terry et al., 2000; Terry & Robinson, 2003; Carswell et al., 2003; Root et al., 2005; Hacker, 2007; Hacker et al., 2010). Toutefois, il est à noter qu’un réchauffement pendant la décompression ne peut être exclu (Figure VI.1). Il se peut que cette étape soit localement perdue d’un point de vue pétrologique. Par exemple, les paragenèses de faciès amphibolite semble plus développées à Vågsberget qu’à Drage, ce qui pourrait expliquer l’effacement des enregistrements d’une potentielle rééquilibration à haute température.

Les différences entre les évolutions  $P$ – $T$  vont donc au-delà des conditions au pic, dont on sait depuis les travaux de Krogh (1977) qu’elles augmentent globalement du sud-ouest vers le nord-est dans la Région des Gneiss de l’Ouest. Il semblerait que la forme du chemin  $P$ – $T$  varie en fonction des localités, bien qu’une cohérence régionale doive pouvoir se trouver, nécessitant néanmoins plus d’études pétrologiques poussées pour densifier spatialement les données disponibles.

A ces questions il faut ajouter la dimension temporelle déduite des données géochronologiques. Pour le grenat, il est malheureusement difficile de comparer les enregistrements des chronomètres entre les affleurements, du fait de l’imprécision de la date Lu–Hf obtenue pour NO7A (413 ± 18 Ma) et de son absence de signification géologique, et des dates >500 Ma pour l’amphibolite NO7E. A moins de séparer d’une manière ou d’une autre les différentes zones, la datation de grenats zonés peut s’avérer infructueuse, comme souligné par Baxter et al. (2017). Le rutile, du fait sans doute de sa température de fermeture au plomb relativement basse, est bien moins sensible aux variations entre les chemins  $P$ – $T$  et dans les deux cas, les données U–Pb sur rutile sont interprétées comme l’âge du refroidissement. Enfin, le zircon est le minéral daté qui semble montrer le plus de divergences, avec une importante dichotomie entre les deux affleurements, avec d’une part un seul âge obtenu sur les deux échantillons datés à Vågsberget, et d’autre part un étalement le long de la concordia à Drage, avec dans chaque échantillon deux à trois dates concordantes qui peuvent être discernées.

Ces différences pétrographiques et géochronologiques peuvent s’expliquer soit par une différence de taux d’enfouissement et d’exhumation, soit par une différence de temps de résidence

aux conditions de UHP. Dans ce dernier cas, l'éclogite de Drage est probablement restée plus longtemps à UHP, permettant d'homogénéiser le grenat par diffusion (au moins pour les éléments majeurs), tandis qu'à Vågsberget, un temps de résidence plus court peut expliquer la préservation de la zonation prograde du grenat. Toutefois, les âges sur rutile, bien qu'ils se recoupent dans leurs incertitudes (de l'ordre de  $\pm 5-9$  Ma), sont systématiquement plus jeunes à Vågsberget (autour de 380 Ma) qu'à Drage (autour de 390 Ma). Ceci suggère un refroidissement sous les températures de 650–700 °C pour les roches de Vågsberget environ 10 Ma après celles de Drage. Néanmoins, ceci n'est vrai que si l'on considère la même température de fermeture de Pb dans le rutile aux deux affleurements. Or, si on admet que la décompression s'est déroulée de manière isotherme à Vågsberget, le taux de refroidissement est donc nul, ou du moins bien plus faible qu'à Drage. Dans ce cas, la température de fermeture du Pb dans le rutile diminue également. Ainsi, il est donc possible que les âges sur rutile reflétant donc le refroidissement à des températures plus basses à Vågsberget qu'à Drage.

Bien que l'âge du passage à UHP ne soit pas contraint à Vågsberget, un refroidissement plus tardif peut contredire une durée courte à (U)HP pour ces roches. Aussi, un temps de résidence à UHP différent entre les affleurements semble s'opposer au modèle d'exhumation top-to-the-West d'un bloc cohérent pour la WGR (Kylander-Clark et al., 2008; Hacker et al., 2010).

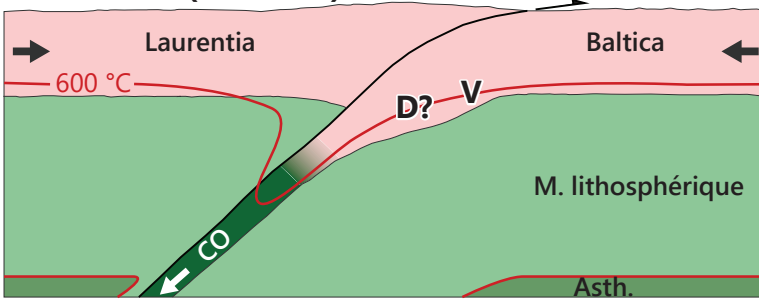
Ces importants contrastes pétrologiques et géochronologiques entre les affleurements pourraient donc suggérer que la structure de la région de Nordfjord-Stadlandet est complexe, comprenant à minima deux blocs, avec chacun leur évolution  $P-T-t$ , et possiblement juxtaposés pendant l'exhumation. Pourtant, sur le terrain, il n'existe pas de discontinuité lithologique ou structurale claire qui pourrait soutenir une telle hypothèse (Labrousse et al., 2004; Young et al., 2007; Young, 2018).

## VI.2. Implications géodynamiques

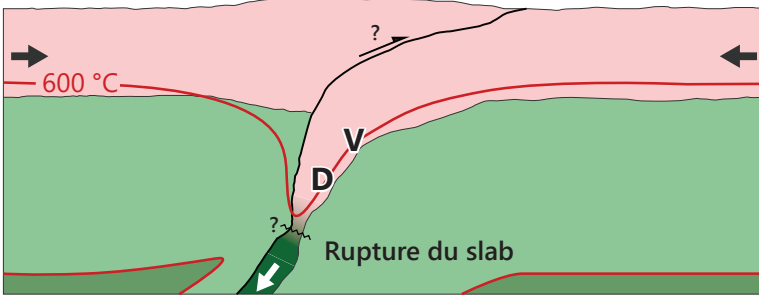
Avec les données obtenues au cours de cette thèse, il est possible de tenter de replacer les échantillons étudiés dans une évolution géodynamique (Figure VI.2). Celle-ci est basée sur l'éduction de la croûte continentale subductée (Duretz et al., 2012) et l'exhumation en deux temps telle que développée par Walsh & Hacker (2004). Les principales contraintes sont les suivantes :

- *Compression isotherme.* L'étude pétrologique de l'éclogite de Vågsberget met en avant un chemin  $P-T$  particulier caractérisé par la compression isotherme. La datation Lu–Hf sur grenat

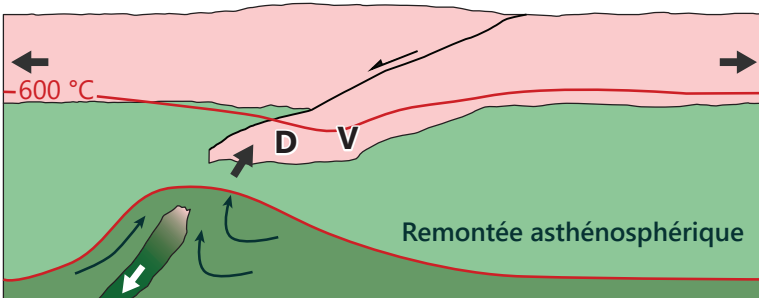
**Subduction (>410 Ma)**



**Collision (410 Ma)**



**Début de l'exhumation (410–400 Ma)**



Equilibration thermique : remontée des isothermes  
 Drage : début de la décompression et du réchauffement  
 Vågsberget : réchauffement isobare à ~28 kbar

**Exhumation à 10–14 kbar (~390–380 Ma)**

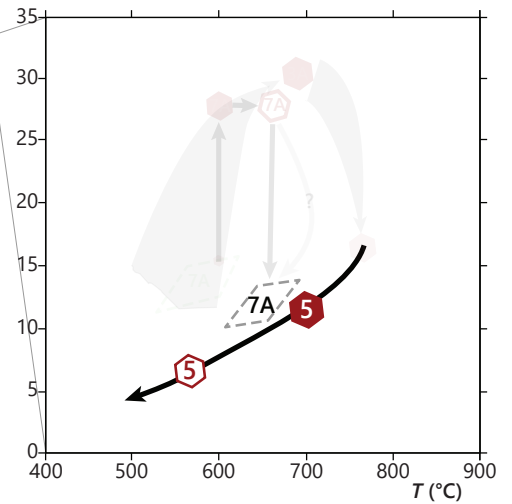
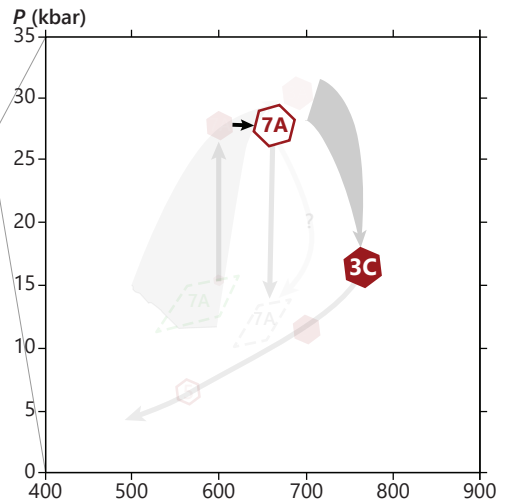
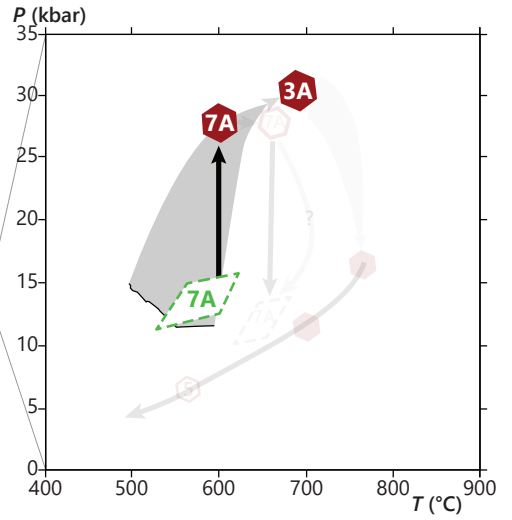
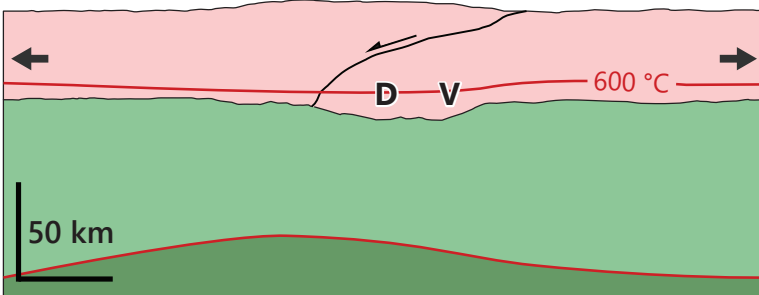


Figure VI.2.

**Figure VI.2 (ci-contre).** Tentative de contextualisation des échantillons étudiés au sein de l’histoire tectonique de la Région des Gneiss de l’Ouest, simplifiée d’après Hacker et al. (2010). Asth. – asthénosphère ; M. lithosphérique – manteau lithosphérique ; CO – croûte océanique ; D – Drage ; V – Vågsberget.

**Figure VI.2 (opposed page).** Tentative geodynamic evolution of the samples within the WGR tectonic history, simplified after Hacker et al. (2010). Asth. – asthenospheric mantle; M. lithosphérique – lithospheric mantle; CO – oceanic crust; D – Drage; V – Vågsberget.



de cette éclogite permet de définitivement exclure la possibilité que le cœur du grenat soit hérité (Chapitre IV, ‘Polycyclic scenario’). La date obtenue de  $413 \pm 18$  Ma, bien qu’impossible à interpréter avec précision étant donnée son imprécision et l’absence de date Sm–Nd, serait nécessairement biaisée vers des dates plus vieilles si le cœur était d’origine svéconorvégienne (1000–900 Ma) ou bien pré-scandienne (500–460 Ma). Ainsi, l’éclogite NO7A a bien enregistré une compression isotherme de  $\sim 15$  à 29 kbar à 600 °C pendant la phase scandienne. Il reste à déterminer quels sont les potentiels mécanismes pouvant expliquer ce chemin  $P$ – $T$  caractéristique ; même si le jeu de données géochronologiques pour cet affleurement était plus conséquent, il n’est pas certain que ces données seraient discriminantes quant aux des processus tectoniques impliqués. Aucune des deux explications discutées dans cette étude, à savoir soit l’enfouissement isotherme de la base de la croûte, soit l’augmentation des contraintes horizontales lors du passage de subduction continentale à collision (Chapitre IV, ‘Geodynamic implications’), ne peut être discriminée. Ceci met en lumière le “problème” de l’interprétation de la pression. D’un point de vue physique, il est impossible de déterminer si la pression enregistrée par les roches est directement proportionnelle à la profondeur ou non, pouvant mener à des reconstructions géodynamiques très contrastées en termes de vitesse des processus (vitesses d’enfouissement et d’exhumation) et d’architecture de la collision (profondeur et épaisseur des unités). A défaut, la pression est considérée comme directement proportionnelle à la profondeur (lithostatique) seulement, impliquant dans ce cas l’enfouissement de matériel situé vers la base de la croûte.

- *Réchauffement pendant la décompression.* Dans le cadre tectonique de l’exhumation en deux temps proposée par Walsh & Hacker (2004), la portion de croûte la plus enfouie (avec donc les enregistrements de pression les plus élevés) est exhumée à des profondeurs crustales dans un premier temps suite à la perte du slab. Cette perte est nécessairement accompagnée d’une remontée asthénosphérique, causant un réchauffement. L’exhumation continue ensuite par éduction pour l’ensemble de la croûte subductée (Figure VI.2).

La question de l'interprétation de la pression doit sans doute être mise en parallèle avec l'importante métastabilité de la croûte subductée : dans la Région des Gneiss de l'Ouest, la majorité des marqueurs de UHP se trouvent dans les roches mafiques tandis que l'essentiel du volume de roche felsique encaissant n'a pas réagi à (U)HP (Peterman et al., 2009; Young & Kylander-Clark, 2015). Cette observation fait peut-être écho aux variations de pressions locales, dues à l'hétérogénéité et au contraste rhéologique entre une lentille mafique et l'encaissant felsique (Cutts et al., 2020; Vrijmoed et al., 2009). Pour le gneiss de Drage, les estimations  $P$ - $T$  obtenues dans cette étude semblent mettre en avant la métastabilité de ces lithologies lors du pic de métamorphisme. Les conditions de pression déduites lors de l'étude pétrologique du gneiss sont égales ou inférieures à  $\sim 12$  kbar, bien que la date concordante de  $419.7 \pm 2.0$  Ma obtenue sur les bordures de zircon pourrait refléter le passage de la roche à des pressions plus élevées, en comparaison avec les dates Sm-Nd et Lu-Hf obtenues sur le grenat de l'éclogite fraîche.

### VI.3. De la datation des processus métamorphiques

La datation multi-méthodes et multi-minéraux des roches de la Région des Gneiss de l'Ouest et le croisement des dates obtenues permettent de discuter dans un cadre plus général de l'interprétation des données géochronologiques dans les roches métamorphiques. Les implications discutées ici sont sans doute applicables aux roches de (U)HP provenant d'autres zones d'étude.

La datation sur grenat des échantillons de Drage souligne l'importance d'effectuer ces datations en utilisant la combinaison des deux chronomètres Lu-Hf et Sm-Nd, si possible sur les mêmes fractions de grenat. En effet, les chronomètres étant indépendants, les deux dates permettent de dater des stades différents de l'évolution métamorphique, posant ainsi de meilleures contraintes temporelles. Néanmoins, une limite importante à la datation des grenats est leur zonation en éléments majeurs : une zonation très forte dans le grenat (NO7A) peut suggérer une croissance du grenat lors d'un changement de conditions  $P$ - $T$ , donc potentiellement sur une période longue. Les dates obtenues ne reflètent alors qu'un âge moyen (bulk age) peu ou pas significatif (e.g., Baxter & Scherer, 2013), à plus forte raison si la zonation en REE dans le grenat est contrôlée par les réactions de formation du grenat au cours de cette évolution  $P$ - $T$ . A l'inverse, à des conditions  $P$ - $T$ - $X$  moins variables, les mécanismes d'absorption des REE dans le grenat sont plus limités ; dans ce



cas, la distribution de Lu et Sm (dans le cœur et la bordure respectivement) explique la différence d'âge entre les dates Lu–Hf et Sm–Nd, qui peuvent respectivement refléter la croissance du cœur et de la bordure du grenat (e.g., Skora et al., 2009; Lotout et al., 2018).

Bien que l'interprétation des dates Sm–Nd et Lu–Hf semblent plus faciles que pour le zircon, certains aspects de la pétrochronologie du grenat restent toujours à éclaircir. Par exemple, la préservation des dates Lu–Hf et Sm–Nd dans l'éclogite NO3A semble intrigante. En effet, les éclogites NO3A et NO3C ont été échantillonnées à moins d'un mètre l'une de l'autre (Figure V.1) ; il est donc légitime de supposer que les deux échantillons ont subi à chaque instant les mêmes conditions  $P$ – $T$ . Or, les dates sur grenat de NO3C sont expliquées par une rééquilibration partielle (Lu–Hf) ou totale (Sm–Nd) des chronomètres, le chemin  $P$ – $T$  se situant entre les températures de fermeture de REE et Hf dans le grenat. Pourquoi les dates Sm–Nd et Lu–Hf de l'éclogite NO3A n'ont pas été affectées par cette rééquilibration à haute température ? La rééquilibration du grenat dans l'éclogite NO3C n'étant pas visible dans le cœur de la lentille mafique, il est probable que cette étape métamorphique ait été facilitée par l'afflux de fluides pendant la décompression (ces fluides n'ayant pas atteint le cœur de la lentille). A priori, la diffusivité des REE dans le grenat (et donc les températures de fermeture) ne dépend pas de la présence de ces fluides, mais Carlson (2012) a suggéré que les mécanismes de substitution possibles pour Y et les REE dans le grenat sont variés, chacun ayant leur propre cinétique, et peuvent être favorisés sous certaines conditions de pression, température ou d'activité de l'oxygène. Ainsi, bien que l'éclogite NO3A ait nécessairement subi après le pic de pression un réchauffement jusqu'à 750–800 °C, la diffusivité des terres rares et de Hf n'était pas suffisante à ces conditions pour réinitialiser les chronomètres Lu–Hf et Sm–Nd et ce pour des raisons possiblement cinétiques qui restent à détailler.

Pour le zircon, bien qu'il ne ressorte de cette étude aucune conclusion définitive quant au timing de sa cristallisation au cours d'un épisode métamorphique de UHP, les résultats sensiblement différents observés entre les deux affleurements mettent en évidence des interactions complexes qui régissent sa croissance et sa stabilité.

- Le zircon, largement considéré comme un minéral robuste et résistant à des conditions  $P$ – $T$  élevées (Rubatto, 2017), semble pourtant sensible à la rétrogression à basse température (<700 °C) relativement à sa température de fermeture pour le plomb (900 °C ; Cherniak & Watson, 2001). Par comparaison avec les dates sur rutile, les dates concordantes de  $388.4 \pm 2.6$  Ma dans

le gneiss NO5 et de  $386.8 \pm 5.5$  Ma dans l'éclogite NO3C sont associées à des conditions  $P-T$   $<10$  kbar et  $<700$  °C. Ces dates étant obtenues sur la même bordure de zircon que les dates plus anciennes (420–404 Ma), une remise en question de la température de fermeture du plomb dans le zircon est peut-être nécessaire, plus basse que ce qui est estimé. La revue de Cherniak & Watson (2003) met en avant qu'entre différentes études expérimentales, la diffusivité du plomb varie de 10 ordres de grandeur, possiblement illustrant (comme pour la diffusivité dans le grenat) une dépendance de la diffusivité du Pb aux conditions  $P-T-X$  plus importante qu'estimée par Cherniak & Watson (2001).

- Sur les 67 analyses concordantes calédoniennes obtenues sur les zircons des quatre éclogites (NO3A et C, NO7A et B), seules 18 semblent refléter l'âge régional du pic du métamorphisme vers 410 Ma (âge Sm–Nd de  $409.8 + 3.2$  Ma pour NO3A ; Root et al., 2005; Kylander-Clark et al., 2007). Bien que croissance du grenat ne soit pas nécessairement synonyme de pic du métamorphisme, sur ces 67 mêmes analyses, les 53 pour lesquelles les concentrations des éléments traces ont été mesurées semblent toutes indiquer par leur spectre en REE lourdes la croissance concomitante du grenat, même les dates concordantes à  $386.8 \pm 5.5$  Ma des zircons de NO3C. Ceci illustre parfaitement l'ambiguïté de l'utilisation du spectre de REE dans le zircon pour déterminer la co-croissance du zircon et du grenat ou non. Il est important de souligner, une fois encore, que les dates obtenues sur zircon dans les échantillons de Drage ont pu être replacées dans l'évolution  $P-T$  uniquement grâce à la comparaison avec les âges sur grenat et sur rutile, qui ont pu être assignés plus facilement aux différentes portions du chemin  $P-T$ . Pour l'éclogite de Vågsberget, les dates sur zircon ne peuvent être replacées sur l'évolution  $P-T$ , si ce n'est qu'elles doivent dater une portion du chemin en amont du refroidissement daté par les rutilés, plus jeunes d'environ 15 Ma.

Ces observations sur le zircon rejoignent les conclusions de Pitra et al. (2022) et Schmädicke et al. (2018), qui mettent en avant la formation ou la recristallisation de zircon à plusieurs moments sur le chemin  $P-T$ , et essentiellement après le passage aux conditions du faciès éclogite. **La datation du zircon seul ne semble pas une méthode adaptée pour dater précisément le métamorphisme éclogitique**, étape nécessaire pour reconstruire l'évolution tectonique de la zone d'étude. Les observations très différentes entre les affleurements explorés suggèrent qu'il ne semble pas y avoir de systématique dans le comportement du zircon, illustrant possiblement la variabilité des paramètres qui régissent sa stabilité et sa composition.

## VI.4. Perspectives et travaux futurs

Les travaux présentés dans cette étude mettent en avant que beaucoup d'aspects nécessitent d'être encore explorés, tant dans le domaine de la pétrologie que de la géochronologie.

- L'étude pétrologique de l'éclogite de Vågsberget (Chapitre IV) a mis en évidence une évolution prograde singulière, marquée par la compression isotherme. Bien que les inclusions amphibolitiques dans les cœurs de grenats éclogitiques aient largement été décrites dans la région de Nordfjord-Stadlandet (e.g., Krogh, 1982; Wain et al., 2000; Cuthbert et al., 2000; Schärer & Labrousse, 2003), la détermination précise des conditions  $P$ - $T$  du début de la cristallisation des grenats zonés est rare dans la zone d'étude. Il s'agit là pourtant d'une donnée fondamentale pour contraindre l'évolution tectonique de la région. En se basant sur la littérature, de nouvelles éclogites-cibles pourraient être identifiées pour confronter les résultats de cette étude. L'apport de techniques nouvelles et/ou récemment améliorées comme la thermo-barométrie élastique (quartz ou zircon dans le grenat) et leur combinaison avec la thermo-barométrie conventionnelle et la modélisation de l'équilibre des phases peut permettre de quantifier de manière plus précise l'évolution  $P$ - $T$  enregistrée par les éclogites.
- Cette même compression isotherme soulève la problématique de l'interprétation de la pression. Les efforts menés dans ce sens doivent être poursuivis afin de tenter de déterminer avec plus de précision les processus à l'œuvre lors de la subduction et de la collision continentale. Plusieurs approches peuvent être à l'avenir envisagées. D'une part, la modélisation numérique semble l'approche la plus robuste pour tester la validité physique des interprétations (e.g., Schmalholz & Podladchikov, 2013; Reuber et al., 2016; Luisier et al., 2019). D'autre part, déterminer la quantité de marge continentale enfouie (et donc les profondeurs que cette dernière a atteintes) peut s'effectuer indépendamment des estimations  $P$ - $T$  fournies par la pétrologie, en utilisant des méthodes de reconstruction et de restauration des géométries (e.g., Ford et al., 2006; Pleuger & Podladchikov, 2014).

En géochronologie, le développement et l'amélioration des moyens analytiques peuvent, à terme, permettre de résoudre certaines questions soulevées dans cette étude.

- *La datation des grenats zonés.* Ceci permet en effet de dater les étapes de croissance du grenat, classiquement utilisées pour déterminer l'évolution  $P$ - $T$  de la roche étudiée. La datation de tels grenats peut s'effectuer par dilution isotopique (comme dans cette étude) grâce

au micro-forage du grenat pour extraire chaque zone séparément (e.g., Pollington & Baxter, 2011; Tual et al., 2022) ; cette technique nécessite néanmoins que les grenats (et leur zonation interne) soient suffisamment grands pour pouvoir échantillonner chaque zone. Il semble pour l’instant difficile d’appliquer ce protocole à des grenats millimétriques tels que ceux décrits dans cette étude. La datation Lu–Hf in-situ du grenat (Simpson et al., 2021; Tamblyn et al., 2021) semble prometteuse, à condition d’en améliorer la précision. En attendant cette amélioration de précision, la datation in-situ devrait être utilisée de manière systématique avant la datation par dissolution isotopique pour identifier les échantillons prometteurs et ceux voués à l’échec (amphibolite NO7E par exemple). Elle peut être couplée à une datation U–Pb in-situ si le grenat s’y prête, à priori plutôt dans les roches riches en U telles que les métapélites ou les orthogneiss.

- Le zircon, par sa présence fréquente dans de nombreuses lithologies et sa facilité d’analyse, reste un minéral datable intéressant, bien que l’interprétation des dates obtenues dans les roches métamorphiques reste difficile. L’amélioration de la résolution spatiale des analyses pourrait permettre, par exemple, de déterminer si les bordures des zircons révèlent une seule date, plusieurs dates ou bien même un continuum de dates. L’analyse des zircons en depth-profiling (e.g., Walczak et al., 2022) semble être une méthode prometteuse pour dater des zircons avec des zonations complexes et des croissances métamorphiques fines. Néanmoins, il reste toujours qu’il est plus difficile de distinguer plusieurs étapes au sein d’un même cycle métamorphique que de distinguer deux épisodes distincts de quelques dizaines ou centaines de millions d’années. Obtenir des dates U–Pb avec une meilleure résolution spatiale et/ou temporelle ne résout pas le problème de l’attribution d’une date à une portion du chemin  $P$ – $T$  ou à un processus métamorphique particulier, sauf si les échantillons se prêtent aux analyses in-situ. Le contexte et la position texturale sont en effet des indices précieux, permettant de reconstruire une chronologie relative, à laquelle les dates absolues obtenues lors de la datation sont plus facilement et indisputablement intégrables.

La combinaison entre d’une part des études intégrées comme celle-ci, basées sur des données naturelles et provenant de contextes relativement bien définis, et d’autre part, des études expérimentales sur les phases minérales d’intérêts, leurs systématiques et leurs relations avec d’autres phases, devrait permettre à l’avenir de répondre à certains points évoqués dans cette discussion.

## VI.5. General discussion – highlights

From the comparison of the data obtained on the two investigated outcrops, several points of discussion can be raised:

- The eclogites experienced virtually similar  $P$ – $T$  evolution, as highlighted by the peak estimates, 28–29 kbar at 650–680 °C for the Vågsberget eclogite, and 30–32 kbar at 680–720 °C in Drage (Figure VI.1a). The retrogression assemblages in the eclogites NO7A and NO3C and the gneiss NO5 point to conditions around 10–14 kbar and 630–700 °C. However, these similar peak and retrogression  $P$ – $T$  estimates contrast with the petrographic differences (zoned vs unzoned garnet) and the heating during the decompression inferred for the Drage samples and not for the Vågsberget rocks.
- Geochronological records are difficult to compare because of the different extents of the datasets (meaningless Lu–Hf and Sm–Nd dates obtained in Vågsberget for instance). Rutile dates are all interpreted as cooling ages, although the Pb closure temperature might be lower in Vågsberget than in Drage, because of the isothermal decompression (i.e., very low cooling rate). Zircon records show the greatest differences, with a single date obtained in Vågsberget around 396 Ma and spread concordant dates over 40 Ma in Drage, from ~431 to ~387 Ma.

These observations imply differences between the tectonic evolution of two outcrops. Different durations of stalling at (U)HP conditions may be an explanation; perhaps the structure of the Nordfjord-Stadlandet region is more complex than currently accepted, with two (or more) units that experienced slightly different evolutions, leading to the results obtained for the studied samples. An important point is the Lu–Hf date of  $413 \pm 18$  Ma obtained in the eclogite NO3A (Vågsberget). It supports the metamorphic evolution inferred for this eclogite, with an isothermal compression during the Scandian event, although this date is probably meaningless *within* the metamorphic cycle.

The geochronological and petrological data can be tentatively put into context (Figure VI.2). Unfortunately, the two geodynamic scenarios proposed in Chapter IV cannot be discriminated; only lithostatic pressure is then assumed. The tectonic history proposed by Walsh & Hacker (2004) and Hacker et al. (2010) with the two-stage exhumation model is used as framework. Heating occurred during decompression from mantle depths to crustal levels as a response to the slab breakoff and the subsequent mantle upwelling.

Regarding the dating of metamorphic processes from a more general point of view, several conclusions can be drawn from all the data:

- The preservation of the Sm–Nd and Lu–Hf dates in the eclogite NO3A calls for better understanding of the behaviour of REE and Hf in garnet. As this sample necessarily experienced post-peak heating (750–800 °C) in excess of the closure temperature of REE in garnet (~750 °C), the chronometers should have been reset. It is suggested that the isotopic ratios were preserved as REE diffusion in garnet was somehow impeded by kinetic reasons that need to be assessed (Carlson, 2012).
- The behaviour of zircon remains difficult to constrain. On the 67 analyses yielding Caledonian dates, only 18 points to the regional age for eclogite-facies metamorphism (Sm–Nd date of  $409.8 \pm 3.2$  Ma; ~410 Ma, e.g., Root et al., 2005; Kylander-Clark et al., 2007). However, all the trace-element contents, whatever the apparent age, suggest concomitant garnet growth, even the analyses yielding dates as young as ~387 Ma and inferred to represent zircon (re)crystallization at low  $P$ – $T$  conditions (<700 °C and <10 kbar). As all the dates were obtained on the same zircon rim, Pb closure temperature might be lower than predicted by the data from Cherniak & Watson (2001) and possibly more dependent on  $P$ – $T$ – $X$  conditions than assumed. It is important to note, again, that the zircon dates make sense only because of the comparison with the other geochronological data. These observations are coherent with those of Pitra et al. (2022) and Schmädicke et al. (2018), who suggested important zircon (re)crystallisation at post-UHP conditions, restricting the use of zircon as a meaningful chronometer for UHP metamorphism.

To (partially) answer the different questions raised throughout this study, several approaches are identified:

- New petrological studies are needed in the Nordfjord-Stadlandet area, using state-of-the-art methods (e.g., combined elastic and conventional thermo-barometry) to reassess the structure of this region and to test the isothermal compression inferred for the Vågsberget eclogite.
- Thermomechanical modelling (e.g., Schmalholz & Podladchikov, 2013; Reuber et al., 2016; Luisier et al., 2019) may help to test the physical validity of the pressure interpretation, whereas geometrical restorations (e.g., Ford et al., 2006; Pleuger & Podladchikov, 2014) may be the sole constrain to determine the depths reached by continental margins during subduction apart from petrology, which is necessarily biased because of the pressure–depth conversion.



- Efforts to date zoned garnets must be pursued (e.g., Pollington & Baxter, 2011; Tual et al., 2022); the incipient in-situ Lu–Hf dating of garnet (Simpson et al., 2021; Tamblyn et al., 2021) may be of great help to identify the most suitable samples to bulk garnet dating, as well as in-situ U–Pb dating of garnet.
- Better temporal and spatial resolution for the U–Pb analyses of zircon may not help to interpret zircon dates; rather, the combination of studies on natural examples and on experimental data is needed to (re)assess the behaviour of the dated minerals during high-pressure metamorphism.



## Références bibliographiques

- Agard, P., Soret, M., Bonnet, G., Ninkabou, D., Plunder, A., Prigent, C., & Yamato, P. (2022). Subduction and obduction processes : The fate of oceanic lithosphere revealed by blueschists, eclogites and ophiolites. In *Compressional Tectonics : Plate Convergence to Mountain Building—Volume 2 (Catlos; Cehmen; Dalziel (Eds.))*. American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1002/essoar.10510507.1>
- Anczkiewicz, R., Platt, J. P., Thirlwall, M. F., & Wakabayashi, J. (2004). Franciscan subduction off to a slow start : Evidence from high-precision Lu–Hf garnet ages on high grade-blocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 225(1), 147-161. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.06.003>
- Anczkiewicz, R., Thirlwall, M., Alard, O., Rogers, N. W., & Clark, C. (2012). Diffusional homogenization of light REE in garnet from the Day Nui Con Voi Massif in N-Vietnam : Implications for Sm–Nd geochronology and timing of metamorphism in the Red River shear zone. *Chemical Geology*, 318-319, 16-30. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.024>
- Anczkiewicz, R., & Thirlwall, M. F. (2003). Improving precision of Sm-Nd garnet dating by H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> leaching : A simple solution to the phosphate inclusion problem. *Geological Society, London, Special Publications*, 220(1), 83-91. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.220.01.05>
- Andersen, T. B. (1993). The role of extensional tectonics in the Caledonides of south Norway : Discussion. *Journal of Structural Geology*, 15(11), 1379-1380.
- Andersen, T. B. (1998). Extensional tectonics in the Caledonides of southern Norway, an overview. *Tectonophysics*, 285(3-4), 333-351. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00277-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00277-1)
- Andersen, T. B., Berry, H. N., Lux, D. R., & Andresen, A. (1998). The tectonic significance of pre-Scandian <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar phengite cooling ages in the Caledonides of western Norway. *Journal of the Geological Society*, 155(2), 297-309. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.2.0297>
- Andersen, T. B., Corfu, F., Labrousse, L., & Osmundsen, P.-T. (2012). Evidence for hyperextension along the pre-Caledonian margin of Baltica. *Journal of the Geological Society*, 169(5), 601-612. <https://doi.org/10.1144/0016-76492012-011>
- Andersen, T. B., Jakob, J., Kjøl, H. J., & Tegner, C. (2022). Vestiges of the Pre-Caledonian Passive Margin of Baltica in the Scandinavian Caledonides : Overview, Revisions and Control on the Structure of the Mountain Belt. *Geosciences*, 12(2), 57. <https://doi.org/10.3390/geosciences12020057>
- Andersen, T. B., & Jamtveit, B. (1990). Uplift of deep crust during orogenic extensional collapse : A model based on field studies in the Sogn-Sunnfjord Region of western Norway. *Tectonics*, 9(5), 1097-1111. <https://doi.org/10.1029/TC009i005p01097>
- Andersen, T. B., Jamtveit, B., Dewey, J. F., & Swensson, E. (1991). Subduction and exhumation of continental crust : Major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the south Norwegian Caledonides. *Terra Nova*, 3(3), 303-310. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1991.tb00148.x>
- Anderson, E. D., & Moecher, D. P. (2007). Omphacite breakdown reactions and relation to eclogite exhumation rates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(3), 253-277. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0192-x>
- Angel, R. J., Alvaro, M., Miletich, R., & Nestola, F. (2017). A simple and generalised P–T–V EoS for continuous phase transitions, implemented in EosFit and applied to quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172(29), 15. <https://doi.org/10.1007/s00410-017-1349-x>
- Angel, R. J., Mazzucchelli, M. L., Alvaro, M., & Nestola, F. (2017). EosFit-Pinc : A simple GUI for host-inclusion elastic thermobarometry. *American Mineralogist*, 102(9), 1957-1960. <https://doi.org/10.2138/am-2017-6190>
- Angel, R. J., Murri, M., Mihailova, B., & Alvaro, M. (2019). Stress, strain and Raman shifts. *Zeitschrift Für Kristallographie - Crystalline Materials*, 234(2), 129-140. <https://doi.org/10.1515/zkri-2018-2112>
- Angiboust, S., & Raimondo, T. (2022). Permeability of subducted oceanic crust revealed by eclogite-facies vugs.

- Geology, 50(8), 964-968. <https://doi.org/10.1130/G50066.1>
- Atherton, M. P., & Edmunds, W. M. (1966). An electron microprobe study of some zoned garnets from metamorphic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 1(4), 185-193. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(66\)90066-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(66)90066-5)
- Austrheim, H. (1987). Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 81(2-3), 221-232. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90158-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90158-0)
- Austrheim, H., Corfu, F., Bryhni, I., & Andersen, T. B. (2003). The Proterozoic Hustad igneous complex : A low strain enclave with a key to the history of the Western Gneiss Region of Norway. *Precambrian Research*, 120(1), 149-175. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00167-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00167-5)
- Axelsson, E., Pape, J., Berndt, J., Corfu, F., Mezger, K., & Raith, M. M. (2018). Rutile R632—A New Natural Reference Material for U-Pb and Zr Determination. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 42(3), 319-338. <https://doi.org/10.1111/ggr.12213>
- Ballèvre, M., Pitra, P., & Bohn, M. (2003). Lawsonite growth in the epidote blueschists from the Ile de Groix (Armorican Massif, France) : A potential geobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(7), 723-735. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2003.00474.x>
- Ballouard, C., Boulvais, P., Poujol, M., Gapais, D., Yamato, P., Tartèse, R., & Cuney, M. (2015). Tectonic record, magmatic history and hydrothermal alteration in the Hercynian Guérande leucogranite, Armorican Massif, France. *Lithos*, 220-223, 1-22. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.01.027>
- Barnes, C., Majka, J., Schneider, D., Walczak, K., Bukala, M., Kościńska, K., Tokarski, T., & Karlsson, A. (2018). High-spatial resolution dating of monazite and zircon reveals the timing of subduction–exhumation of the Vaimok Lens in the Seve Nappe Complex (Scandinavian Caledonides). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174(1), 5. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1539-1>
- Bauville, A., & Yamato, P. (2021). Pressure-to-Depth Conversion Models for Metamorphic Rocks : Derivation and Applications. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(1), e2020GC009280. <https://doi.org/10.1029/2020GC009280>
- Baxter, E. F., Caddick, M. J., & Dragovic, B. (2017). Garnet : A Rock-Forming Mineral Petrochronometer. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 469-533. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.15>
- Baxter, E. F., & Scherer, E. E. (2013). Garnet Geochronology : Timekeeper of Tectonometamorphic Processes. *Elements*, 9(6), 433-438. <https://doi.org/10.2113/gselements.9.6.433>
- Beckman, V., Möller, C., Söderlund, U., Corfu, F., Pallon, J., & Chamberlain, K. R. (2014). Metamorphic zircon formation at the transition from gabbro to eclogite in Trollheimen–Surnadalen, Norwegian Caledonides. *Geological Society, London, Special Publications*, 390(1), 403-424. <https://doi.org/10.1144/SP390.26>
- Bhowany, K., Hand, M., Clark, C., Kelsey, D. E., Reddy, S. M., Pearce, M. A., Tucker, N. M., & Morrissey, L. J. (2018). Phase equilibria modelling constraints on P–T conditions during fluid catalysed conversion of granulite to eclogite in the Bergen Arcs, Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, 36(3), 315-342. <https://doi.org/10.1111/jmg.12294>
- Bingen, B., Andersson, J., Söderlund, U., & Möller, C. (2008). The Mesoproterozoic in the Nordic countries. *Episodes*, 31(1), 29-34. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2008/v31i1/005>
- Bingen, B., Austrheim, H., & Whitehouse, M. (2001). Ilmenite as a Source for Zirconium during High-grade Metamorphism? Textural Evidence from the Caledonides of Western Norway and Implications for Zircon Geochronology. *Journal of Petrology*, 42(2), 355-375. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.2.355>
- Bingen, B., Nordgulen, Ø., & Viola, G. (2008). A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia. *Norwegian Journal of Geology*, 88, 43-72.
- Bloch, E., Ganguly, J., Hervig, R., & Cheng, W. (2015). 176Lu–176Hf geochronology of garnet I : Experimental determination of the diffusion kinetics of Lu<sup>3+</sup> and Hf<sup>4+</sup> in garnet, closure temperatures and geochronological

## Références

- implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 169(2), 12. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1109-8>
- Bogdanova, S. V., Bingen, B., Gorbatshev, R., Kheraskova, T. N., Kozlov, V. I., Puchkov, V. N., & Volozh, Yu. A. (2008). The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Research*, 160(1), 23-45. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.024>
- Bogdanova, S. V., Pisarevsky, S. A., & Li, Z. X. (2009). Assembly and Breakup of Rodinia (Some results of IGCP project 440). *Stratigraphy and Geological Correlation*, 17(3), 259-274. <https://doi.org/10.1134/S0869593809030022>
- Bonazzi, M., Tumiati, S., Thomas, J. B., Angel, R. J., & Alvaro, M. (2019). Assessment of the reliability of elastic geobarometry with quartz inclusions. *Lithos*, 350-351, 105201. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105201>
- Bottrill, A. D., van Hunen, J., Cuthbert, S. J., Brueckner, H. K., & Allen, M. B. (2014). Plate rotation during continental collision and its relationship with the exhumation of UHP metamorphic terranes : Application to the Norwegian Caledonides. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(5), 1766-1782. <https://doi.org/10.1002/2014GC005253>
- Brueckner, H. K. (1977). A crustal origin for eclogites and a mantle origin for garnet peridotites : Strontium isotopic evidence from clinopyroxenes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 60(1), 1-15. <https://doi.org/10.1007/BF00372847>
- Brueckner, H. K. (2018). The great eclogite debate of the Western Gneiss Region, Norwegian Caledonides : The in situ crustal v. exotic mantle origin controversy. *Journal of Metamorphic Geology*, 36(5), 517-527. <https://doi.org/10.1111/jmg.12314>
- Brueckner, H. K., & Roermund, H. L. M. van. (2004). Dunk tectonics : A multiple subduction/duction model for the evolution of the Scandinavian Caledonides. *Tectonics*, 23, TC2004. <https://doi.org/10.1029/2003TC001502>
- Bryden, C. D., & Jamieson, R. A. (2020). Scapolite pegmatite from the Nordøyane ultra-high pressure domain, Western Gneiss Region, Norway : Partial melting driven by infiltration of mantle-derived fluid. *Lithos*, 364-365, 105546. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105546>
- Bryhni, I. (1966). Reconnaissance Studies of Gneisses, Ultrabasites, Eclogites and Anorthosites in Outer Nordfjord, Western Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 241, 68.
- Bryhni, I., & Griffin, W. L. (1971). Zoning in eclogite garnets from Nordfjord, West Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 32(2), 112-125. <https://doi.org/10.1007/BF00383054>
- Bukała, M., Klonowska, I., Barnes, C., Majka, J., Kościńska, K., Janák, M., Fassmer, K., Broman, C., & Luptáková, J. (2018). UHP metamorphism recorded by phengite eclogite from the Caledonides of northern Sweden : P-T path and tectonic implications. *Journal of Metamorphic Geology*, 36(5), 547-566. <https://doi.org/10.1111/jmg.12306>
- Butler, J. P., Beaumont, C., & Jamieson, R. A. (2015). Paradigm lost : Buoyancy thwarted by the strength of the Western Gneiss Region (ultra)high-pressure terrane, Norway. *Lithosphere*, 7(4), 379-407. <https://doi.org/10.1130/L426.1>
- Butler, J. P., Jamieson, R. A., Dunning, G. R., Pecha, M. E., Robinson, P., & Steenkamp, H. M. (2018). Timing of metamorphism and exhumation in the Nordøyane ultra-high-pressure domain, Western Gneiss Region, Norway : New constraints from complementary CA-ID-TIMS and LA-MC-ICP-MS geochronology. *Lithos*, 310-311, 153-170. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.04.006>
- Butler, J. P., Jamieson, R. A., Steenkamp, H. M., & Robinson, P. (2013). Discovery of coesite-eclogite from the Nordøyane UHP domain, Western Gneiss Region, Norway : Field relations, metamorphic history, and tectonic significance. *Journal of Metamorphic Geology*, 31(2), 147-163. <https://doi.org/10.1111/jmg.12004>
- Campomenosi, N., Mazzucchelli, M. L., Mihailova, B., Scambelluri, M., Angel, R. J., Nestola, F., Reali, A., &



## Références

- Alvaro, M. (2018). How geometry and anisotropy affect residual strain in host-inclusion systems : Coupling experimental and numerical approaches. *American Mineralogist*, 103(12), 2032-2035. <https://doi.org/10.2138/am-2018-6700CCBY>
- Campomenosi, N., Scambelluri, M., Angel, R. J., Hermann, J., Mazzucchelli, M. L., Mihailova, B., Piccoli, F., & Alvaro, M. (2021). Using the elastic properties of zircon-garnet host-inclusion pairs for thermobarometry of the ultrahigh-pressure Dora-Maira whiteschists : Problems and perspectives. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 176(36). <https://doi.org/10.1007/s00410-021-01793-6>
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., & Yeghicheyan, D. (2001). Routine Analyses of Trace Elements in Geological Samples using Flow Injection and Low Pressure On-Line Liquid Chromatography Coupled to ICP-MS : A Study of Geochemical Reference Materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter*, 25(2-3), 187-198. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2001.tb00595.x>
- Carlson, W. D. (2012). Rates and mechanism of Y, REE, and Cr diffusion in garnet. *American Mineralogist*, 97(10), 1598-1618. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4108>
- Carswell, D. A., Brueckner, H. K., Cuthbert, S. J., Mehta, K., & O'Brien, P. J. (2003). The timing of stabilisation and the exhumation rate for ultra-high pressure rocks in the Western Gneiss Region of Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(6), 601-612. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2003.00467.x>
- Carswell, D. A., Cuthbert, S. J., & Krogh Ravna, E. J. (1999). Ultrahigh-Pressure Metamorphism in the Western Gneiss Region of the Norwegian Caledonides. *International Geology Review*, 41(11), 955-966. <https://doi.org/10.1080/00206819909465182>
- Carswell, D. A., Tucker, R. D., O'Brien, P. J., & Krogh, T. E. (2003). Coesite micro-inclusions and the U/Pb age of zircons from the Hareidland Eclogite in the Western Gneiss Region of Norway. *Lithos*, 67(3-4), 181-190. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(03\)00014-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00014-8)
- Carswell, D. A., van Roermund, H. L. M., & de Vries, D. F. W. (2006). Scandian Ultrahigh-Pressure Metamorphism of Proterozoic Basement Rocks on Fjærtøft and Otrøy, Western Gneiss Region, Norway. *International Geology Review*, 48(11), 957-977. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.48.11.957>
- Carswell, D. A., Wilson, R. N., & Zhai, M. (1996). Ultra-high pressure aluminous titanites in carbonate-bearing eclogites at Shuanghe in Dabieshan, central China. *Mineralogical Magazine*, 60(400), 461-471. <https://doi.org/10.1180/minmag.1996.060.400.07>
- Carter, I. S. M., Parsons, A., Waters, D. J., & Gopon, P. (2021). Exhumation History of the Western Gneiss Region Revealed Through Symplectite Thermobarometry. *EGU General Assembly, Vienna*. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-1364>
- Cawood, P. A., & Pisarevsky, S. A. (2006). Was Baltica right-way-up or upside-down in the Neoproterozoic? *Journal of the Geological Society*, 163(5), 753-759. <https://doi.org/10.1144/0016-76492005-126>
- Chauvet, A., & Dallmeyer, R. D. (1992). <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mineral dates related to Devonian extension in the southwestern Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics*, 210(1-2), 155-177. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90133-Q](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90133-Q)
- Chauvet, A., Kienast, J. R., Pinardon, J. L., & Brunel, M. (1992). Petrological constraints and PT path of Devonian collapse tectonics within the Scandian mountain belt (Western Gneiss Region, Norway). *Journal of the Geological Society*, 149, 383-400.
- Chenin, P., Manatschal, G., Lavier, L. L., & Erratt, D. (2015). Assessing the impact of orogenic inheritance on the architecture, timing and magmatic budget of the North Atlantic rift system : A mapping approach. *Journal of the Geological Society*, 172(6), 711-720. <https://doi.org/10.1144/jgs2014-139>
- Cherniak, D. J. (2000). Pb diffusion in rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(2), 198-207. <https://doi.org/10.1007/PL00007671>
- Cherniak, D. J. (2010). Diffusion in Accessory Minerals : Zircon, Titanite, Apatite, Monazite and Xenotime. *Reviews*

- in *Mineralogy and Geochemistry*, 72, 827-869. <https://doi.org/10.2138/rmg.2010.72.18>
- Cherniak, D. J., Manchester, J., & Watson, E. B. (2007). Zr and Hf diffusion in rutile. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(1), 267-279. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.06.027>
- Cherniak, D. J., & Watson, E. B. (2001). Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 172(1), 5-24. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00233-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00233-3)
- Cherniak, D. J., & Watson, E. B. (2003). Diffusion in Zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1), 113-143. <https://doi.org/10.2113/0530113>
- Chew, D. M., Petrus, J. A., & Kamber, B. S. (2014a). U–Pb LA–ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. *Chemical Geology*, 363, 185-199. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.11.006>
- Chew, D. M., Petrus, J. A., & Kamber, B. S. (2014b). U–Pb LA–ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. *Chemical Geology*, 363, 185-199. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.11.006>
- Clarke, G. L., Powell, R., & Fitzherbert, J. A. (2006). The lawsonite paradox : A comparison of field evidence and mineral equilibria modelling. *Journal of Metamorphic Geology*, 24(8), 715-725. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00664.x>
- Coggon, R., & Holland, T. J. B. (2002). Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(7), 683-696. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00395.x>
- Connolly, J. A. D. (2005). Computation of phase equilibria by linear programming : A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1), 524-541. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.033>
- Corfu, F., & Andersen, T. B. (2002). U–Pb ages of the Dalsfjord Complex, SW Norway, and their bearing on the correlation of allochthonous crystalline segments of the Scandinavian Caledonides. *International Journal of Earth Sciences*, 91(6), 955-963. <https://doi.org/10.1007/s00531-002-0298-3>
- Corfu, F., Andersen, T. B., & Gasser, D. (2014). The Scandinavian Caledonides : Main features, conceptual advances and critical questions. Geological Society, London, Special Publications, 390(1), 9-43. <https://doi.org/10.1144/SP390.25>
- Corfu, F., Austrheim, H., & Ganzhorn, A.-C. (2014). Localized granulite and eclogite facies metamorphism at Flatraket and Kråkeneset, Western Gneiss Region : U–Pb data and tectonic implications. Geological Society, London, Special Publications, 390(1), 425-442. <https://doi.org/10.1144/SP390.22>
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O., & Kinny, P. (2003). Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1), 469-500. <https://doi.org/10.2113/0530469>
- Corrie, S. L., & Kohn, M. J. (2008). Trace-element distributions in silicates during prograde metamorphic reactions : Implications for monazite formation. *Journal of Metamorphic Geology*, 26(4), 451-464. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2008.00769.x>
- Cox, R. A., Wilton, D. H. C., & Košler, J. (2003). Laser-Ablation U–Th–Pb in situ dating of zircon and allanite : An example from the October Harbour Granite, Central Coastal Labrador, Canada. *The Canadian Mineralogist*, 41(2), 273-291. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.41.2.273>
- Cuthbert, S. J., Carswell, D. A., Krogh-Ravna, E. J., & Wain, A. (2000). Eclogites and eclogites in the Western Gneiss Region, Norwegian Caledonides. *Lithos*, 52(1-4), 165-195. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00090-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00090-0)
- Cutts, J. A., & Smit, M. A. (2018). Rates of Deep Continental Burial From Lu-Hf Garnet Chronology and Zr-in-Rutile Thermometry on (Ultra)high-Pressure Rocks. *Tectonics*, 37, 71-88. <https://doi.org/10.1002/2017TC004723>
- Cutts, J. A., Smit, M. A., Kooijman, E., & Schmitt, M. (2019). Two-Stage Cooling and Exhumation of Deeply Subducted Continents. *Tectonics*, 38, 863-877. <https://doi.org/10.1029/2018TC005292>

- Cutts, J. A., Smit, M. A., & Vrijmoed, J. C. (2020). Evidence for non-lithostatic pressure in subducted continental crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 175(3). <https://doi.org/10.1007/s00410-019-1633-z>
- Dallmeyer, R. D., & Gee, D. G. (1986). <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mineral dates from retrogressed eclogites within the Baltoscandian miogeocline : Implications for a polyphase Caledonian orogenic evolution. *GSA Bulletin*, 97(1), 26-34. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97<26:AMDFRE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<26:AMDFRE>2.0.CO;2)
- de Capitani, C., & Petrakakis, K. (2010a). The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95(7), 1006-1016. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3354>
- de Capitani, C., & Petrakakis, K. (2010b). The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95(7), 1006-1016. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3354>
- Degeling, H., Eggins, S., & Ellis, D. J. (2001). Zr budgets for metamorphic reactions, and the formation of zircon from garnet breakdown. *Mineralogical Magazine*, 65(6), 749-758. <https://doi.org/10.1180/0026461016560006>
- DesOrmeau, J. W., Gordon, S. M., Kylander-Clark, A. R. C., Hacker, B. R., Bowring, S. A., Schoene, B., & Samper-ton, K. M. (2015). Insights into (U)HP metamorphism of the Western Gneiss Region, Norway : A high-spatial resolution and high-precision zircon study. *Chemical Geology*, 414, 138-155. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.08.004>
- Dewey, J. F., Ryan, P. D., & Andersen, T. B. (1993). Orogenic uplift and collapse, crustal thickness, fabrics and metamorphic phase changes : The role of eclogites. Geological Society, London, Special Publications, 76(1), 325-343. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.076.01.16>
- Dobrzhinetskaya, L. F., Eide, E. A., Larsen, R. B., Sturt, B. A., Trønnes, R. G., Smith, D. C., Taylor, W. R., & Pokukhova, T. V. (1995). Microdiamond in high-grade metamorphic rocks of the Western Gneiss region, Norway. *Geology*, 23(7), 597-600.
- Dodson, M. H. (1973). Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40(3), 259-274. <https://doi.org/10.1007/BF00373790>
- Domeier, M. (2016). A plate tectonic scenario for the Iapetus and Rheic oceans. *Gondwana Research*, 36, 275-295. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.08.003>
- Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lardeaux, J.-M., & Albarède, F. (1997). The Lu–Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, 387(6633), Art. 6633. <https://doi.org/10.1038/42446>
- Duretz, T., Gerya, T. V., Kaus, B. J. P., & Andersen, T. B. (2012). Thermomechanical modeling of slab exhumation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117, B08411. <https://doi.org/10.1029/2012JB009137>
- Eide, E. A., & Lardeaux, J.-M. (2002). A relict blueschist in meta-ophiolite from the central Norwegian Caledonides—Discovery and consequences. *Lithos*, 60(1), 1-19. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(01\)00074-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00074-3)
- Enami, M., Zang, Q., & Yin, Y. (1993). High-pressure eclogites in northern Jiangsu – southern Shandong province, eastern China. *Journal of Metamorphic Geology*, 11(4), 589-603. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1993.tb00174.x>
- Engi, M. (2017). Petrochronology Based on REE-Minerals : Monazite, Allanite, Xenotime, Apatite. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 365-418. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.12>
- Engi, M., Lanari, P., & Kohn, M. J. (2017). Significant Ages—An Introduction to Petrochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 1-12. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.1>
- Engvik, A. K., & Andersen, T. B. (2000). Evolution of Caledonian deformation fabrics under eclogite and amphibolite facies at Vårdalsneset, Western Gneiss Region, Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(3), 241-257. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00252.x>
- Engvik, A. K., Willemoes-Wissing, B., & Lutro, O. (2018). High-temperature, decompressional equilibration of the eclogite facies orogenic root (Western Gneiss Region, Norway). *Journal of Metamorphic Geology*, 36(5),

- 529-545. <https://doi.org/10.1111/jmg.12418>
- Ernst, W. G. (2001). Subduction, ultrahigh-pressure metamorphism, and regurgitation of buoyant crustal slices—Implications for arcs and continental growth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127(1), 253-275. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00231-X](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00231-X)
- Ernst, W. G., & Liu, J. (1998). Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB—A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, 83(9-10), 952-969. <https://doi.org/10.2138/am-1998-9-1004>
- Eskola, P. (1921). On the eclogites of Norway. *Videnskapsselskapets Skrifter. I. Matematisk–naturvidenskabelig Klasse*, 8, 1-121.
- Evans, B. W. (1990). Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos*, 25(1-3), 3-23. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90003-J](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90003-J)
- Ewing, T. A., Hermann, J., & Rubatto, D. (2013). The robustness of the Zr-in-rutile and Ti-in-zircon thermometers during high-temperature metamorphism (Ivrea-Verbanò Zone, northern Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(4), 757-779. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0834-5>
- Faccenda, M., Minelli, G., & Gerya, T. V. (2009). Coupled and decoupled regimes of continental collision : Numerical modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 278(3), 337-349. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.021>
- Faryad, S. W., Ježek, J., & Kulháněk, J. (2022). Constraining the P–T path of (U)HP rocks with reaction overstepping during subduction; example from the Western Gneiss Region (Norway). *Journal of Metamorphic Geology*, n/a(n/a). <https://doi.org/10.1111/jmg.12680>
- Fauconnier, J., Labrousse, L., Andersen, T. B., Beyssac, O., Duprat-Oualid, S., & Yamato, P. (2014). Thermal structure of a major crustal shear zone, the basal thrust in the Scandinavian Caledonides. *Earth and Planetary Science Letters*, 385, 162-171. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.038>
- Faure, M., Cocherie, A., Gaché, J., Esnault, C., Guerrot, C., Rossi, P., Wei, L., & Qiuli, L. (2014). Middle Carboniferous intracontinental subduction in the Outer Zone of the Variscan Belt (Montagne Noire Axial Zone, French Massif Central) : Multimethod geochronological approach of polyphase metamorphism. *Geological Society, London, Special Publications*, 405(1), 289-311. <https://doi.org/10.1144/SP405.2>
- Feenstra, A., Petrakakis, K., & Rhede, D. (2007). Variscan relicts in Alpine high-P pelitic rocks from Samos (Greece) : Evidence from multi-stage garnet and its included minerals. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(9), 1011-1033. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00741.x>
- Ferriss, E. D. A., Essene, E. J., & Becker, U. (2008). Computational study of the effect of pressure on the Ti-in-zircon geothermometer. *European Journal of Mineralogy*, 20(5), 745-755. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2008/0020-1860>
- Ferry, J. M., & Spear, F. S. (1978). Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66(2), 113-117. <https://doi.org/10.1007/BF00372150>
- Ferry, J. M., & Watson, E. B. (2007). New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(4), 429-437. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
- Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D., & Vanderhaeghe, O. (2006). Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *Journal of the Geological Society*, 163(5), 815-826. <https://doi.org/10.1144/0016-76492005-034>
- Fossen, H. (1992). The role of extensional tectonics in the Caledonides of south Norway. *Journal of Structural Geology*, 14(8-9), 1033-1046. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90034-T](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90034-T)
- Fossen, H., & Dallmeyer, R. D. (1998). <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar muscovite dates from the nappe region of southwestern Norway : Dating extensional deformation in the Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics*, 285(1-2), 119-133. [https://doi.org/10.1016/S0040-4039\(98\)00034-1](https://doi.org/10.1016/S0040-4039(98)00034-1)

[doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00187-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00187-X)

- Fossen, H., & Dunlap, W. J. (1998). Timing and kinematics of Caledonian thrusting and extensional collapse, southern Norway : Evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology. *Journal of Structural Geology*, 20(6), 765-781. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00007-8](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00007-8)
- Fossen, H., Teyssier, C., & Whitney, D. L. (2013). Transtensional folding. *Journal of Structural Geology*, 56, 89-102. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.09.004>
- Froitzheim, N., Miladinova, I., Janák, M., Kullerud, K., Ravna, E. K., Majka, J., Fonseca, R. O. C., Münker, C., & Nagel, T. J. (2016). Devonian subduction and syncollisional exhumation of continental crust in Lofoten, Norway. *Geology*, 44(3), 223-226. <https://doi.org/10.1130/G37545.1>
- Ganzhorn, A. C., Labrousse, L., Prouteau, G., Leroy, C., Vrijmoed, J. C., Andersen, T. B., & Arbaret, L. (2014). Structural, petrological and chemical analysis of syn-kinematic migmatites : Insights from the Western Gneiss Region, Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, 32(6), 647-673. <https://doi.org/10.1111/jmg.12084>
- Gebauer, D., Lappin, M. A., Grünenfelder, M., & Wyttenbach, A. (1985). The age and origin of some Norwegian eclogites : A U-Pb zircon and REE study. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 52, 227-247.
- Gee, D. G. (1975). A tectonic model for the central part of the Scandinavian Caledonides. *American Journal of Science*, 275(A), 468-515.
- Gee, D. G., Janák, M., Majka, J., Robinson, P., & van Roermund, H. (2013). Subduction along and within the Baltoscandian margin during closing of the Iapetus Ocean and Baltica-Laurentia collision. *Lithosphere*, 5(2), 169-178. <https://doi.org/10.1130/L220.1>
- Gee, D. G., Juhlin, C., Pascal, C., & Robinson, P. (2010). Collisional Orogeny in the Scandinavian Caledonides (COSC). *GFF*, 132(1), 29-44. <https://doi.org/10.1080/11035891003759188>
- Geisler, T., Pidgeon, R. T., Kurtz, R., van Bronswijk, W., & Schleicher, H. (2003). Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon. *American Mineralogist*, 88(10), 1496-1513. <https://doi.org/10.2138/am-2003-1013>
- Geisler, T., Schaltegger, U., & Tomaschek, F. (2007). Re-equilibration of Zircon in Aqueous Fluids and Melts. *Elements*, 3, 43-50. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.43>
- Gerya, T. (2015a). Tectonic overpressure and underpressure in lithospheric tectonics and metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, 33(8), 785-800. <https://doi.org/10.1111/jmg.12144>
- Gerya, T. (2015b). Tectonic overpressure and underpressure in lithospheric tectonics and metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, 33(8), 785-800. <https://doi.org/10.1111/jmg.12144>
- Gjelsvik, T. (1951). Oversikt over bergartene på Sunnmøre og tilgrensende deler av Nordfjord. Med geologisk oversiktskart av T. Gjelsvik & Chr. C. Gleditsch. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 179, 46.
- Gordon, S. M., Whitney, D. L., Teyssier, C., & Fossen, H. (2013). U-Pb dates and trace-element geochemistry of zircon from migmatite, Western Gneiss Region, Norway : Significance for history of partial melting in continental subduction. *Lithos*, 170-171, 35-53. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.003>
- Green, E. C. R., White, R. W., Diener, J. F. A., Powell, R., Holland, T. J. B., & Palin, R. M. (2016). Activity-composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 34(9), 845-869. <https://doi.org/10.1111/jmg.12211>
- Griffin, W. L., Austrheim, H., Brastad, K., Bryhni, I., Krill, A. G., Krogh, E. J., Mørk, M. B. E., Qvale, H., & Tørudbakken, B. (1985). High-pressure metamorphism in the Scandinavian Caledonides. In Gee, D.G., Sturt, B.A. (Eds.), *The Caledonide Orogen—Scandinavia and Related Areas* (p. 783-801). Wiley.
- Griffin, W. L., & Brueckner, H. K. (1980). Caledonian Sm-Nd ages and a crustal origin for Norwegian eclogites. *Nature*, 285, 319-321. <https://doi.org/10.1038/285319a0>



## Références

- Griffin, W. L., & Brueckner, H. K. (1985). REE, Rb–Sr and Sm–Nd studies of Norwegian eclogites. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 52, 249-271. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(85\)90021-1](https://doi.org/10.1016/0168-9622(85)90021-1)
- Guiraud, M. (1986). Application des méthodes d'inversion stochastique au calcul des formules structurales des minéraux. *Bulletin de Minéralogie*, 109(3), 289-299. <https://doi.org/10.3406/bulmi.1986.7935>
- Guiraud, M., & Powell, R. (2006). P–V–T relationships and mineral equilibria in inclusions in minerals. *Earth and Planetary Science Letters*, 244(3), 683-694. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.02.021>
- Hacker, B. (2007). Ascent of the ultrahigh-pressure Western Gneiss Region, Norway. In M. Cloos, W. D. Carlson, M. C. Gilbert, J. G. Liou, & S. S. Sorensen, *Convergent Margin Terranes and Associated Regions : A Tribute to W.G. Ernst* (p. 171-184). Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2006.2419\(09\)](https://doi.org/10.1130/2006.2419(09))
- Hacker, B. R. (2006). Pressures and Temperatures of Ultrahigh-Pressure Metamorphism : Implications for UHP Tectonics and H<sub>2</sub>O in Subducting Slabs. *International Geology Review*, 48(12), 1053-1066. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.48.12.1053>
- Hacker, B. R., Andersen, T. B., Johnston, S., Kylander-Clark, A. R. C., Peterman, E. M., Walsh, E. O., & Young, D. (2010). High-temperature deformation during continental-margin subduction & exhumation : The ultrahigh-pressure Western Gneiss Region of Norway. *Tectonophysics*, 480(1-4), 149-171. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.08.012>
- Hacker, B. R., Andersen, T. B., Root, D. B., Mehl, L., Mattinson, J. M., & Wooden, J. L. (2003). Exhumation of high-pressure rocks beneath the Solund Basin, Western Gneiss Region of Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(6), 613-629. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2003.00468.x>
- Hacker, B. R., & Gans, P. B. (2005). Continental collisions and the creation of ultrahigh-pressure terranes : Petrology and thermochronology of nappes in the central Scandinavian Caledonides. *Geological Society of America Bulletin*, 117(1), 117. <https://doi.org/10.1130/B25549.1>
- Hacker, B. R., Kylander-Clark, A. R. C., Holder, R., Andersen, T. B., Peterman, E. M., Walsh, E. O., & Munnikhuis, J. K. (2015). Monazite response to ultrahigh-pressure subduction from U–Pb dating by laser ablation split stream. *Chemical Geology*, 409, 28-41. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.05.008>
- Harrison, T. M., Célérier, J., Aikman, A. B., Hermann, J., & Heizler, M. T. (2009). Diffusion of <sup>40</sup>Ar in muscovite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(4), 1039-1051. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.09.038>
- Hartz, E. H., & Torsvik, T. H. (2002). Baltica upside down : A new plate tectonic model for Rodinia and the Iapetus Ocean. *Geology*, 30(3), 255-258. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0255:BUDANP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0255:BUDANP>2.0.CO;2)
- Hay, D. C., & Dempster, T. J. (2009a). Zircon alteration, formation and preservation in sandstones. *Sedimentology*, 56(7), 2175-2191. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01075.x>
- Hay, D. C., & Dempster, T. J. (2009b). Zircon Behaviour during Low-temperature Metamorphism. *Journal of Petrology*, 50(4), 571-589. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp011>
- Hayden, L. A., Watson, E. B., & Wark, D. A. (2008). A thermobarometer for sphene (titanite). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155(4), 529-540. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0256-y>
- Heaman, L. M. (2009). The application of U–Pb geochronology to mafic, ultramafic and alkaline rocks : An evaluation of three mineral standards. *Chemical Geology*, 261(1), 43-52. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.021>
- Hermann, J., & Rubatto, D. (2003). Relating zircon and monazite domains to garnet growth zones : Age and duration of granulite facies metamorphism in the Val Malenco lower crust: RELATING ZIRCON and MONAZITE TO GARNET GROWTH. *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 833-852. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2003.00484.x>
- Hiess, J., Condon, D. J., McLean, N., & Noble, S. R. (2012). <sup>238</sup>U/ <sup>235</sup>U Systematics in Terrestrial Uranium-Bearing Minerals. *Science*, 335(6076), 1610-1614. <https://doi.org/10.1126/science.1215507>



- Hofmann, A. E., Baker, M. B., & Eiler, J. M. (2014). Sub-micron-scale trace-element distributions in natural zircons of known provenance : Implications for Ti-in-zircon thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 168(3), 1057. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1057-8>
- Holdaway, M. J. (2000). Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 85(7-8), 881-892. <https://doi.org/10.2138/am-2000-0701>
- Holland, T., & Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4), 433-447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>
- Holland, T. J. B., & Powell, R. (2011). An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of Metamorphic Geology*, 29(3), 333-383. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x>
- Holland, T., & Powell, R. (2003). Activity–composition relations for phases in petrological calculations : An asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145(4), 492-501. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0464-z>
- Hollocher, K., Robinson, P., Terry, M. P., & Walsh, E. (2007). Application of major- and trace-element geochemistry to refine U-Pb zircon, and Sm/Nd or Lu/Hf sampling targets for geochronology of HP and UHP eclogites, Western Gneiss Region, Norway. *American Mineralogist*, 92(11-12), 1919-1924. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2405>
- Holmberg, J., Bukala, M., Jeanneret, P., Klonowska, I., & Majka, J. (2019). Decompressional equilibration of the Midsund granulite from Otrøy, Western Gneiss Region, Norway. *Geologica Carpathica*, 70(6), 471-482. <https://doi.org/10.2478/geoca-2019-0027>
- Hoskin, P. W. O., & Black, L. P. (2000). Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of pro-tolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 423-439. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00266.x>
- Hoskin, P. W. O., Kinny, P. D., Wyborn, D., & Chappell, B. W. (2000). Identifying Accessory Mineral Saturation during Differentiation in Granitoid Magmas : An Integrated Approach. *Journal of Petrology*, 41(9), 1365-1396. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.9.1365>
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., & Belousova, E. A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211(1), 47-69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>
- Jakob, J., Alsaif, M., Corfu, F., & Andersen, T. B. (2017). Age and origin of thin discontinuous gneiss sheets in the distal domain of the magma-poor hyperextended pre-Caledonian margin of Baltica, southern Norway. *Journal of the Geological Society*, 174, 557-571.
- Jamtveit, B. (1987). Metamorphic evolution of the Eiksunddal eclogite complex. Western Norway, and some tectonic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(1), 82-99. <https://doi.org/10.1007/BF00518032>
- Jamtveit, B., Moulas, E., Andersen, T. B., Austrheim, H., Corfu, F., Petley-Ragan, A., & Schmalholz, S. M. (2018). High Pressure Metamorphism Caused by Fluid Induced Weakening of Deep Continental Crust. *Scientific Reports*, 8(1), 17011. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-35200-1>
- Janák, M., Krogh Ravna, E. J., Kullerud, K., Yoshida, K., Milovský, R., & Hirajima, T. (2013). Discovery of diamond in the Tromsø Nappe, Scandinavian Caledonides (N. Norway). *Journal of Metamorphic Geology*, 31(6), 691-703. <https://doi.org/10.1111/jmg.12040>
- Janák, M., Ravna, E. J. K., & Kullerud, K. (2012). Constraining peak P–T conditions in UHP eclogites : Calculated phase equilibria in kyanite- and phengite-bearing eclogite of the Tromsø Nappe, Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, 30(4), 377-396. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2011.00971.x>

- Janák, M., van Roermund, H., Majka, J., & Gee, D. (2013). UHP metamorphism recorded by kyanite-bearing eclogite in the Seve Nappe Complex of northern Jämtland, Swedish Caledonides. *Gondwana Research*, 23(3), 865-879. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.06.012>
- Johnston, S. M., Hacker, B. R., & Andersen, T. B. (2007). Exhuming Norwegian ultrahigh-pressure rocks : Overprinting extensional structures and the role of the Nordfjord-Sogn Detachment Zone. *Tectonics*, 26(TC5001), 12. <https://doi.org/10.1029/2005TC001933>
- Johnston, S. M., Hacker, B. R., & Ducea, M. N. (2007). Exhumation of ultrahigh-pressure rocks beneath the Hornelen segment of the Nordfjord-Sogn Detachment Zone, western Norway. *Geological Society of America Bulletin*, 119(9-10), 1232-1248. <https://doi.org/10.1130/B26172.1>
- Katayama, I., Maruyama, S., Parkinson, C. D., Terada, K., & Sano, Y. (2001). Ion micro-probe U–Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan. *Earth and Planetary Science Letters*, 188(1), 185-198. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00319-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00319-3)
- Kelly, E. D., Carlson, W. D., & Connelly, J. N. (2011). Implications of garnet resorption for the Lu–Hf garnet geochronometer : An example from the contact aureole of the Makhavinekh Lake Pluton, Labrador. *Journal of Metamorphic Geology*, 29(8), 901-916. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2011.00946.x>
- Kelsey, D. E., & Powell, R. (2011). Progress in linking accessory mineral growth and breakdown to major mineral evolution in metamorphic rocks : A thermodynamic approach in the Na<sub>2</sub>O-CaO-K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub>-ZrO<sub>2</sub> system. *Journal of Metamorphic Geology*, 29, 151-166. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00910.x>
- Kildal, E. S. (1969). Geological map of Norway, bedrock Måløy, map-sheet 20 (Geological Survey of Norway) [Map].
- Klonowska, I., Janák, M., Majka, J., Froitzheim, N., & Kościńska, K. (2016). Eclogite and garnet pyroxenite from Stor Jougdan, Seve Nappe Complex, Sweden : Implications for UHP metamorphism of allochthons in the Scandinavian Caledonides. *Journal of Metamorphic Geology*, 34(2), 103-119. <https://doi.org/10.1111/jmg.12173>
- Klonowska, I., Janák, M., Majka, J., Petrik, I., Froitzheim, N., Gee, D. G., & Sasinková, V. (2017). Microdiamond on Åreskutan confirms regional UHP metamorphism in the Seve Nappe Complex of the Scandinavian Caledonides. *Journal of Metamorphic Geology*, 35(5), 541-564. <https://doi.org/10.1111/jmg.12244>
- Kohn, M. J. (2009). Models of garnet differential geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(1), 170-182. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.10.004>
- Kohn, M. J. (2014). “Thermoba-Raman-try” : Calibration of spectroscopic barometers and thermometers for mineral inclusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 388, 187-196. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.054>
- Kohn, M. J. (2016). Metamorphic chronology—a tool for all ages : Past achievements and future prospects. *American Mineralogist*, 101(1), 25-42. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5146>
- Kohn, M. J. (2020). A refined zirconium-in-rutile thermometer. *American Mineralogist*, 105(6), 963-971. <https://doi.org/10.2138/am-2020-7091>
- Kohn, M. J., Corrie, S. L., & Markley, C. (2015). The fall and rise of metamorphic zircon. *American Mineralogist*, 100, 897-908. <https://doi.org/10.2138/am-2015-5064>
- Kohn, M. J., Engi, M., & Lanari, P. (Éds.). (2017). Petrochronology : Methods and Applications [Special Issue]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 1-575.
- Kohn, M. J., & Kelly, N. M. (2017). Petrology and Geochronology of Metamorphic Zircon. In D. E. Moser, F. Corfu, J. R. Darling, S. M. Reddy, & K. Tait (Éds.), *Geophysical Monograph Series* (p. 35-61). John Wiley & Sons, Inc. <https://doi.org/10.1002/9781119227250.ch2>
- Konrad-Schmolke, M., O’Brien, P. J., de Capitani, C., & Carswell, D. A. (2008). Garnet growth at high- and ul-

- tra-high pressure conditions and the effect of element fractionation on mineral modes and composition. *Lithos*, 103(3), 309-332. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.10.007>
- Konrad-Schmolke, M., Zack, T., O'Brien, P. J., & Jacob, D. E. (2008). Combined thermodynamic and rare earth element modelling of garnet growth during subduction : Examples from ultrahigh-pressure eclogite of the Western Gneiss Region, Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1), 488-498. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.05.018>
- Kooijman, E., Smit, M. A., Mezger, K., & Berndt, J. (2012). Trace element systematics in granulite facies rutile : Implications for Zr geothermometry and provenance studies. *Journal of Metamorphic Geology*, 30(4), 397-412. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2012.00972.x>
- Korja, A., Lahtinen, R., & Nironen, M. (2006). The Svecofennian orogen : A collage of microcontinents and island arcs. *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1), 561-578. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.34>
- Krabbendam, M., & Dewey, J. F. (1998). Exhumation of UHP rocks by transtension in the Western Gneiss Region, Scandinavian Caledonides. *Geological Society, London, Special Publications*, 135(1), 159-181. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.135.01.11>
- Krabbendam, M., & Wain, A. (1997). Late-Caledonian structures, differential retrogression and structural position of (ultra)high-pressure rocks in the Nordfjord—Stadlandet area, Western Gneiss Region. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, 432, 127-139.
- Krabbendam, M., Wain, A., & Andersen, T. B. (2000). Pre-Caledonian granulite and gabbro enclaves in the Western Gneiss Region, Norway : Indications of incomplete transition at high pressure. *Geological Magazine*, 137(3), 235-255. <https://doi.org/10.1017/S0016756800004015>
- Krogh, E. J. (1977). Evidence of Precambrian continent–continent collision in Western Norway. *Nature*, 267(5606), 17-19. <https://doi.org/10.1038/267017a0>
- Krogh, E. J. (1982). Metamorphic evolution of Norwegian country-rock eclogites, as deduced from mineral inclusions and compositional zoning in garnets. *Lithos*, 15(4), 305-321. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(82\)90021-4](https://doi.org/10.1016/0024-4937(82)90021-4)
- Krogh Ravna, E. J. (2000). The garnet–clinopyroxene Fe<sup>2+</sup>–Mg geothermometer : An updated calibration. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(2), 211-219. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00247.x>
- Krogh Ravna, E. J., & Terry, M. P. (2004). Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists—An evaluation of equilibria among garnet-clinopyroxene-kyanite-phengite-coesite/quartz. *Journal of Metamorphic Geology*, 22(6), 579-592. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00534.x>
- Krogh, T. E., Kamo, S. L., Robinson, P., Terry, M. P., & Kwok, K. (2011). U–Pb zircon geochronology of eclogites from the Scandian Orogen, northern Western Gneiss Region, Norway : 14–20 million years between eclogite crystallization and return to amphibolite-facies conditions. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 48(2), 441-472. <https://doi.org/10.1139/E10-076>
- Krogh, T. E., Kwok, Y., Robinson, P., Terry, M., Schuth, S., Rohrbach, A., Münker, C., & Ballhaus, C. (2004). U–Pb age constraints on the subduction–extension interval in the Averoya–Nordoyane area, Western Gneiss Region, Norway. 1.
- Kylander-Clark, A. R. C., & Hacker, B. R. (2014). Age and significance of felsic dikes from the UHP western gneiss region. *Tectonics*, 33(12), 2342-2360. <https://doi.org/10.1002/2014TC003582>
- Kylander-Clark, A. R. C., Hacker, B. R., Johnson, C. M., Beard, B. L., & Mahlen, N. J. (2009). Slow subduction of a thick ultrahigh-pressure terrane. *Tectonics*, 28(TC2003). <https://doi.org/10.1029/2007TC002251>
- Kylander-Clark, A. R. C., Hacker, B. R., Johnson, C. M., Beard, B. L., Mahlen, N. J., & Lapen, T. J. (2007). Coupled Lu–Hf and Sm–Nd geochronology constrains prograde and exhumation histories of high- and ultrahigh-pressure eclogites from western Norway. *Chemical Geology*, 242(1-2), 137-154. <https://doi.org/10.1016/j.chem->

geo.2007.03.006

- Kylander-Clark, A. R. C., Hacker, B. R., & Mattinson, J. M. (2008). Slow exhumation of UHP terranes : Titanite and rutile ages of the Western Gneiss Region, Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(3-4), 531-540. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.05.019>
- Labrousse, L. (2001). *L'exhumation des roches métamorphiques de très haute pression : Le cas des Calédonides de Norvège* [Thèse de doctorat]. Université de Paris 6.
- Labrousse, L., Hetényi, G., Raimbourg, H., Jolivet, L., & Andersen, T. B. (2010). Initiation of crustal-scale thrusts triggered by metamorphic reactions at depth : Insights from a comparison between the Himalayas and Scandinavian Caledonides. *Tectonics*, 29, TC5002. <https://doi.org/10.1029/2009TC002602>
- Labrousse, L., Jolivet, L., Andersen, T. B., Agard, P., Hébert, R., Maluski, H., & 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.
- Labrousse, L., Prouteau, G., & Ganzhorn, A.-C. (2011). Continental exhumation triggered by partial melting at ultra-high pressure. *Geology*, 39(12), 1171-1174. <https://doi.org/10.1130/G32316.1>
- Lappin, M. A., Pidgeon, R. T., & Van Breemen, O. (1979). Geochronology of basal gneisses and mangerite syneites of Stadlandet, west Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 59, 161-181.
- Le Bayon, B., Pitra, P., Balleve, M., & Bohn, M. (2006). Reconstructing P–T paths during continental collision using multi-stage garnet (Gran Paradiso nappe, Western Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, 24(6), 477-496. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00649.x>
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., ... Guo Youzhi. (1997). Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, 35(1), 219-246.
- Li, Z. H., Gerya, T. V., & Burg, J.-P. (2010). Influence of tectonic overpressure on P-T paths of HP-UHP rocks in continental collision zones : Thermomechanical modelling. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(3), 227-247. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2009.00864.x>
- Longerich, H. P., Günther, D., & Jackson, S. E. (1996). Elemental fractionation in laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry. *Fresenius' Journal of Analytical Chemistry*, 355(5), 538-542. <https://doi.org/10.1007/s0021663550538>
- López-Carmona, A., Pitra, P., & Abati, J. (2013). Blueschist-facies metapelites from the Malpica–Tui Unit (NW Iberian Massif) : Phase equilibria modelling and H<sub>2</sub>O and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> influence in high-pressure assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, 31(3), 263-280. <https://doi.org/10.1111/jmg.12018>
- Lotout, C., Pitra, P., Poujol, M., Anczkiewicz, R., & Van Den Driessche, J. (2018). Timing and duration of Variscan high-pressure metamorphism in the French Massif Central : A multimethod geochronological study from the Najac Massif. *Lithos*, 308-309, 381-394. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.03.022>
- Lotout, C., Poujol, M., Pitra, P., Anczkiewicz, R., & Van Den Driessche, J. (2020). From Burial to Exhumation : Emplacement and Metamorphism of Mafic Eclogitic Terranes Constrained Through Multimethod Petrochronology, Case Study from the Lévézou Massif (French Massif Central, Variscan Belt). *Journal of Petrology*, 61(4), ega046. <https://doi.org/10.1093/petrology/egaa046>
- Lugmair, G. W., & Marti, K. (1978). Lunar initial <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd : Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 39(3), 349-357. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90021-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90021-3)
- Luisier, C., Baumgartner, L., Schmalholz, S. M., Siron, G., & Vennemann, T. (2019). Metamorphic pressure variation in a coherent Alpine nappe challenges lithostatic pressure paradigm. *Nature Communications*, 10(1), 4734.

<https://doi.org/10.1038/s41467-019-12727-z>

- Lutro, O., & Tveten, E. (1996). Geologisk kart over Norge, breggrunnskart ÅRDAL M (Norges geologiske undersøkelse) [Map].
- Luvizotto, G. L., Zack, T., Meyer, H. P., Ludwig, T., Triebold, S., Kronz, A., Münker, C., Stockli, D. F., Prowatke, S., Klemme, S., Jacob, D. E., & von Eynatten, H. (2009). Rutile crystals as potential trace element and isotope mineral standards for microanalysis. *Chemical Geology*, 261(3), 346-369. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.04.012>
- Lux, D. R. (1985). K/Ar ages from the Basal Gneiss Region, Stadlandet area, Western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 65(4), 277-286.
- Majka, J., Rosén, Å., Janák, M., Froitzheim, N., Klonowska, I., Manecki, M., Sasinková, V., & Yoshida, K. (2014). Microdiamond discovered in the Seve Nappe (Scandinavian Caledonides) and its exhumation by the “vacuum-cleaner” mechanism. *Geology*, 42(12), 1107-1110. <https://doi.org/10.1130/G36108.1>
- Mancktelow, N. S. (2008). Tectonic pressure : Theoretical concepts and modelled examples. *Lithos*, 103(1-2), 149-177. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.09.013>
- Manzotti, P., & Ballèvre, M. (2013). Multistage garnet in high-pressure metasediments : Alpine overgrowths on Variscan detrital grains. *Geology*, 41(11), 1151-1154. <https://doi.org/10.1130/G34741.1>
- Manzotti, P., Ballèvre, M., Pitra, P., & Schiavi, F. (2021). Missing lawsonite and aragonite found : P–T and fluid composition in meta-marls from the Combin Zone (Western Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 176(8), 60. <https://doi.org/10.1007/s00410-021-01818-0>
- Manzotti, P., Bosse, V., Pitra, P., Robyr, M., Schiavi, F., & Ballèvre, M. (2018). Exhumation rates in the Gran Paradiso Massif (Western Alps) constrained by in situ U–Th–Pb dating of accessory phases (monazite, allanite and xenotime). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(3), 24. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1452-7>
- March, S., Hand, M., Tamblyn, R., Carvalho, B. B., & Clark, C. (2022). A diachronous record of metamorphism in metapelites of the Western Gneiss Region, Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, n/a(n/a). <https://doi.org/10.1111/jmg.12660>
- Martin, C., Duchêne, S., Luais, B., Goncalves, P., Deloule, E., & Fournier, C. (2010). Behavior of trace elements in relation to Lu–Hf and Sm–Nd geochronometers during metamorphic dehydration–hydration in the HP domain of Vårdalsneset, Western Gneiss Region, Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(4), 437-458. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0434-1>
- Martin, L. A. J., Rubatto, D., Crépeyron, C., Hermann, J., Putlitz, B., & Vitale-Brovarone, A. (2014). Garnet oxygen analysis by SHRIMP-SI : Matrix corrections and application to high-pressure metasomatic rocks from Alpine Corsica. *Chemical Geology*, 374-375, 25-36. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.02.010>
- Masago, H. (2000). Metamorphic petrology of the Barchi-Kol metabasites, western Kokchetav ultrahigh-pressure-high-pressure massif, northern Kazakhstan. *The Island Arc*, 9(3), 358-378. <https://doi.org/10.1046/j.1440-1738.2000.00283.x>
- Mazzucchelli, M. L., Angel, R. J., & Alvaro, M. (2021). EntraPT : An online platform for elastic geothermobarometry. *American Mineralogist*, 106(5), 830-837. <https://doi.org/10.2138/am-2021-7693CCBYNCND>
- Mazzucchelli, M. L., Burnley, P., Angel, R. J., Morganti, S., Domeneghetti, M. C., Nestola, F., & Alvaro, M. (2018). Elastic geothermobarometry : Corrections for the geometry of the host-inclusion system. *Geology*, 46(3), 231-234. <https://doi.org/10.1130/G39807.1>
- McDonough, W. F., & Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- Mearns, E. W. (1986). Sm-Nd ages for norwegian garnet peridotite. *Lithos*, 19(3-4), 269-278. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(86\)90027-7](https://doi.org/10.1016/0024-4937(86)90027-7)
- Medaris, L. G., Brueckner, H. K., Cai, Y., Griffin, W. L., & Janák, M. (2018). Eclogites in peridotite massifs in the



- Western Gneiss Region, Scandinavian Caledonides : Petrogenesis and comparison with those in the Variscan Moldanubian Zone. *Lithos*, 322, 325-346. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.10.013>
- Menard, T., & Spear, F. S. (1993). Metamorphism of Calcic Pelitic Schists, Strafford Dome, Vermont : Compositional Zoning and Reaction History. *Journal of Petrology*, 34(5), 977-1005. <https://doi.org/10.1093/petrology/34.5.977>
- Menges, F. (2016). Spectragryph-optical spectroscopy software (1.2.15).
- Milani, S., Angel, R. J., Scandolo, L., Mazzucchelli, M. L., Ballaran, T. B., Klemme, S., Domeneghetti, M. C., Miletich, R., Scheidl, K. S., Derzsi, M., Tokár, K., Prencipe, M., Alvaro, M., & Nestola, F. (2017). Thermo-elastic behavior of grossular garnet at high pressures and temperatures. *American Mineralogist*, 102(4), 851-859. <https://doi.org/10.2138/am-2017-5855>
- Milani, S., Nestola, F., Alvaro, M., Pasqual, D., Mazzucchelli, M. L., Domeneghetti, M. C., & Geiger, C. A. (2015). Diamond–garnet geobarometry : The role of garnet compressibility and expansivity. *Lithos*, 227, 140-147. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.03.017>
- Millonig, L. J., Albert, R., Gerdes, A., Avigad, D., & Dietsch, C. (2020). Exploring laser ablation U–Pb dating of regional metamorphic garnet – The Straits Schist, Connecticut, USA. *Earth and Planetary Science Letters*, 552, 116589. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116589>
- Miyashiro, A. (1972). Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *American Journal of Science*, 272(7), 629-656. <https://doi.org/10.2475/ajs.272.7.629>
- Möller, C. (1988). Geology and metamorphic evolution of the Roan area, Vestranden, Western Gneiss Region, Central Norwegian Caledonides. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, 413, 1-31.
- Möller, C. (1998). Decompressed eclogites in the Sveconorwegian (–Grenvillian) orogen of SW Sweden : Petrology and tectonic implications. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(5), 641-656. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00160.x>
- Moore, J., Beinlich, A., Porter, J. K., Talavera, C., Berndt, J., Piazzolo, S., Austrheim, H., & Putnis, A. (2020). Microstructurally controlled trace element (Zr, U–Pb) concentrations in metamorphic rutile : An example from the amphibolites of the Bergen Arcs. *Journal of Metamorphic Geology*, 38(1), 103-127. <https://doi.org/10.1111/jmg.12514>
- Moore, S. J., Carlson, W. D., & Hesse, M. A. (2013). Origins of yttrium and rare earth element distributions in metamorphic garnet. *Journal of Metamorphic Geology*, 31(6), 663-689. <https://doi.org/10.1111/jmg.12039>
- Mørk, M. B. E. (1985). A gabbro to eclogite transition on Flemsøy, Sunnmøre, Western Norway. *Chemical Geology*, 50, 283-310.
- Mørk, M. B. E., Kullerud, K., & Stabel, A. (1988). Sm-Nd dating of Sveve eclogites, Norrbotten, Sweden—Evidence for early Caledonian (505 Ma) subduction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(3), 344-351. <https://doi.org/10.1007/BF00375366>
- Mørk, M. B. E., & Mearns, E. W. (1986). Sm-Nd isotopic systematics of a gabbro-eclogite transition. *Lithos*, 19(3-4), 255-267. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(86\)90026-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(86)90026-5)
- Moulas, E., Burg, J.-P., & Podladchikov, Y. (2014). Stress field associated with elliptical inclusions in a deforming matrix : Mathematical model and implications for tectonic overpressure in the lithosphere. *Tectonophysics*, 631, 37-49. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.004>
- Neumann, E.-R., Olsen, K. H., Baldrige, W. S., & Sundvoll, B. (1992). The Oslo Rift : A review. *Tectonophysics*, 208(1), 1-18. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90333-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90333-2)
- Newton, R. C., & Haselton, H. T. (1981). Thermodynamics of the Garnet—Plagioclase—Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>—Quartz Geobarometer. In R. C. Newton, A. Navrotsky, & B. J. Wood (Éds.), *Thermodynamics of Minerals and Melts* (p. 131-147). Springer. [https://doi.org/10.1007/978-1-4612-5871-1\\_7](https://doi.org/10.1007/978-1-4612-5871-1_7)



- Nosenzo, F., Manzotti, P., Poujol, M., Ballèvre, M., & Langlade, J. (2022). A window into an older orogenic cycle : P–T conditions and timing of the pre-Alpine history of the Dora-Maira Massif (Western Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, 40(4), 789-821. <https://doi.org/10.1111/jmg.12646>
- Otamendi, J. E., Rosa, J. D. de la, Douce, A. E. P., & Castro, A. (2002). Rayleigh fractionation of heavy rare earths and yttrium during metamorphic garnet growth. *Geology*, 30(2), 159-162. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0159:RFOHRE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0159:RFOHRE>2.0.CO;2)
- Palin, R. M., Weller, O. M., Waters, D. J., & Dyck, B. (2016). Quantifying geological uncertainty in metamorphic phase equilibria modelling; a Monte Carlo assessment and implications for tectonic interpretations. *Geoscience Frontiers*, 7(4), 591-607. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.08.005>
- Pan, R., Macris, C. A., & Menold, C. A. (2020). Thermodynamic modeling of high-grade metabasites : A case study using the Tso Morari UHP eclogite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 175(78), 28. <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01717-w>
- Paquette, J.-L., Piro, J.-L., Devidal, J.-L., Bosse, V., Didier, A., Sannac, S., & Abdelnour, Y. (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.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., & Hergt, J. (2011). Iolite : Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26(12), 2508. <https://doi.org/10.1039/c1ja10172b>
- Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Hergt, J. M., Greig, A., & Maas, R. (2010). Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3). <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>
- Pedersen, R. B., Dunning, G. R., & Robins, B. (1989). U–Pb ages of nepheline syenite pegmatites from the Seiland Magmatic Province, N. Norway. In R. A. Gayer (Éd.), *The Caledonides geology of Scandinavia* (Graham & Trotman, p. 3-8).
- Penniston-Dorland, S. C., Kohn, M. J., & Manning, C. E. (2015). The global range of subduction zone thermal structures from exhumed blueschists and eclogites : Rocks are hotter than models. *Earth and Planetary Science Letters*, 428, 243-254. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.031>
- Perchuk, L. L., & Lavrent'eva, I. V. (1983). Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In S. K. Saxena (Éd.), *Kinetics and equilibrium in mineral reactions* (Springer Verlag, Vol. 3, p. 199-239).
- Peterman, E. M., Hacker, B. R., & Baxter, E. F. (2009). Phase transformations of continental crust during subduction and exhumation : Western Gneiss Region, Norway. *European Journal of Mineralogy*, 21(6), 1097-1118. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1988>
- Petrini & Podladchikov. (2000). Lithospheric pressure–depth relationship in compressive regions of thickened crust. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(1), 67-77. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00240.x>
- Pitra, P., Boulvais, P., Antonoff, V., & Diot, H. (2008). Wagnerite in a cordierite-gedrite gneiss : Witness of long-term fluid-rock interaction in the continental crust (Ile d'Yeu, Armorican Massif, France). *American Mineralogist*, 93(2-3), 315-326. <https://doi.org/10.2138/am.2008.2597>
- Pitra, P., Kouamelan, A. N., Ballèvre, M., & Peucat, J.-J. (2010). Palaeoproterozoic high-pressure granulite overprint of the Archean continental crust : Evidence for homogeneous crustal thickening (Man Rise, Ivory Coast). *Journal of Metamorphic Geology*, 28(1), 41-58. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2009.00852.x>
- Pitra, P., Poujol, M., Driessche, J. V. D., Bretagne, E., Lotout, C., & Cogné, N. (2022). Late Variscan (315 Ma) subduction or deceptive zircon REE patterns and U–Pb dates from migmatite-hosted eclogites? (Montagne Noire, France). *Journal of Metamorphic Geology*, 40, 39-65. <https://doi.org/10.1111/jmg.12609>

## Références

- Pleuger, J., & Podladchikov, Y. Y. (2014). A purely structural restoration of the NFP20-East cross section and potential tectonic overpressure in the Adula nappe (central Alps). *Tectonics*, 33(5), 656-685. <https://doi.org/10.1002/2013TC003409>
- Pochon, A., Poujol, M., Gloaguen, E., Branquet, Y., Cagnard, F., Gumiaux, C., & Gapais, D. (2016). U-Pb LA-ICP-MS dating of apatite in mafic rocks : Evidence for a major magmatic event at the Devonian-Carboniferous boundary in the Armorican Massif (France). *American Mineralogist*, 101(11), 2430-2442. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5736>
- Pollington, A. D., & Baxter, E. F. (2011). High precision microsampling and preparation of zoned garnet porphyroblasts for Sm–Nd geochronology. *Chemical Geology*, 281(3), 270-282. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.12.014>
- Powell, R. (1978). *Equilibrium Thermodynamics in Petrology : An Introduction* (Harper&Row).
- Powell, R., & Holland, T. J. B. (1988). An internally consistent dataset with uncertainties and correlations : 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6(2), 173-204. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1988.tb00415.x>
- Powell, R., & Holland, T. J. B. (2008). On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26(2), 155-179. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00756.x>
- Pyle, J. M., & Spear, F. S. (1999). Yttrium zoning in garnet : Coupling of major and accessory phases during metamorphic reactions. *Geological Materials Research*, 1(6), 49.
- Pyle, J. M., & Spear, F. S. (2000). An empirical garnet (YAG) – xenotime thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138(1), 51-58. <https://doi.org/10.1007/PL00007662>
- Renedo, R. N., Nachlas, W. O., Whitney, D. L., Teyssier, C., Piazzolo, S., Gordon, S. M., & Fossen, H. (2015). Fabric development during exhumation from ultrahigh-pressure in an eclogite-bearing shear zone, Western Gneiss Region, Norway. *Journal of Structural Geology*, 71, 58-70. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.09.012>
- Reuber, G., Kaus, B. J. P., Schmalholz, S. M., & White, R. W. (2016). Nonlithostatic pressure during subduction and collision and the formation of (ultra)high-pressure rocks. *Geology*, 44(5), 343-346. <https://doi.org/10.1130/G37595.1>
- Robert, B., Domeier, M., & Jakob, J. (2020). Iapetan Oceans : An analog of Tethys? *Geology*, 48(9), 929-933. <https://doi.org/10.1130/G47513.1>
- Robert, B., Domeier, M., & Jakob, J. (2021). On the origins of the Iapetus Ocean. *Earth-Science Reviews*, 221, 103791. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103791>
- Roberts, D. (2003). The Scandinavian Caledonides : Event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics*, 365(1), 283-299. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00026-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00026-X)
- Roberts, D., & Gee, D. G. (1985). An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. In Gee, D.G., Sturt, B.A. (Eds.), *The Caledonide Orogen—Scandinavia and Related Areas* (p. 55-68). Wiley.
- Roberts, D., Melezhik, V. M., & Heldal, T. (2002). Carbonate formations and early NW-directed thrusting in the highest allochthons of the Norwegian Caledonides : Evidence of a Laurentian ancestry. *Journal of the Geological Society*, 159(2), 117-120. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-128>
- Roberts, N. M. W., & Slagstad, T. (2015). Continental growth and reworking on the edge of the Columbia and Rodinia supercontinents; 1.86–0.9 Ga accretionary orogeny in southwest Fennoscandia. *International Geology Review*, 57(11-12), 1582-1606. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.958579>
- Røhr, T. S., Bingen, B., Robinson, P., & Reddy, S. M. (2013). Geochronology of Paleoproterozoic Augen Gneisses in the Western Gneiss Region, Norway : Evidence for Sveconorwegian Zircon Neocrystallization and Caledonian Zircon Deformation. *The Journal of Geology*, 121(2), 105-128. <https://doi.org/10.1086/669229>
- Røhr, T. S., Corfu, F., Austrheim, H., & Andersen, T. B. (2004). Sveconorwegian U-Pb zircon and monazite ages of

- granulite-facies rocks, Hisarøya, Gulen, Western Gneiss Region, Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 84, 251-256.
- Root, D. B., Hacker, B. R., Gans, P. B., Ducea, M. N., Eide, E. A., & Mosenfelder, J. L. (2005). Discrete ultrahigh-pressure domains in the Western Gneiss Region, Norway : Implications for formation and exhumation. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(1), 45-61. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00561.x>
- Root, D. B., Hacker, B. R., Mattinson, J. M., & Wooden, J. L. (2004). Zircon geochronology and ca. 400 Ma exhumation of Norwegian ultrahigh-pressure rocks : An ion microprobe and chemical abrasion study. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(3-4), 325-341. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.10.019>
- Root, D., & Corfu, F. (2012). U–Pb geochronology of two discrete Ordovician high-pressure metamorphic events in the Seve Nappe Complex, Scandinavian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(5), 769-788. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0698-0>
- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry : Partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184(1), 123-138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2)
- Rubatto, D. (2017). Zircon : The Metamorphic Mineral. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83, 261-295.
- Rubatto, D., & Angiboust, S. (2015). Oxygen isotope record of oceanic and high-pressure metasomatism : A P–T–time–fluid path for the Monviso eclogites (Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170(5), 44. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1198-4>
- Rubatto, D., & Hermann, J. (2007a). Experimental zircon/melt and zircon/garnet trace element partitioning and implications for the geochronology of crustal rocks. *Chemical Geology*, 241, 38-61. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.01.027>
- Rubatto, D., & Hermann, J. (2007b). Zircon Behaviour in Deeply Subducted Rocks. *Elements*, 3(1), 31-35. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.31>
- Rubatto, D., Müntener, O., Barnhoorn, A., & Gregory, C. (2008). Dissolution-precipitation of zircon at low-temperature, high-pressure conditions (Lanzo Massif, Italy). *American Mineralogist*, 93(10), 1519-1529. <https://doi.org/10.2138/am.2008.2874>
- Schaltegger, U., & Davies, J. H. F. L. (2017). Petrochronology of Zircon and Baddeleyite in Igneous Rocks : Reconstructing Magmatic Processes at High Temporal Resolution. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 297-328. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.10>
- Schannor, M., Lana, C., Nicoli, G., Cutts, K., Buick, I., Gerdes, A., & Hecht, L. (2021). Reconstructing the metamorphic evolution of the Araçuaí orogen (SE Brazil) using in situ U–Pb garnet dating and P–T modelling. *Journal of Metamorphic Geology*, 39(9), 1145-1171. <https://doi.org/10.1111/jmg.12605>
- Schärer, U., & Labrousse, L. (2003). Dating the exhumation of UHP rocks and associated crustal melting in the Norwegian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(6), 758-770. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0428-8>
- Scherer, E., Münker, C., & Mezger, K. (2001). Calibration of the Lutetium-Hafnium Clock. *Science*, 293(5530), 683-687. <https://doi.org/10.1126/science.1061372>
- Schmädicke, E., Will, T. M., Ling, X., Li, X.-H., & Li, Q.-L. (2018). Rare peak and ubiquitous post-peak zircon in eclogite : Constraints for the timing of UHP and HP metamorphism in Erzgebirge, Germany. *Lithos*, 322, 250-267. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.10.017>
- Schmalholz, S. M., & Podladchikov, Y. Y. (2013). Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for the exhumation of high-pressure rocks. *Geophysical Research Letters*, 40(10), 1984-1988. <https://doi.org/10.1002/grl.50417>
- Schumacher, J. C., Brady, J. B., Cheney, J. T., & Tonnsen, R. R. (2008). Glaucophane-bearing Marbles on Syros, Greece. *Journal of Petrology*, 49(9), 1667-1686. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn042>

## Références

- Seman, S., Stockli, D. F., & McLean, N. M. (2017). U-Pb geochronology of grossular-andradite garnet. *Chemical Geology*, 460, 106-116. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.04.020>
- Simon, M., Pitra, P., Yamato, P., & Poujol, M. (2023). Isothermal compression of an eclogite from the Western Gneiss Region (Norway). *Journal of Metamorphic Geology*, 41(1), 181-203. <https://doi.org/10.1111/jmg.12692>
- Simpson, A., Gilbert, S., Tamblyn, R., Hand, M., Spandler, C., Gillespie, J., Nixon, A., & Glorie, S. (2021). In-situ Lu-Hf geochronology of garnet, apatite and xenotime by LA ICP MS/MS. *Chemical Geology*, 577, 120299. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120299>
- Skår, Ø. (1998). The Proterozoic and Early Paleozoic evolution of the southern parts of the Western Gneiss Complex, Norway [Doctoral dissertation]. Geological Institut, University of Bergen.
- Skår, Ø. (2000). Field relations and geochemical evolution of the Gothian rocks in the Kvamsøy area, southern Western Gneiss Complex, Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, 437, 5-23.
- Skår, Ø., Furnes, H., & Claesson, S. (1994). Proterozoic orogenic magmatism within the Western Gneiss Region, Sunnfjord, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 74, 114-126.
- Skår, Ø., & Pedersen, R. B. (2003). Relations between granitoid magmatism and migmatization : U-Pb geochronological evidence from the Western Gneiss Complex, Norway. *Journal of the Geological Society*, 160(6), 935-946. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-121>
- Skelton, A., Peillod, A., Glodny, J., Klonowska, I., Månbro, C., Lodin, K., & Ring, U. (2019). Preservation of high-P rocks coupled to rock composition and the absence of metamorphic fluids. *Journal of Metamorphic Geology*, 37(3), 359-381. <https://doi.org/10.1111/jmg.12466>
- Skora, S., Baumgartner, L. P., Mahlen, N. J., Johnson, C. M., Pilet, S., & Hellebrand, E. (2006). Diffusion-limited REE uptake by eclogite garnets and its consequences for Lu-Hf and Sm-Nd geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(6), 703-720. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0128-x>
- Skora, S., Lapen, T. J., Baumgartner, L. P., Johnson, C. M., Hellebrand, E., & Mahlen, N. J. (2009). The duration of prograde garnet crystallization in the UHP eclogites at Lago di Cignana, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 287(3-4), 402-411. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.08.024>
- Skrzypek, E., Bosse, V., Kawakami, T., Martelat, J.-E., & Štípská, P. (2017). Transient allanite replacement and prograde to retrograde monazite (re)crystallization in medium-grade metasedimentary rocks from the Orlica-Šniežnik Dome (Czech Republic/Poland) : Textural and geochronological arguments. *Chemical Geology*, 449, 41-57. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.11.033>
- Slagstad, T., Roberts, N. M. W., Marker, M., Røhr, T. S., & Schiellerup, H. (2013). A non-collisional, accretionary Sveconorwegian orogen. *Terra Nova*, 25(1), 30-37. <https://doi.org/10.1111/ter.12001>
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N., & Whitehouse, M. J. (2008). Plešovice zircon—A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1-2), 1-35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>
- Sláma, J., Košler, J., & Pedersen, R. B. (2007). Behaviour of zircon in high-grade metamorphic rocks : Evidence from Hf isotopes, trace elements and textural studies. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(3), 335-356. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0196-6>
- Smit, M. A., Scherer, E. E., & Mezger, K. (2013). Lu-Hf and Sm-Nd garnet geochronology : Chronometric closure and implications for dating petrological processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 381, 222-233. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.046>
- Smith, D. C. (1984). Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, 310(5979), 641-644. <https://doi.org/10.1038/310641a0>
- Smith, D. C., & Godard, G. (2013). A Raman spectroscopic study of diamond and disordered sp<sup>3</sup>-carbon in the

## Références

- coesite-bearing Straumen Eclogite Pod, Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, 31(1), 19-33. <https://doi.org/10.1111/jmg.12007>
- Smith, D. C., & Lappin, M. A. (1989). Coesite in the Straumen kyanite-eclogite pod, Norway. *Terra Nova*, 1(1), 47-56. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1989.tb00325.x>
- Smith, S. J., Stevens, R., Liu, S., Li, G., Navrotsky, A., Boerio-Goates, J., & Woodfield, B. F. (2009). Heat capacities and thermodynamic functions of TiO<sub>2</sub> anatase and rutile : Analysis of phase stability. *American Mineralogist*, 94(2-3), 236-243. <https://doi.org/10.2138/am.2009.3050>
- Spandler, C., Hermann, J., Arculus, R., & Mavrogenes, J. (2003). Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies; implications for deep subduction-zone processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146(2), 205-222. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0495-5>
- Spencer, K. J., Hacker, B. R., Kylander-Clark, A. R. C., Andersen, T. B., Cottle, J. M., Stearns, M. A., Poletti, J. E., & Seward, G. G. E. (2013). Campaign-style titanite U–Pb dating by laser-ablation ICP : Implications for crustal flow, phase transformations and titanite closure. *Chemical Geology*, 341, 84-101. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.11.012>
- Spengler, D., Brueckner, H. K., van Roermund, H. L. M., Drury, M. R., & Mason, P. R. D. (2009). Long-lived, cold burial of Baltica to 200 km depth. *Earth and Planetary Science Letters*, 281(1), 27-35. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.02.001>
- Stacey, J. S., & Kramers, J. D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2), 207-221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
- Steiger, R. H., & Jäger, E. (1977). Subcommission on geochronology : Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(3), 359-362. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7)
- Stepanov, A. S., Rubatto, D., Hermann, J., & Korsakov, A. V. (2016). Contrasting P-T paths within the Barchi-Kol UHP terrain (Kokchetav Complex) : Implications for subduction and exhumation of continental crust. *American Mineralogist*, 101(4), 788-807. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5454>
- Stephens, M. B., & Gee, D. G. (1989). Terranes and polyphase accretionary history in the Scandinavian Caledonides. *Geological Society of America Special Paper*, 230, 17-30.
- Štípská, P., & Powell, R. (2005). Constraining the P–T path of a MORB-type eclogite using pseudosections, garnet zoning and garnet-clinopyroxene thermometry : An example from the Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(8), 725-743. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00607.x>
- Štípská, P., Powell, R., Hacker, B. R., Holder, R., & Kylander-Clark, A. R. C. (2016). Uncoupled U/Pb and REE response in zircon during the transformation of eclogite to mafic and intermediate granulite (Blanský les, Bohemian Massif). *Journal of Metamorphic Geology*, 34, 551-572. <https://doi.org/10.1111/jmg.12193>
- Straume & Austrheim. (1999). Importance of fracturing during retro-metamorphism of eclogites. *Journal of Metamorphic Geology*, 17(6), 637-652. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.1999.00218.x>
- Sun, C., & Liang, Y. (2015). A REE-in-garnet–clinopyroxene thermobarometer for eclogites, granulites and garnet peridotites. *Chemical Geology*, 393-394, 79-92. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.11.014>
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Syracuse, E. M., van Keken, P. E., & Abers, G. A. (2010). The global range of subduction zone thermal models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 183(1-2), 73-90. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.02.004>
- Tajčmanová, L., Manzotti, P., & Alvaro, M. (2021). Under Pressure : High-Pressure Metamorphism in the Alps. *Elements*, 17(1), 17-22. <https://doi.org/10.2138/gselements.17.1.17>
- Tajčmanová, L., Vrijmoed, J. C., & Moulas, E. (2015). Grain-scale pressure variations in metamorphic rocks : Im-



## Références

- plications for the interpretation of petrographic observations. *Lithos*, 216-217, 338-351. <https://doi.org/DOI:10.1016/j.lithos.2015.01.006>
- Tamblyn, R., Hand, M., Simpson, A., Gilbert, S., Wade, B., & Glorie, S. (2021). In situ laser ablation Lu–Hf geochronology of garnet across the Western Gneiss Region : Campaign-style dating of metamorphism. *Journal of the Geological Society*, jgs2021-094. <https://doi.org/10.1144/jgs2021-094>
- Taylor, R. J. M., Harley, S. L., Hinton, R. W., Elphick, S., Clark, C., & Kelly, N. M. (2015). Experimental determination of REE partition coefficients between zircon, garnet and melt : A key to understanding high-T crustal processes. *Journal of Metamorphic Geology*, 33(3), 231-248. <https://doi.org/10.1111/jmg.12118>
- Tera, F., & Wasserburg, G. J. (1972). U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 14(3), 281-304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90128-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90128-8)
- Terry, M. P., & Robinson, P. (2003). Evolution of amphibolite-facies structural features and boundary conditions for deformation during exhumation of high- and ultrahigh-pressure rocks, Nordøyane, Western Gneiss Region, Norway : EXHUMATION OF HP AND UHP ROCKS, NORWAY. *Tectonics*, 22(4), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2001TC001349>
- Terry, M. P., Robinson, P., & Ravna, E. J. K. (2000). Kyanite eclogite thermobarometry and evidence for thrusting of UHP over HP metamorphic rocks, Nordøyane, Western Gneiss Region, Norway. *American Mineralogist*, 85(11-12), 1637-1650. <https://doi.org/10.2138/am-2000-11-1207>
- Thirlwall, M. F., & Anczkiewicz, R. (2004). Multidynamic isotope ratio analysis using MC–ICP–MS and the causes of secular drift in Hf, Nd and Pb isotope ratios. *International Journal of Mass Spectrometry*, 235(1), 59-81. <https://doi.org/10.1016/j.ijms.2004.04.002>
- Thomas, J. B., & Spear, F. S. (2018). Experimental study of quartz inclusions in garnet at pressures up to 3.0 GPa : Evaluating validity of the quartz-in-garnet inclusion elastic thermobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(42). <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1469-y>
- Thompson, A. B., & Connolly, J. A. D. (1990). Metamorphic fluids and anomalous porosities in the lower crust. *Tectonophysics*, 182(1), 47-55. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90341-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90341-5)
- Timms, N. E., Kinny, P. D., Reddy, S. M., Evans, K., Clark, C., & Healy, D. (2011). Relationship among titanium, rare earth elements, U–Pb ages and deformation microstructures in zircon : Implications for Ti-in-zircon thermometry. *Chemical Geology*, 280(1), 33-46. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.10.005>
- Tirone, M., Ganguly, J., Dohmen, R., Langenhorst, F., Hervig, R., & Becker, H.-W. (2005). Rare earth diffusion kinetics in garnet : Experimental studies and applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(9), 2385-2398. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.09.025>
- Tomkins, H. S., Powell, R., & Ellis, D. J. (2007). The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(6), 703-713. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00724.x>
- Torsvik, T. H., & Cocks, L. R. M. (2005). Norway in space and time : A Centennial cavalcade. *Norwegian Journal of Geology*, 85, 73-86.
- Torsvik, T. H., Smethurst, M. A., Meert, J. G., Van der Voo, R., McKerrow, W. S., Brasier, M. D., Sturt, B. A., & Walderhaug, H. J. (1996). Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic—A tale of Baltica and Laurentia. *Earth-Science Reviews*, 40(3), 229-258. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(96\)00008-6](https://doi.org/10.1016/0012-8252(96)00008-6)
- Troitzsch, U., & Ellis, D. J. (2002). Thermodynamic properties and stability of AlF-bearing titanite CaTiO–SiO<sub>4</sub>–CaAlFSiO<sub>4</sub>. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(5), 543-563. <https://doi.org/10.1007/s004100100309>
- Tual, L., Pitra, P., & Möller, C. (2017). P–T evolution of Precambrian eclogite in the Sveconorwegian orogen, SW Sweden. *Journal of Metamorphic Geology*, 35(5), 493-515. <https://doi.org/10.1111/jmg.12242>



## Références

- Tual, L., Smit, M. A., Cutts, J., Kooijman, E., Kielman-Schmitt, M., Majka, J., & Foulds, I. (2022). Rapid, paced metamorphism of blueschists (Syros, Greece) from laser-based zoned Lu-Hf garnet chronology and LA-ICPMS trace element mapping. *Chemical Geology*, 607, 121003. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.121003>
- Tual, L., Smit, M. A., Kooijman, E., Kielman-Schmitt, M., & Ratschbacher, L. (2022). Garnet, zircon, and monazite age and REE signatures in (ultra)high-temperature and high-pressure rocks : Examples from the Caledonides and the Pamir. *Journal of Metamorphic Geology*, n/a(n/a). <https://doi.org/10.1111/jmg.12667>
- Tucker, R. D., & Krogh, T. E. (1988). Geochronological investigation of the Ingdal Granite Gneiss and discordant pegmatites from the Western Gneiss Region, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 68, 201-210.
- Tucker, R. D., Krogh, T. E., & Råheim, A. (1990). Proterozoic evolution and age-province boundaries in the central part of the Western Gneiss Region, Norway : Results of U-Pb dating of accessory minerals from Trondheimsfjord to Geiranger. In C. F. Gower, T. Rivers, & B. Ryan (Éds.), *Mid-Proterozoic Geology of the Southern Margin of Proto-Laurentia-Baltica* (Geological Association of Canada, Special Paper 38, p. 149-173).
- Tucker, R. D., Råheim, A., Krogh, T. E., & Corfu, F. (1987). Uranium-lead zircon and titanite ages from the northern portion of the Western Gneiss Region, south-central Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, 81(2), 203-211. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90156-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90156-7)
- Van Westrenen, W., Frank, M. R., Hanchar, J. M., Fei, Y., Finch, R. J., & Zha, C.-S. (2004). In situ determination of the compressibility of synthetic pure zircon (ZrSiO<sub>4</sub>) and the onset of the zircon-reidite phase transition. *American Mineralogist*, 89(1), 197-203. <https://doi.org/10.2138/am-2004-0123>
- van Roermund, H. L. M., Carswell, D. A., Drury, M. R., & Heijboer, T. C. (2002). Microdiamonds in a megacrystic garnet websterite pod from Bardane on the island of Fjærtøft, western Norway : Evidence for diamond formation in mantle rocks during deep continental subduction. *Geology*, 30(11), 959-962. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0959:MIAMGW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0959:MIAMGW>2.0.CO;2)
- Vermeesch, P. (2018). IsoplotR : A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479-1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
- Vrijmoed, J. C., Podladchikov, Y. Y., Andersen, T. B., & Hartz, E. H. (2009). An alternative model for ultra-high pressure in the Svartberget Fe-Ti garnet-peridotite, Western Gneiss Region, Norway. *European Journal of Mineralogy*, 21(6), 1119-1133. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1985>
- Vrijmoed, J. C., Smith, D. C., & Van Roermund, H. L. M. (2008). Raman confirmation of microdiamond in the Svartberget Fe-Ti type garnet peridotite, Western Gneiss Region, Western Norway. *Terra Nova*, 20(4), 295-301. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00820.x>
- Vrijmoed, J. C., Van Roermund, H. L. M., & Davies, G. R. (2006). Evidence for diamond-grade ultra-high pressure metamorphism and fluid interaction in the Svartberget Fe-Ti garnet peridotite-websterite body, Western Gneiss Region, Norway. *Mineralogy and Petrology*, 88(1-2), 381-405. <https://doi.org/10.1007/s00710-006-0160-6>
- Wain, A. (1997). New evidence for coesite in eclogite and gneisses : Defining an ultrahigh-pressure province in the Western Gneiss region of Norway. *Geology*, 25(10), 927-930.
- Wain, A. L., Waters, D. J., & Austrheim, H. (2001). Metastability of granulites and processes of eclogitisation in the UHP region of western Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, 19(5), 609-625. <https://doi.org/10.1046/j.0263-4929.2001.00333.x>
- Wain, A., Waters, D., Jephcoat, A., & Olijnyk, H. (2000). The high-pressure to ultrahigh-pressure eclogite transition in the Western Gneiss Region, Norway. *European Journal of Mineralogy*, 12(3), 667-687. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2000/0012-0667>
- Walczak, K., Barnes, C. J., Majka, J., Gee, D. G., & Klonowska, I. (2022). Zircon age depth-profiling sheds light on the early Caledonian evolution of the Seve Nappe Complex in west-central Jämtland. *Geoscience Frontiers*, 13(2), 101112. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.11.009>

## Références

- Walczak, K., Cuthbert, S., Kooijman, E., Majka, J., & Smit, M. A. (2019). U–Pb zircon age dating of diamond-bearing gneiss from Fjortoft reveals repeated burial of the Baltoscandian margin during the Caledonian Orogeny. *Geological Magazine*, 156(11), 1949-1964. <https://doi.org/10.1017/S0016756819000268>
- Walsh, E. O., & Hacker, B. R. (2004). The fate of subducted continental margins : Two-stage exhumation of the high-pressure to ultrahigh-pressure Western Gneiss Region, Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, 22(7), 671-687. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00541.x>
- Walsh, E. O., Hacker, B. R., Gans, P. B., Grove, M., & Gehrels, G. (2007). Protolith ages and exhumation histories of (ultra)high-pressure rocks across the Western Gneiss Region, Norway. *Geological Society of America Bulletin*, 119(3-4), 289-301. <https://doi.org/10.1130/B25817.1>
- Walsh, E. O., Hacker, B. R., Gans, P. B., Wong, M. S., & Andersen, T. B. (2013). Crustal exhumation of the Western Gneiss Region UHP terrane, Norway : 40Ar/39Ar thermochronology and fault-slip analysis. *Tectonophysics*, 608, 1159-1179. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.06.030>
- Warren, C. J. (2013). Exhumation of (ultra-)high-pressure terranes : Concepts and mechanisms. *Solid Earth*, 4(1), 75-92. <https://doi.org/10.5194/se-4-75-2013>
- Warren, C. J., Kelley, S. P., Sherlock, S. C., & McDonald, C. S. (2012). Metamorphic rocks seek meaningful cooling rate : Interpreting 40Ar/39Ar ages in an exhumed ultra-high pressure terrane. *Lithos*, 155, 30-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.011>
- Watson, E. B., Wark, D. A., & Thomas, J. B. (2006). Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151, 413-433.
- Wetherill, G. W. (1956). Discordant Uranium-Lead Ages, I. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 37(3), 320-326. <https://doi.org/10.1029/TR037i003p00320>
- White, Powell, Holland, & Worley. (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 conditions : Mineral equilibria calculations in the system K<sub>2</sub>O–FeO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O–TiO<sub>2</sub>–Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(5), 497-511. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00269.x>
- White, R. W., Powell, R., & Holland, T. J. B. (2007). Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(5), 511-527. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00711.x>
- White, R. W., Powell, R., Holland, T. J. B., Johnson, T. E., & Green, E. C. R. (2014). New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. *Journal of Metamorphic Geology*, 32(3), 261-286. <https://doi.org/10.1111/jmg.12071>
- White, R. W., Powell, R., & Johnson, T. E. (2014). The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited : New a–x relations for manganese-bearing minerals. *Journal of Metamorphic Geology*, 32(8), 809-828. <https://doi.org/10.1111/jmg.12095>
- Whitehouse, M. J., & Platt, J. P. (2003). Dating high-grade metamorphism—Constraints from rare-earth elements in zircon and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145(1), 61-74. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0432-z>
- Whitney, D. L., Roger, F., Teyssier, C., Rey, P. F., & Respaut, J.-P. (2015). Syn-collapse eclogite metamorphism and exhumation of deep crust in a migmatite dome : The P–T–t record of the youngest Variscan eclogite (Montagne Noire, French Massif Central). *Earth and Planetary Science Letters*, 430, 224-234. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.026>
- Wiest, J. D., Jacobs, J., Fossen, H., Ganerød, M., & Osmundsen, P. T. (2021). Segmentation of the Caledonian orogenic infrastructure and exhumation of the Western Gneiss Region during transtensional collapse. *Journal of the Geological Society*, 178(3). <https://doi.org/10.1144/jgs2020-199>

- Wilkinson, D. J. (2014). The Geochemistry of Eclogites from Western Norway : Implications from High-Precision Whole-Rock and Rutile Analyses [Doctoral dissertation]. University of Edinburgh.
- Wilks, W. J., & Cuthbert, S. J. (1994). The evolution of the Hornelen Basin detachment system, western Norway : Implications for the style of late orogenic extension in the southern Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics*, 238(1), 1-30. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90047-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90047-7)
- Williams, I. S. (2001). Response of detrital zircon and monazite, and their U–Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 557-580. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00883.x>
- Yamato, P., & Brun, J. P. (2017). Metamorphic record of catastrophic pressure drops in subduction zones. *Nature Geoscience*, 10(1), 46-50. <https://doi.org/10.1038/ngeo2852>
- Yang, T. N., Xu, Z. Q., & Leech, M. (2004). Mass balance during retrogression of eclogite-facies minerals in the Rongcheng eclogite, eastern Sulu ultrahigh-pressure terrane, China. *American Mineralogist*, 89(10), 1525-1532. <https://doi.org/10.2138/am-2004-1022>
- Young, D. J. (2018). Structure of the (ultra)high-pressure Western Gneiss Region, Norway : Imbrication during Caledonian continental margin subduction. *GSA Bulletin*, 130(5-6), 926-940. <https://doi.org/10.1130/B31764.1>
- Young, D. J., Hacker, B. R., Andersen, T. B., & Corfu, F. (2007). Prograde amphibolite facies to ultrahigh-pressure transition along Nordfjord, western Norway : Implications for exhumation tectonics. *Tectonics*, 26, TC1007. <https://doi.org/10.1029/2004TC001781>
- Young, D. J., Hacker, B. R., Andersen, T. B., & Gans, P. B. (2011). Structure and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology of an ultrahigh-pressure transition in western Norway. *Journal of the Geological Society*, 168, 887-898. <https://doi.org/10.1144/0016-76492010-075>
- Young, D. J., & Kylander-Clark, A. R. C. (2015). Does continental crust transform during eclogite facies metamorphism? *Journal of Metamorphic Geology*, 33(4), 331-357. <https://doi.org/10.1111/jmg.12123>
- Zack, T., & Kooijman, E. (2017). Petrology and Geochronology of Rutile. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 443-467. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.14>
- Zack, T., Moraes, R., & Kronz, A. (2004). Temperature dependence of Zr in rutile : Empirical calibration of a rutile thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(4), 471-488. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0617-8>
- Zack, T., Stockli, D. F., Luvizotto, G. L., Barth, M. G., Belousova, E., Wolfe, M. R., & Hinton, R. W. (2011). In situ U–Pb rutile dating by LA-ICP-MS :  $^{208}\text{Pb}$  correction and prospects for geological applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(3), 515-530. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0609-4>
- Zhong, X., Andersen, N. H., Dabrowski, M., & Jamtveit, B. (2019). Zircon and quartz inclusions in garnet used for complementary Raman thermobarometry : Application to the Holsnøy eclogite, Bergen Arcs, Western Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174(50). <https://doi.org/10.1007/s00410-019-1584-4>
- Zulbati, F. (2011). Multistage metamorphism and deformation in high-pressure metabasites of the northern Adula Nappe Complex (Central Alps, Switzerland). *Geological Journal*, 46(1), 82-103. <https://doi.org/10.1002/gj.1263>
- Zwart, H. J. (1974). Structure and metamorphism in the Seve-Köli nappe complex (Scandinavian Caledonides) and its implications concerning the formation of metamorphic nappes. *Annales de la Société géologique de Belgique, Géologie des domaines cristallins-Centenaire de la Société géologique de Belgique*, 129-144.



## Annexe 1

Données supplémentaires à la publication 1  
(Chapitre IV) :

‘Isothermal compression of an eclogite from the  
Western Gneiss Region (Norway)’

## Supporting information to the publication #1

- Figure S1.1. Eclogite sample NO7A – scan (unpolarized light) and image of the hand specimen.
- Figure S1.2. X-ray compositional maps for Ca, Mg and Mn, BSE images and chemical profiles for several garnet grains.
- Figure S1.3. REE profiles and spectra in garnet grains analysed by LA-ICP-MS.
- Figure S1.4. Variation of the proportion of jadeite and Al (pfu) across an omphacite crystal.
- Figure S1.5. Compositional diagram of white mica (Si pfu vs. xNa).
- Figure S1.6.  $P$ – $T$  pseudosections for eclogite sample NO7A taking into account fractional crystallization of garnet (Grt I).
- Figure S1.7.  $P$ – $T$  pseudosections for eclogite sample NO7A taking into account fractional crystallization of garnet (Grt I and Grt II) and omphacite.
- Table S1.1. Whole-rock chemical composition.
- Table S1.2. Operating conditions for the LA–ICP–MS equipment for trace-element analyses.
- Table S1.3. Representative mineral microprobe analyses.
- Table S1.4. Detailed calculations with the average P mode of THERMOCALC for the symplectite.
- Table S1.5. Trace-element concentrations for garnet determined by LA–ICP–MS.
- Table S1.6. Zirconium concentration for rutile determined by LA–ICP–MS and Zr-in-rutile thermometry results.
- Table S1.7. Raman spectroscopy of quartz inclusions in garnet and quartz-in-garnet (QuiG) barometry results





**Figure S1.1.** (a) Scan of the analysed thin section from eclogite sample NO7A (unpolarized light). (b) Photograph of the hand specimen. Coin is 26 mm in diameter.



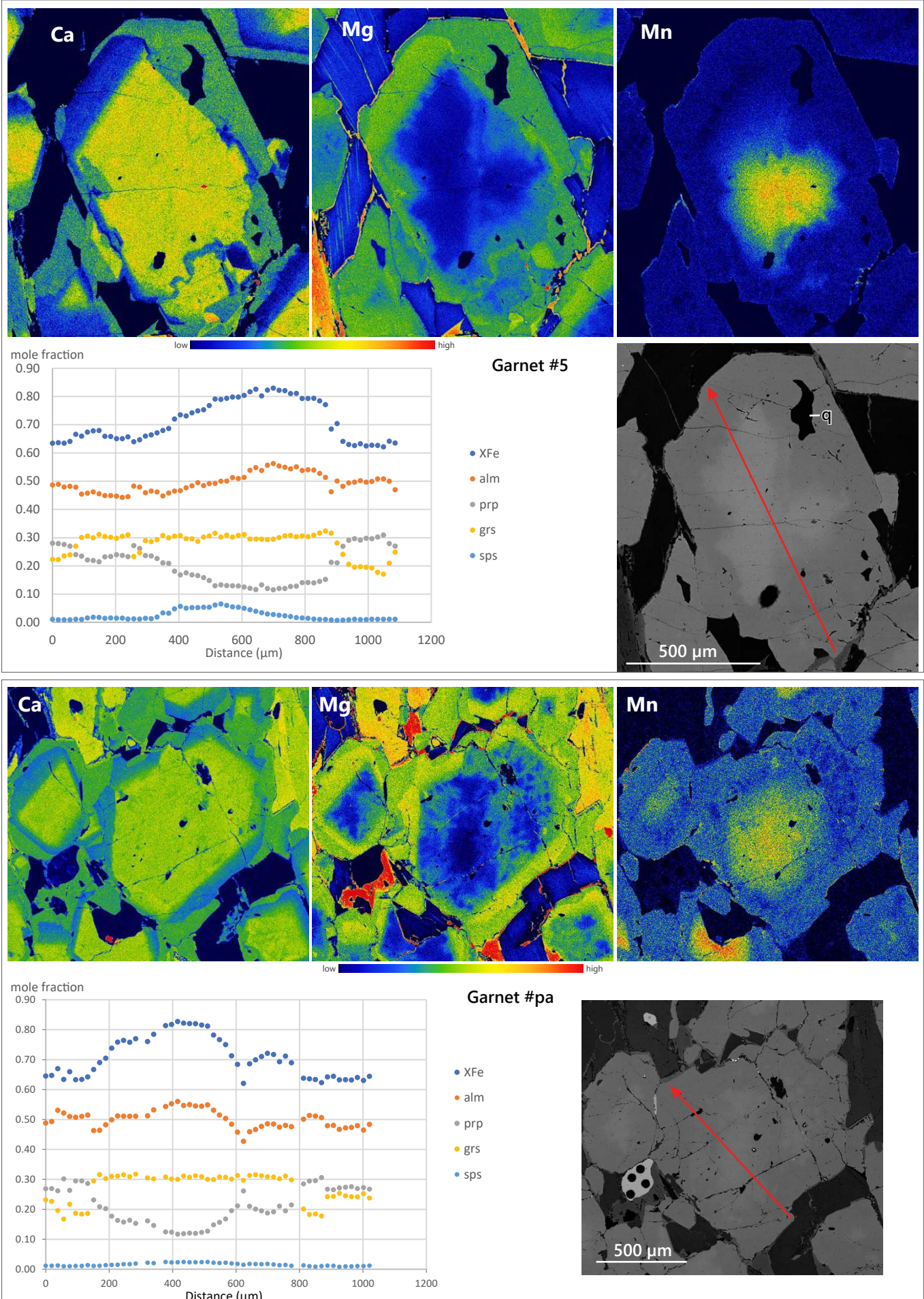
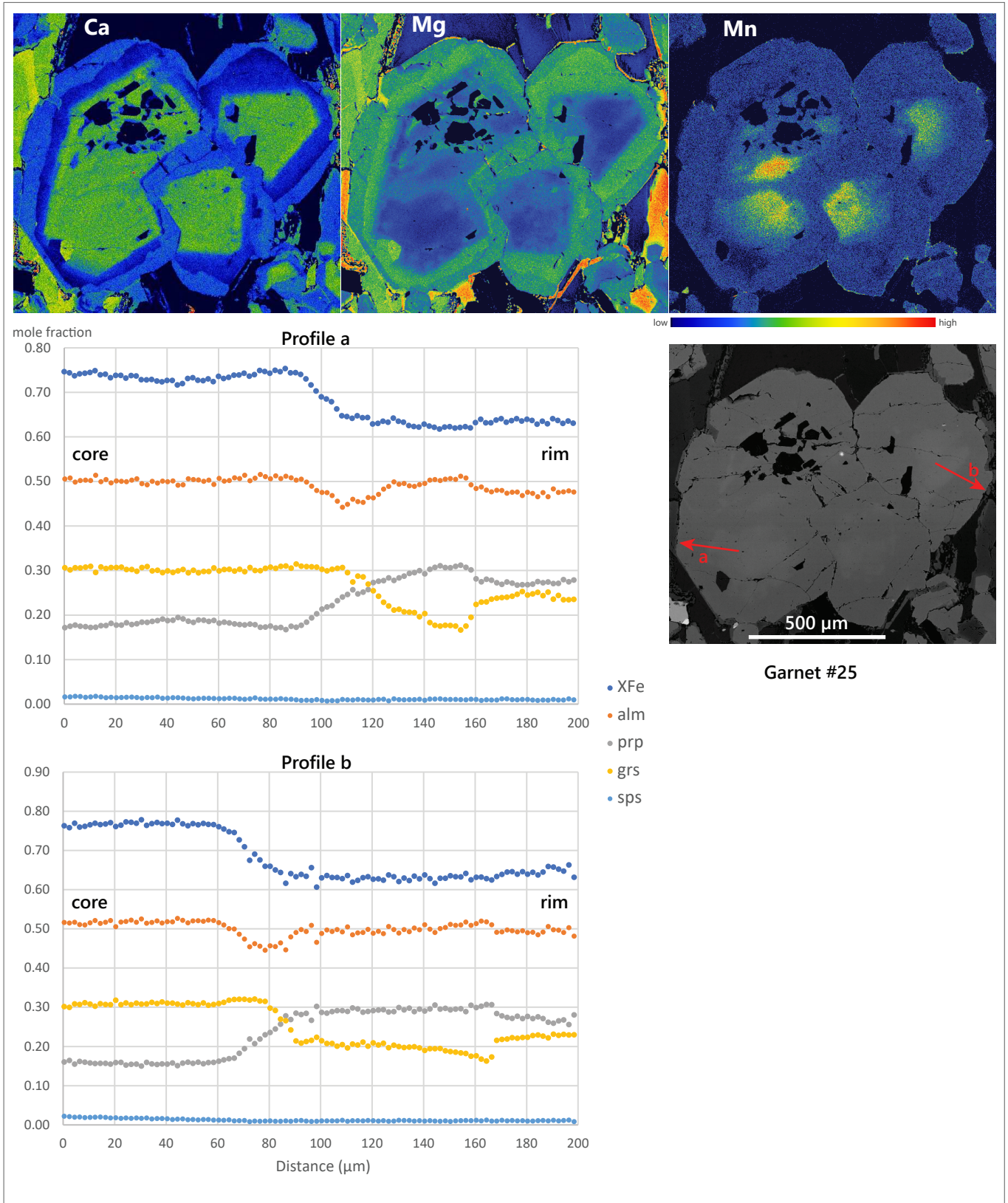


Figure S1.2 (continued).

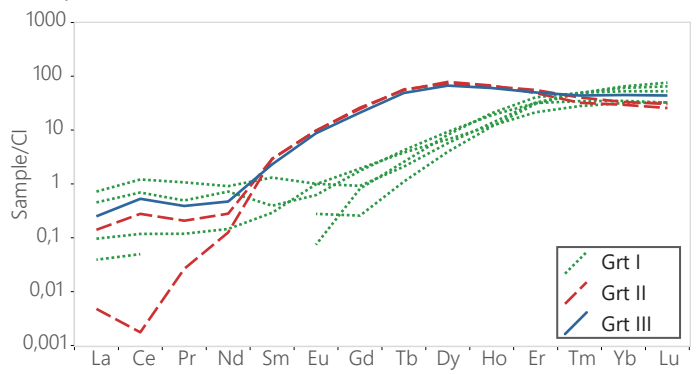
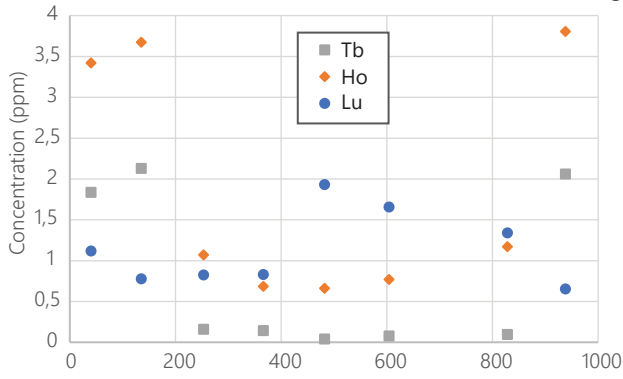




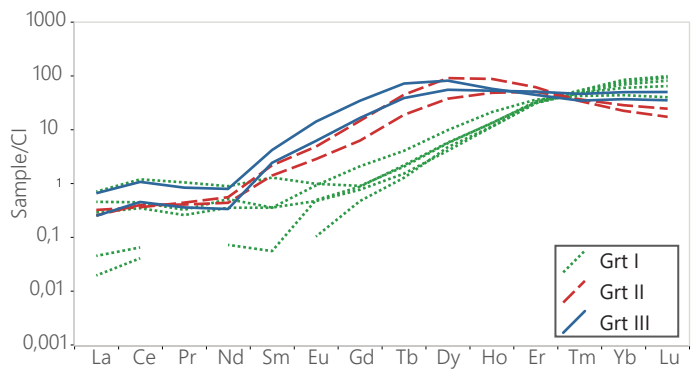
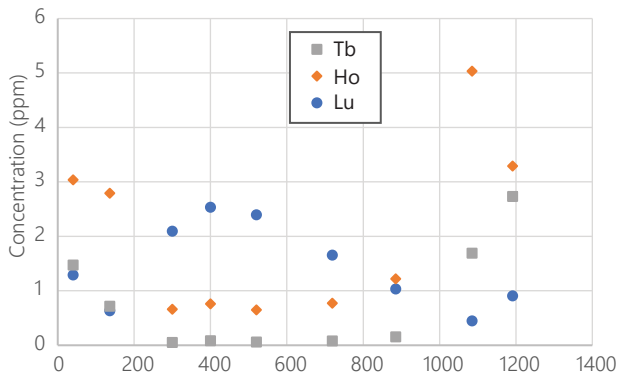
**Figure S1.2 (continued).** X-ray compositional maps for Ca, Mg, Mn and Back-Scattered-Electron (BSE) images for different garnet grains. Chemical profiles are located by the red arrows in the BSE images. Note the smaller step difference between the point analyses for the profiles 'a' and 'b'.

# Annexe 1

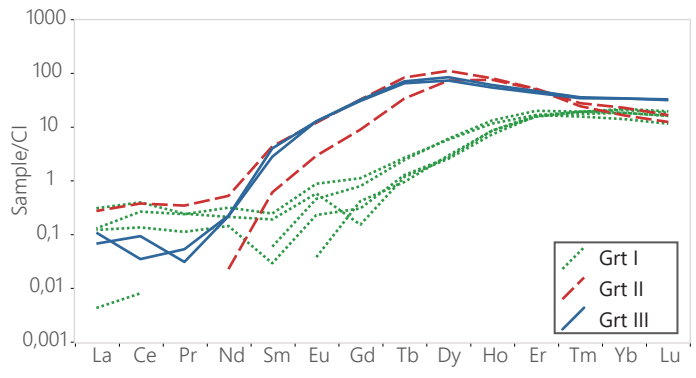
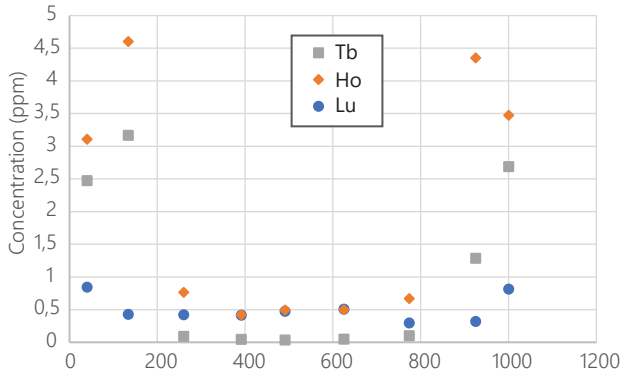
## Garnet grain #8 - profile a



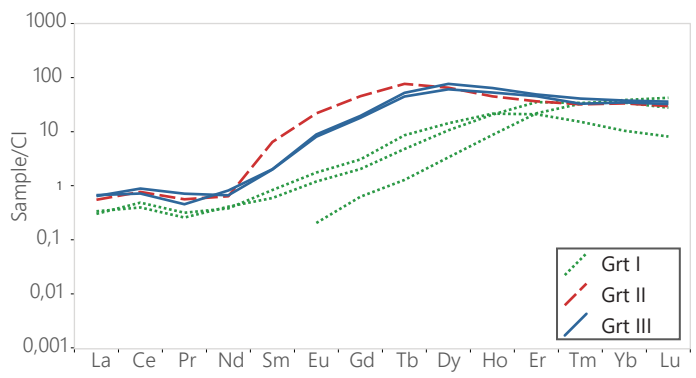
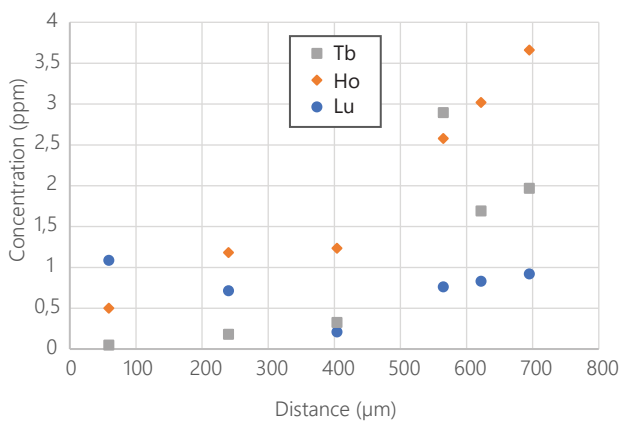
## Garnet grain #8 - profile b



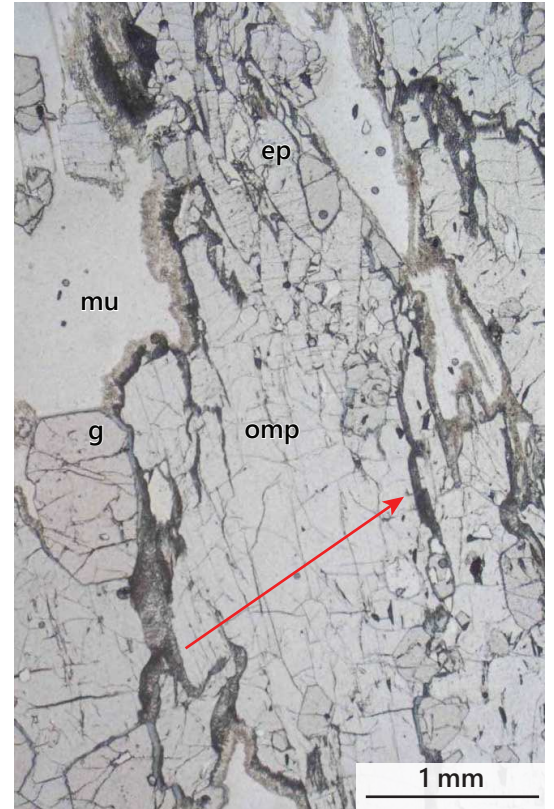
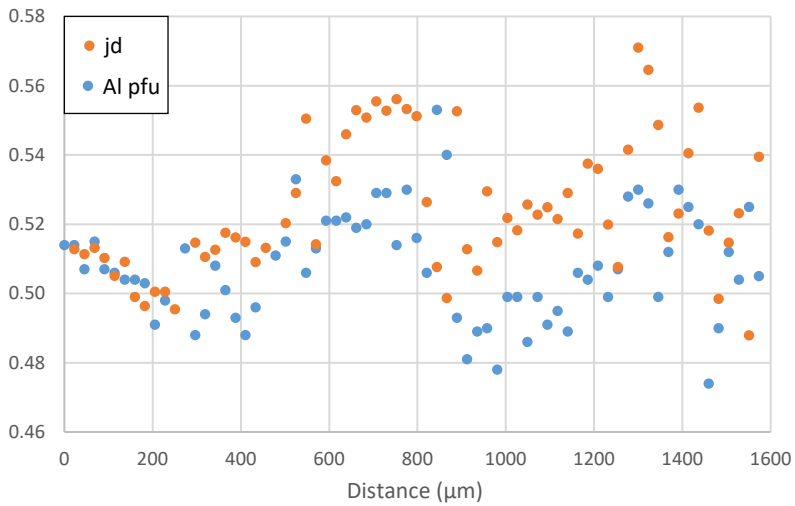
## Garnet grain #pa



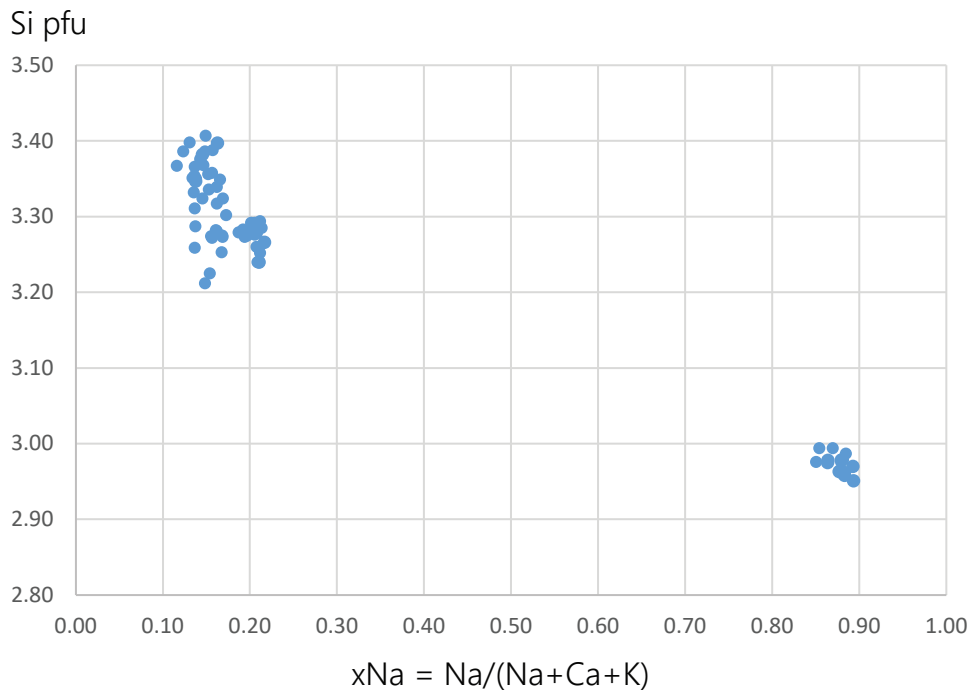
## Garnet grain #28



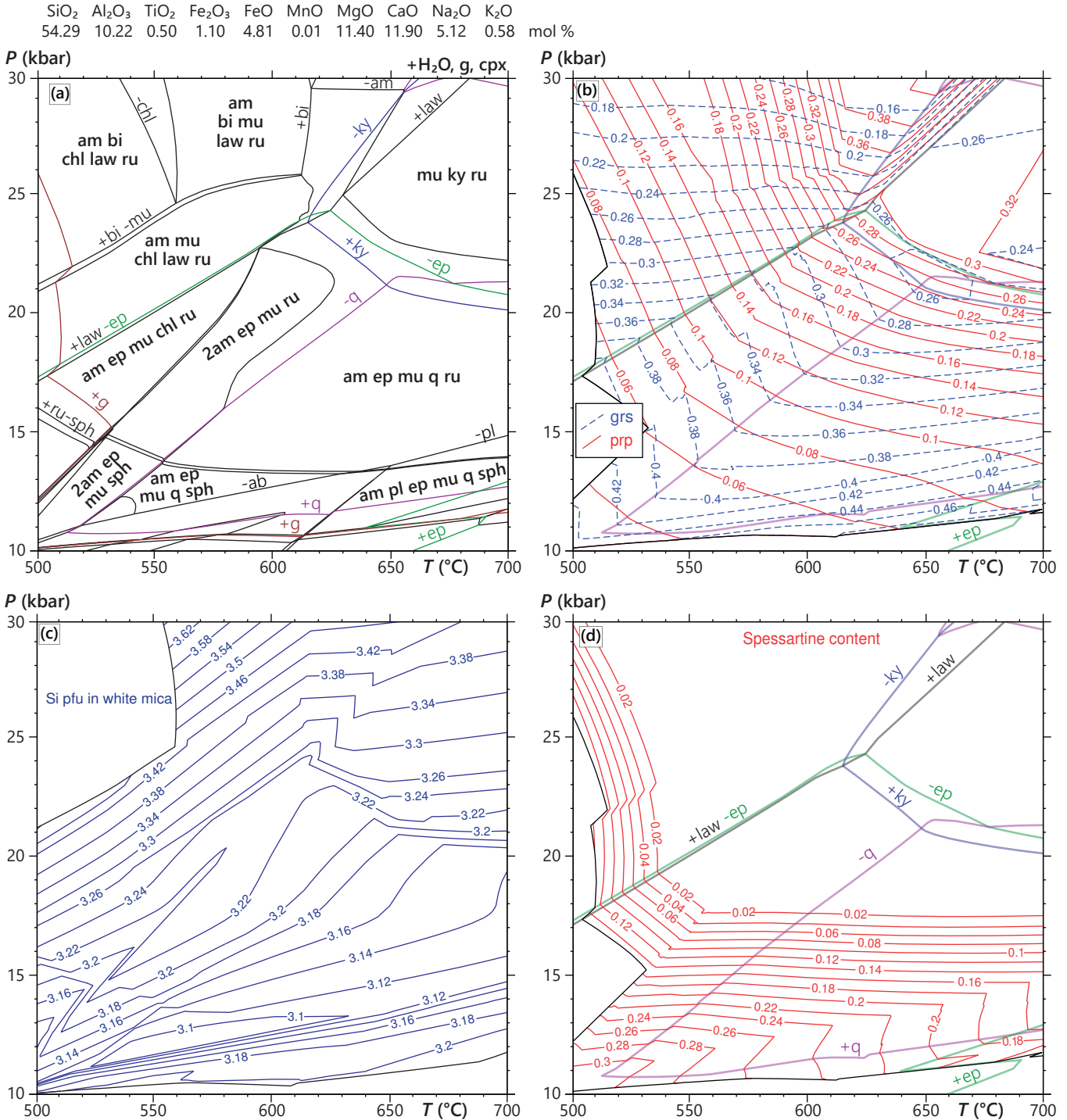
**Figure S1.3.** REE profiles (rim–core–rim) and spectra in garnet grains analysed by LA-ICP-MS. Profile from core to rim only for garnet grain #28. For the spectra, analyses are normalized to chondritic values (Sun & McDonough, 1989).



**Figure S1.4.** Chemical profile of omphacite, located by the red arrow in the photomicrograph (PPL).  $jd = Na / (Na + Ca)$ . The difference between the jadeite and Al contents is probably caused by the presence of  $Fe^{3+}$ .



**Figure S1.5.** Compositional graph for white mica (muscovite-phengite and paragonite).



**Figure S1.6.** *P*–*T* pseudosections for eclogite sample NO7A calculated for the indicated bulk composition (H<sub>2</sub>O is considered in excess), corresponding to the whole-rock composition with fractionation of Grt I. Some small fields are unlabelled for clarity. Kyanite, quartz/coesite, epidote and lawsonite stability fields reported in (b) and (d) as in (a). The topology and in particular the position of the composition isopleths are very similar to the diagrams calculated for the unfractionated composition (Figure 6).





**Table SI.1.** Whole-rock chemical composition (weight %) of eclogite sample from Vågsvåg. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>tot</sup>: total Fe; FeO: determined by wet titration; bdl: below detection limit.

	NO7A
SiO <sub>2</sub>	48.92
TiO <sub>2</sub>	0.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>tot</sup>	10.71
FeO	7.44
MnO	0.17
MgO	6.85
CaO	10.38
Na <sub>2</sub> O	4.30
K <sub>2</sub> O	0.74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	bdl
LOI	0.52
Total	99.94

**Table S1.2.** Operating conditions for the LA-ICP-MS equipment.

<b>Laboratory &amp; Sample Preparation</b>	
Laboratory name	GeOHeLiS Analytical Platform, OSUR, Univ Rennes 1, France
Sample type/mineral	Garnet and rutile
Sample preparation	In thin sections for garnet, separated minerals for rutile
Imaging	Plane-Polarized Light and Back-Scattered Electron imaging, X-ray chemical mapping (garnet); reflected light imaging (rutile)
<b>Laser ablation system</b>	
Make, Model & type	ESI NWR193UC, Excimer
Ablation cell	ESI NWR TwoVol2
Laser wavelength	193 nm
Pulse width	< 5 ns
Fluence	5.8 J/cm <sup>2</sup> (garnet), 6.3 J/cm <sup>2</sup> (rutile)
Repetition rate	4 Hz (garnet), 5Hz (rutile)
Spot size	80 $\mu$ m (garnet), 50 $\mu$ m (rutile)
Sampling mode / pattern	Single spot
Carrier gas	100% He, Ar make-up gas and N <sub>2</sub> (3 ml/mn) combined using in-house smoothing device
Background collection	20 seconds
Ablation duration	60 seconds
Wash-out delay	15 seconds
Cell carrier gas flow (He)	0.76 l/min
<b>ICP-MS Instrument</b>	
Make, Model & type	Agilent 7700x, Q-ICP-MS
Sample introduction	Via conventional tubing
RF power	1350W
Sampler, skimmer cones	Ni
Extraction lenses	X type
Make-up gas flow (Ar)	0.80 l/min
Detection system	Single collector secondary electron multiplier
Data acquisition protocol	Time-resolved analysis
Scanning mode	Peak hopping, one point per peak
Detector mode	Pulse counting, dead time correction applied, and analog mode when signal intensity > ~ 10 <sup>6</sup> cps
Masses measured	Garnet analyses: <sup>29</sup> Si, <sup>43</sup> Ca, <sup>44</sup> Ca, <sup>31</sup> P, <sup>89</sup> Y, <sup>139</sup> La, <sup>140</sup> Ce, <sup>141</sup> Pr, <sup>146</sup> Nd, <sup>147</sup> Sm, <sup>153</sup> Eu, <sup>157</sup> Gd, <sup>159</sup> Tb, <sup>163</sup> Dy, <sup>165</sup> Ho, <sup>166</sup> Er, <sup>169</sup> Tm, <sup>172</sup> Yb, <sup>175</sup> Lu, <sup>178</sup> Hf Rutile analyses: <sup>49</sup> Ti, <sup>90</sup> Zr, <sup>204</sup> Pb, <sup>206</sup> Pb, <sup>207</sup> Pb, <sup>208</sup> Pb, <sup>232</sup> Th, <sup>238</sup> U
Integration time per peak	10 ms (except for <sup>207</sup> Pb 30 ms)
Total integration time per reading	507 ms for garnet analyses, 119 ms for rutile analyses
Sensitivity / Efficiency	24000 cps/ppm Pb (50 $\mu$ m, 10Hz)
<b>Data Processing</b>	
Gas blank	20 seconds on-peak
Calibration strategy	NIST 610 (garnet) and R10 (rutile) as primary reference materials and R632 rutile standard as secondary reference materials (quality control)
Reference Material info	NIST 610 R-10 (Luvizotto et al., 2009) R-632 (Axelsson et al., 2018)
Data processing package used	Iolite (Paton et al., 2010)
Quality control / Validation	Zr concentration in R-632: 4608 $\pm$ 155 ppm (certified val. 4294 $\pm$ 196 ppm)

**Table S1.3.** Representative microprobe analyses. Abbreviations used: c – core, r – rim, mtx – matric, crn g – corona around garnet, incl – inclusion, sympl – symplectite.

The amount of ferric iron was calculated from stoichiometric constraints using the Tim Holland's programme AX (<https://filedn.com/IU1GlyFhv3UuXg5E9dbnWFF/TJBHpages/ax.html>).

For amphibole, the Fe<sup>3+</sup> content corresponds to the average from minimum and maximum constraints (Holland & Blundy, 1994).

Mineral #	g 8p32	g 8p50	g 8p59	g 8p01	ep 206	ep 27_1	am 809	am 1001	am 410	pl 529	cpx 807	cpx 6p05	cpx 6p32	mu 24_5	mu 2p32	pa 2pg03
Position	Grt I c	Grt I r	Grt II	Grt III	mtx	incl g	sympl	mtx	crn g	sympl	sympl	rim	core	incl g	mtx	mtx
SiO <sub>2</sub>	38.26	38.73	39.35	39.52	38.96	38.32	45.48	47.20	40.21	65.17	54.24	56.43	56.84	48.93	50.64	46.61
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.05	0.00	0.04	0.05	0.13	0.27	0.46	0.11	0.05	0.10	0.14	0.07	0.66	0.36	0.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.87	22.25	22.60	22.87	32.06	28.76	11.34	14.86	18.38	21.78	6.43	12.19	12.79	31.26	27.86	39.99
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.02
FeO	25.02	23.57	24.53	23.34	2.05	5.80	10.19	8.34	13.29	0.15	5.09	3.75	3.33	2.12	1.59	0.41
MnO	1.98	0.42	0.40	0.47	0.06	0.03	0.10	0.02	0.12	0.01	0.08	0.00	0.03	0.00	0.06	0.01
MgO	3.19	5.53	7.82	7.44	0.00	0.07	14.58	13.18	9.51	0.10	11.62	7.72	7.65	2.38	3.56	0.22
NiO	0.04	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.07	0.03
CaO	10.88	10.80	6.90	8.28	24.79	23.72	11.69	7.94	11.00	2.98	19.31	12.73	11.59	0.06	0.03	0.40
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.35	4.74	3.11	10.21	3.60	7.18	7.93	1.43	0.82	6.86
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.87	0.46	1.49	0.08	0.00	0.00	0.02	8.21	8.23	0.92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.02	0.00	0.02	0.05	0.02	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02
<b>Total</b>	101.38	101.37	101.64	102.00	98.03	96.87	96.93	97.26	97.26	100.53	100.47	100.15	100.30	95.04	93.26	95.67
<b>Oxygens</b>	12	12	12	12	12	12	23	23	23	8	6	6	6	11	11	11
Si	2.965	2.953	2.972	2.970	2.969	2.983	6.633	6.707	5.988	2.859	1.951	1.993	1.994	3.240	3.398	2.970
Ti	0.006	0.003	0.000	0.002	0.003	0.008	0.029	0.049	0.012	0.002	0.003	0.004	0.002	0.033	0.018	0.008
Al	1.998	2.000	2.012	2.027	2.880	2.639	1.950	2.489	3.227	1.126	0.273	0.507	0.529	2.440	2.203	3.004
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001
Fe <sup>3+</sup>	0.066	0.083	0.045	0.025	0.130	0.378	0.142	0.115	0.049	0.000	0.071	0.000	0.021	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	1.556	1.420	1.505	1.442	0.000	0.000	1.100	0.876	1.606	0.005	0.082	0.111	0.077	0.117	0.089	0.022
Mn	0.130	0.027	0.026	0.030	0.004	0.002	0.013	0.002	0.015	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000
Mg	0.369	0.629	0.880	0.834	0.000	0.008	3.171	2.792	2.112	0.006	0.623	0.407	0.400	0.235	0.356	0.021
Ni	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.004	0.002
Ca	0.903	0.882	0.558	0.667	2.025	1.979	1.826	1.209	1.755	0.140	0.744	0.482	0.436	0.004	0.002	0.027
Na	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.665	1.306	0.898	0.868	0.251	0.492	0.539	0.184	0.106	0.848
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.162	0.083	0.284	0.004	0.000	0.000	0.001	0.694	0.704	0.075
Sum	8.000	7.997	8.000	7.998	8.013	7.998	15.692	15.630	15.951	5.010	4.000	3.996	4.001	6.947	6.885	6.978
<b>xMg</b>	0.19	0.31	0.37	0.37	0.87	0.63	0.74	0.76	0.57		0.88	0.79	0.84			
<b>alm</b>	0.53	0.48	0.51	0.49												
<b>prp</b>	0.12	0.21	0.30	0.28												
<b>grs</b>	0.31	0.30	0.19	0.22												
<b>sps</b>	0.04	0.01	0.01	0.01												
<b>xNa / Jd / Ab</b>										0.86	0.25	0.51	0.55	0.21	0.13	0.89

**Table S1.4.** Detailed calculations with the average P mode of THERMOCALC for the symplectite. For amphibole, Q1 and Q2 were calculated using Eleanor Green's spreadsheet ([https://hpxeosandthermocalc.files.wordpress.com/2022/03/amph\\_q1q2.xlsx](https://hpxeosandthermocalc.files.wordpress.com/2022/03/amph_q1q2.xlsx)).

Activities of end-members in solid solutions are calculated with the input values of compositional variables at 10.0 kbar, 650 °C:

Amphibole

```

Q1(hb) = -0.0262,
Q2(hb) = 0.0735
tr: a = 0.1094, sd(a) = 0.0565
tsm: a = 0.0001, sd(a) = 0.0001
prgm: a = 0.1197, sd(a) = 0.0345
glm: a = 0.0028, sd(a) = 0.0016
cumm: a = 0.0003, sd(a) = 0.0036
grnm: a = 0.0000, sd(a) = 0.0001
a: a = 0.0003, sd(a) = 0.0011
b: a = 0.0003, sd(a) = 0.0010
mrb: a = 0.0001, sd(a) = 0.0000
kprg: a = 0.0489, sd(a) = 0.0418
tts: a = 0.0000, sd(a) = 0.0000

```

Clinopyroxene

```

jd: a = 0.3242, sd(a) = 0.0531
di: a = 0.6152, sd(a) = 0.0217
hed: a = 0.1038, sd(a) = 0.0198
acmm: a = 0.0701, sd(a) = 0.0137

```

Plagioclase

```

abh: a = 0.8624, sd(a) = 0.0155
anC: a = 0.1930, sd(a) = 0.0347
san: a = 0.2008, sd(a) = 0.2591

```

tts excluded; uncertainties were reduced by excluding the tsm, glm and grnm endmembers.

Activities and uncertainties for symplectite at 10.00 kbar and T = 650 °C

	tr	prgm	cumm	a	b	mrb	kprg
a	0.1094	0.1197	0.0003339	0.0003024	0.0002874	6.373e-5	0.04889
sd(a)/a	0.51658	0.28826	10.82759	3.77278	3.64272	0.62730	0.85460

	jd	di	hed	acmm
a	0.3242	0.6152	0.1038	0.07008
sd(a)/a	0.16393	0.03520	0.19066	0.19575

	abh	anC	san	H2O
a	0.8624	0.1930	0.2008	1.000
sd(a)/a	0.01800	0.17989	1.29025	

Rock is fluid bearing, fluid is only H2O.

## Annexe 1

Independent set of reactions

- 1)  $tr + 5jd + anC = prgm + di + 4abh$
- 2)  $14prgm + 52abh = 7tr + 3cumm + 66jd + 14anC + 4H2O$
- 3)  $4tr + a + 20jd + 4anC = 4prgm + cumm + 4hed + 16abh$
- 4)  $5tr + b + 25jd + 5anC = 5prgm + cumm + 5hed + 20abh$
- 5)  $tr + 5jd + anC + san = kprg + di + 5abh$
- 6)  $tr + mrb + 10jd + 2anC = 2prgm + 2acmm + 8abh$

For 95% confidence,  $fit (= sd(fit) = \sqrt{MSWD}) < 1.49$

	P	sd	sigfit	e*	hat	a(obs)	a(calc)	e*	hat
tr	11.64	1.43	1.147	-0.697	0.100	0.109	0.0763	-0.065	0.000
prgm	11.70	1.51	1.179	0.354	0.078	0.120	0.170	0.050	0.002
cumm	12.01	1.40	1.207	0.064	0.001	0.000334	0.000340	-0.042	0.000
a	11.96	1.37	1.178	-0.653	0.005	0.000302	0.000207	-0.017	0.000
b	11.95	1.34	1.152	-0.892	0.005	0.000287	1.83e-8	-0.011	0.000
mrb	12.40	1.19	1.003	1.283	0.036	6.37e-5	0.00614	0.262	0.004
kprg	12.06	1.30	1.114	-0.823	0.001	0.0489	0.00219	-0.020	0.000
jd	11.65	2.43	1.203	-0.128	0.674	0.324	0.203	0.041	0.012
di	12.01	1.40	1.207	0.018	0.000	0.615	0.622	-0.008	0.000
hed	11.98	1.38	1.180	0.365	0.001	0.104	0.142	0.151	0.000
acmm	12.24	1.29	1.093	-0.801	0.014	0.0701	0.0615	-0.826	0.015
abh	12.01	1.42	1.207	-0.008	0.005	0.863	0.862	0.031	0.006
anC	11.98	1.47	1.206	-0.048	0.033	0.193	0.191	-0.036	0.001
san	12.09	1.25	1.072	1.242	0.003	0.218	0.278	0.018	0.000
H2O	12.01	1.40	1.207	0	0	1.00	1.00	-0.002	0.000

Results: average pressures for symplectite for  $x(H2O) = 1.0$

T (°C)	500	520	540	560	580	600	620	640	660	680	700
av P (kbar)	9.99	10.25	10.52	10.78	11.05	11.32	11.60	11.87	12.15	12.42	12.70
sd	1.547	1.515	1.487	1.464	1.444	1.428	1.416	1.407	1.402	1.400	1.401
sigfit	1.382	1.347	1.315	1.288	1.264	1.244	1.227	1.213	1.202	1.194	1.188



Table SI.5. Trace-element concentrations for garnet determined by LA-ICP-MS.

Spot ref.	Analysis#	Grain#	Zone	P	Ca43	Ca44	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
Samples - sorted for profiling														
060721a-01	1	8	Grt III	57.65	123942.39	125829.59	92.37	0.06	0.32	0.04	0.22	0.35	0.51	4.34
060721a-02	2	8	Grt II	21.50	104137.01	104957.49	100.43	0.00	0.00	0.00	0.06	0.45	0.57	5.08
060721a-24	24	8	Grt I	30.56	155126.44	153760.41	35.19	0.11	0.42	0.05	0.34	0.06	0.04	0.36
060721a-03	3	8	Grt I	10.53	188464.10	189086.38	22.76	0.02	0.07	0.01	0.07	0.04	0.06	0.40
060721a-25	25	8	Grt I	46.76	154763.67	153064.88	24.07	0.01	0.03	bdl	bdl	bdl	0.02	0.05
060721a-04	4	8	Grt I	34.52	157872.72	158564.86	27.28	0.17	0.74	0.10	0.43	0.20	0.06	0.19
060721a-05	5	8	Grt I	12.83	156731.78	157836.08	38.78	bdl	bdl	bdl	0.01	bdl	0.00	0.17
060721a-06	6	8	Grt II	73.17	109065.16	109192.56	102.51	0.03	0.17	0.02	0.13	0.45	0.57	5.36
060721a-07	7	8	Grt III	30.86	125096.82	125670.73	90.80	0.16	0.67	0.08	0.38	0.65	0.83	7.19
060721a-8	8	8	Grt II	78.34	103869.39	103374.49	134.50	0.08	0.23	0.04	0.27	0.34	0.29	3.04
060721a-9	9	8	Grt I	28.70	157450.86	157441.38	40.03	0.07	0.22	0.03	0.17	0.06	0.05	0.44
060721a-04	4	8	Grt I	34.52	157872.72	158564.86	27.28	0.17	0.74	0.10	0.43	0.20	0.06	0.19
060721a-10	10	8	Grt I	28.90	158015.91	158802.54	23.86	0.11	0.28	0.03	0.25	0.06	0.03	0.16
060721a-11	11	8	Grt I	42.13	155899.54	155957.48	26.60	0.01	0.04	bdl	0.03	0.01	0.03	0.18
060721a-12	12	8	Grt I	34.39	159161.31	158432.88	23.74	0.00	0.03	bdl	0.01	bdl	0.01	0.10
060721a-13	13	8	Grt II	46.52	115038.72	115099.21	80.08	0.06	0.25	0.04	0.21	0.22	0.17	1.31
060721a-14	14	8	Grt III	61.32	122564.41	122457.86	83.15	0.06	0.28	0.04	0.16	0.38	0.37	3.46
060721a-15	15	pa	Grt III	68.19	128551.59	127834.01	96.76	0.03	0.02	0.01	0.11	0.63	0.76	6.71
060721a-16	16	pa	Grt II	58.97	106670.87	106975.56	119.79	bdl	bdl	bdl	0.01	0.10	0.17	1.87
060721a-17	17	pa	Grt I	60.85	160617.62	161398.78	23.08	0.03	0.17	0.02	0.15	0.04	0.05	0.24
060721a-18	18	pa	Grt I	41.94	161971.44	162271.74	17.17	0.03	0.09	0.01	0.07	0.00	0.01	0.06
060721a-19	19	pa	Grt I	32.65	163458.83	164379.13	17.18	0.00	bdl	0.00	bdl	bdl	0.00	0.09
060721a-20	20	pa	Grt I	31.15	160166.39	159076.67	16.31	0.07	0.25	0.02	0.10	0.03	0.03	0.03
060721a-21	21	pa	Grt I	18.04	161350.52	160617.98	25.88	0.00	0.01	bdl	bdl	0.01	0.03	0.17
060721a-22	22	pa	Grt II	57.27	97186.14	97267.94	117.98	0.07	0.24	0.03	0.25	0.68	0.71	6.80
060721a-23	23	pa	Grt III	58.28	125607.66	125273.37	83.09	0.02	0.06	0.00	0.11	0.44	0.75	6.40
060721a-33	33	28	Grt I	57.45	156207.61	155637.72	18.51	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.01	0.13
060721a-34	34	28	Grt I	35.59	164521.09	165954.81	40.49	0.08	0.25	0.02	0.20	0.09	0.07	0.42
060721a-35	35	28	Grt I	26.25	147100.03	146969.34	37.50	0.07	0.30	0.03	0.18	0.13	0.10	0.64
060721a-36	36	28	Grt II	80.06	89675.69	89415.74	70.85	0.13	0.48	0.05	0.30	1.00	1.28	9.38
060721a-37	37	28	Grt III	77.49	129178.01	129781.45	87.60	0.16	0.55	0.07	0.32	0.31	0.48	3.76
060721a-38	38	28	Grt III	80.74	129717.58	130532.69	105.89	0.16	0.45	0.04	0.39	0.31	0.52	4.07
060721a-39	39	5	Grt II	49.52	93997.36	93997.36	131.96	0.00	0.00	0.00	0.06	0.51	0.87	7.35
060721a-40	40	5	Grt I	39.67	157225.34	159149.03	19.11	0.02	bdl	bdl	bdl	bdl	0.03	0.20
060721a-41	41	5	Grt III	71.41	129503.31	129763.63	85.78	0.06	0.16	0.02	0.16	0.44	0.49	4.07
060721a-42	42	5	Grt I	15.25	154609.10	157307.45	20.97	0.01	0.02	0.00	0.05	0.03	0.08	0.43

Table S1.5 (continued).

Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Distance ( $\mu\text{m}$ )	Analysis#	Grain#	Zone
1.84	17.04	3.42	8.26	1.12	7.64	1.12	0.02	Profile a 40	1	8	Grt III
2.13	18.42	3.67	9.17	1.03	5.67	0.78	0.03	135	2	8	Grt II
0.16	2.38	1.07	5.27	0.88	5.96	0.83	0.04	253	24	8	Grt I
0.14	1.71	0.68	3.55	0.71	5.41	0.83	0.05	366	3	8	Grt I
0.04	1.01	0.66	5.08	1.24	11.04	1.93	0.08	482	25	8	Grt I
0.08	1.45	0.77	5.37	1.24	10.29	1.66	0.07	604	4	8	Grt I
0.10	2.08	1.17	6.75	1.25	8.96	1.34	0.02	828	5	8	Grt I
2.06	20.02	3.80	8.06	0.82	5.04	0.65	0.02	938	6	8	Grt II
								Profile b			
2.73	20.89	3.29	7.42	0.90	6.38	0.91	0.04	1191	7	8	Grt III
1.69	23.31	5.03	10.33	0.88	3.86	0.45	0.03	1085	8	8	Grt II
0.15	2.53	1.22	6.08	1.09	7.56	1.03	0.05	885	9	8	Grt I
0.08	1.45	0.77	5.37	1.24	10.29	1.66	0.07	719	4	8	Grt I
0.06	1.06	0.65	5.21	1.35	13.10	2.39	0.05	520	10	8	Grt I
0.08	1.49	0.76	5.63	1.39	14.47	2.53	0.05	400	11	8	Grt I
0.05	1.23	0.66	5.22	1.25	11.89	2.09	0.08	300	12	8	Grt I
0.72	9.72	2.79	8.49	0.95	4.92	0.63	0.03	136	13	8	Grt II
1.47	14.19	3.03	8.51	1.19	8.61	1.29	0.03	40	14	8	Grt III
2.69	21.80	3.48	7.85	0.93	5.88	0.82	0.01	1000	15	pa	Grt III
1.29	18.89	4.35	8.40	0.63	2.85	0.32	0.05	925	16	pa	Grt II
0.10	1.50	0.67	2.83	0.41	2.44	0.30	0.03	774	17	pa	Grt I
0.05	0.71	0.50	2.81	0.50	3.77	0.51	0.05	625	18	pa	Grt I
0.04	0.77	0.50	2.61	0.50	3.59	0.48	0.04	491	19	pa	Grt I
0.05	0.67	0.42	2.69	0.46	3.17	0.42	0.04	391	20	pa	Grt I
0.09	1.57	0.77	3.37	0.50	3.17	0.42	0.03	260	21	pa	Grt I
3.17	28.50	4.60	8.65	0.72	3.94	0.43	0.02	134	22	pa	Grt II
2.48	18.81	3.11	7.24	0.89	5.83	0.85	0.01	40	23	pa	Grt III
0.05	0.86	0.50	3.67	0.85	6.59	1.09	0.03	59	33	28	Grt I
0.18	2.73	1.18	5.87	0.88	5.94	0.71	0.01	240	34	28	Grt I
0.33	3.69	1.23	3.50	0.39	1.78	0.21	0.01	404	35	28	Grt I
2.89	16.68	2.58	6.11	0.83	5.74	0.76	0.03	565	36	28	Grt II
1.69	15.59	3.02	7.58	0.85	5.96	0.83	0.04	622	37	28	Grt III
1.97	19.57	3.66	8.15	1.05	6.47	0.92	0.01	695	38	28	Grt III
3.52	32.38	4.94	7.94	0.61	2.89	0.36	0.01		39	5	Grt II
0.09	1.07	0.58	5.04	1.69	21.05	4.51	0.04		40	5	Grt I
1.80	15.90	3.15	7.36	0.89	5.90	0.84	0.02		41	5	Grt III
0.16	1.63	0.61	3.34	0.67	5.30	0.77	0.06		42	5	Grt I

**Table S1.6.** Zr concentrations in rutile determined by LA-ICP-MS.

Spot reference	Grain#	Zr (ppm)	Zr in rutile thermometry (°C)		
			Ferry&Watson 2007	Tomkins et al., 2007	
				P=15 kbar	P=25 kbar
<b>Samples</b>					
<i>141220b-1</i>	<i>1</i>	<i>443</i>	<i>676</i>	<i>704</i>	<i>749</i>
141220b-2	2	77	546	571	610
141220b-3	3	153	592	619	659
141220b-4	4	90	555	581	620
141220b-5	5	91	557	582	621
141220b-6	6	104	565	591	631
141220b-7	7	71	540	566	604
141220b-8	8	158	594	621	662
141220b-9	9	99	562	588	627
141220b-10	11	96	560	586	625
141220b-11	12	87	553	579	618
141220b-12	13	149	590	617	657
141220b-13	14	69	538	564	602
141220b-14	15	72	541	567	605
141220b-15	16	102	564	590	629
141220b-16	17	92	557	583	622
141220b-17	18	79	547	573	611
141220b-18	19	107	567	594	633
141220b-19	20	149	590	617	657
141220b-20	22	74	543	569	607
141220b-21	23	73	542	568	606
141220b-22	24	106	567	593	632
141220b-23	25	99	562	588	627
141220b-24	26	138	585	611	651
141220b-25	27	84	551	577	616
141220b-26	28	121	576	602	642
141220b-27	29	92	557	583	622
141220b-28	31	124	577	604	643
141220b-29	32	84	551	577	616
141220b-30	33	82	549	575	614
141220b-31	107	135	583	609	650
141220b-32	108	123	576	603	643
141220b-33	109	100	563	589	628
141220b-34	110	144	588	615	655
141220b-35	112	146	589	616	656
141220b-36	113	91	556	582	621
141220b-37	114	114	571	598	637
141220b-38	115	150	591	618	658
141220b-39	116	106	567	593	632
141220b-40	117	90	556	581	620
141220b-41	118	66	536	561	599
141220b-42	119	131	581	608	648

Table SI.7. Raman spectroscopy of quartz inclusions and quartz-in-garnet (QuiG) barometry results.

Garnet grain #	11	12	12	12	12	13	13	13	13	13	15	15	15	15	16	17	18	19	8	22	
Inclusion #	1	2	3	4	5	6	7	8	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	
<b>Shifts (cm-1)</b>																					
465	0.052	2.692	3.291	3.181	2.024	1.931	1.557	3.28	2.433	3.598	2.179	2.844	2.204	1.478	3.981	3.191	2.97	2.97	3.677		
207	-0.337	8.599	9.712	9.723	5.318	2.725	3.283	8.827	7.603	8.988	5.019	7.833	7.533	4.757	11.109	8.857	8.935	8.935	9.777		
128	-0.486	0.9	1.735	2.521	0.875	0.659	0.604	1.976	1.601	1.264	1.304	1.346	1.756	0.927	1.658	1.636	2.314	2.314	2.132		
Pinc	-0.09	4.36	4.66	4.48	2.51	0.98	1.45	4.05	3.62	4.25	2.16	3.72	3.6	2.3	5.36	4.18	4.11	4.11	4.48		
Esd	0.32	0.27	0.22	0.48	0.22	0.37	0.22	0.22	0.22	0.45	0.96	0.22	0.4	0.22	0.29	0.22	0.44	0.44	0.22		
<b>Entrapment pressure for garnet (kbar)</b>																					
Alm = 0.55 ; grs = 0.30 ; prp = 0.15																					
T (°C)																					
500	4.9	11.9	12.4	12.1	8.8	6.5	7.2	11.3	10.6	11.7	8.3	10.8	10.6	8.5	13.6	11.6	11.4	11.4	12.1		
520	5.3	12.1	12.6	12.3	9.1	6.8	7.5	11.6	10.9	11.9	8.5	11.0	10.8	8.8	13.8	11.8	11.7	11.7	12.3		
540	5.6	12.4	12.9	12.6	9.4	7.1	7.8	11.8	11.1	12.2	8.8	11.3	11.1	9.0	14.1	12.1	11.9	11.9	12.6		
560	5.9	12.6	13.1	12.8	9.7	7.4	8.1	12.1	11.4	12.5	9.1	11.6	11.4	9.3	14.3	12.3	12.2	12.2	12.8		
580	6.3	12.9	13.4	13.1	10.0	7.7	8.4	12.4	11.7	12.7	9.4	11.9	11.7	9.6	14.6	12.6	12.5	12.5	13.1		
600	6.6	13.2	13.7	13.4	10.3	8.1	8.7	12.7	12.0	13.0	9.8	12.2	12.0	10.0	14.9	12.9	12.8	12.8	13.4		
620	7.0	13.5	14.0	13.7	10.6	8.4	9.1	13.0	12.3	13.3	10.1	12.5	12.3	10.3	15.1	13.2	13.1	13.1	13.7		
640	7.4	13.8	14.3	14.0	10.9	8.8	9.4	13.3	12.6	13.6	10.4	12.8	12.6	10.6	15.4	13.5	13.4	13.4	14.0		
660	7.8	14.1	14.6	14.3	11.3	9.2	9.8	13.6	12.9	13.9	10.8	13.1	12.9	11.0	15.7	13.8	13.7	13.7	14.3		
680	8.2	14.4	14.9	14.6	11.6	9.5	10.2	13.9	13.3	14.2	11.1	13.4	13.2	11.3	16.0	14.1	14.0	14.0	14.6		
700	8.7	14.7	15.2	14.9	12.0	9.9	10.5	14.3	13.6	14.6	11.5	13.8	13.6	11.7	16.4	14.5	14.3	14.3	14.9		
2s																					
500	0.4	0.5	0.4	0.8	0.3	0.6	0.3	0.4	0.4	0.8	1.5	0.4	0.7	0.3	0.5	0.4	0.7	0.7	0.4		
520	0.4	0.5	0.4	0.8	0.3	0.5	0.3	0.4	0.4	0.8	1.5	0.4	0.7	0.3	0.5	0.4	0.7	0.7	0.4		
540	0.4	0.5	0.4	0.8	0.3	0.5	0.3	0.4	0.4	0.8	1.5	0.4	0.6	0.3	0.5	0.4	0.7	0.7	0.4		
560	0.4	0.5	0.4	0.8	0.3	0.5	0.3	0.4	0.4	0.8	1.4	0.4	0.6	0.3	0.5	0.4	0.7	0.7	0.4		
580	0.4	0.5	0.4	0.8	0.3	0.5	0.3	0.4	0.4	0.7	1.4	0.4	0.6	0.3	0.5	0.4	0.7	0.7	0.4		
600	0.4	0.5	0.4	0.8	0.3	0.5	0.3	0.4	0.4	0.7	1.4	0.4	0.6	0.3	0.5	0.4	0.7	0.7	0.4		
620	0.4	0.5	0.4	0.8	0.3	0.5	0.3	0.4	0.3	0.7	1.4	0.3	0.6	0.3	0.5	0.4	0.7	0.7	0.4		
640	0.4	0.4	0.4	0.8	0.3	0.5	0.3	0.4	0.3	0.7	1.4	0.3	0.6	0.3	0.5	0.4	0.7	0.7	0.4		
660	0.4	0.4	0.4	0.8	0.3	0.5	0.3	0.3	0.3	0.7	1.4	0.3	0.6	0.3	0.5	0.3	0.7	0.7	0.4		
680	0.4	0.4	0.4	0.8	0.3	0.5	0.3	0.3	0.3	0.7	1.3	0.3	0.6	0.3	0.5	0.3	0.7	0.7	0.4		
700	0.4	0.4	0.4	0.8	0.3	0.5	0.3	0.3	0.3	0.7	1.3	0.3	0.6	0.3	0.5	0.3	0.7	0.7	0.4		







## Annexe 2

Données supplémentaires à la publication 2  
(Chapitre V) :

‘Geochronological response of an eclogite to  
retrogression (Western Gneiss Region, Norway)’

## Supporting information to the geochronological study of the Drage samples (publication #2)

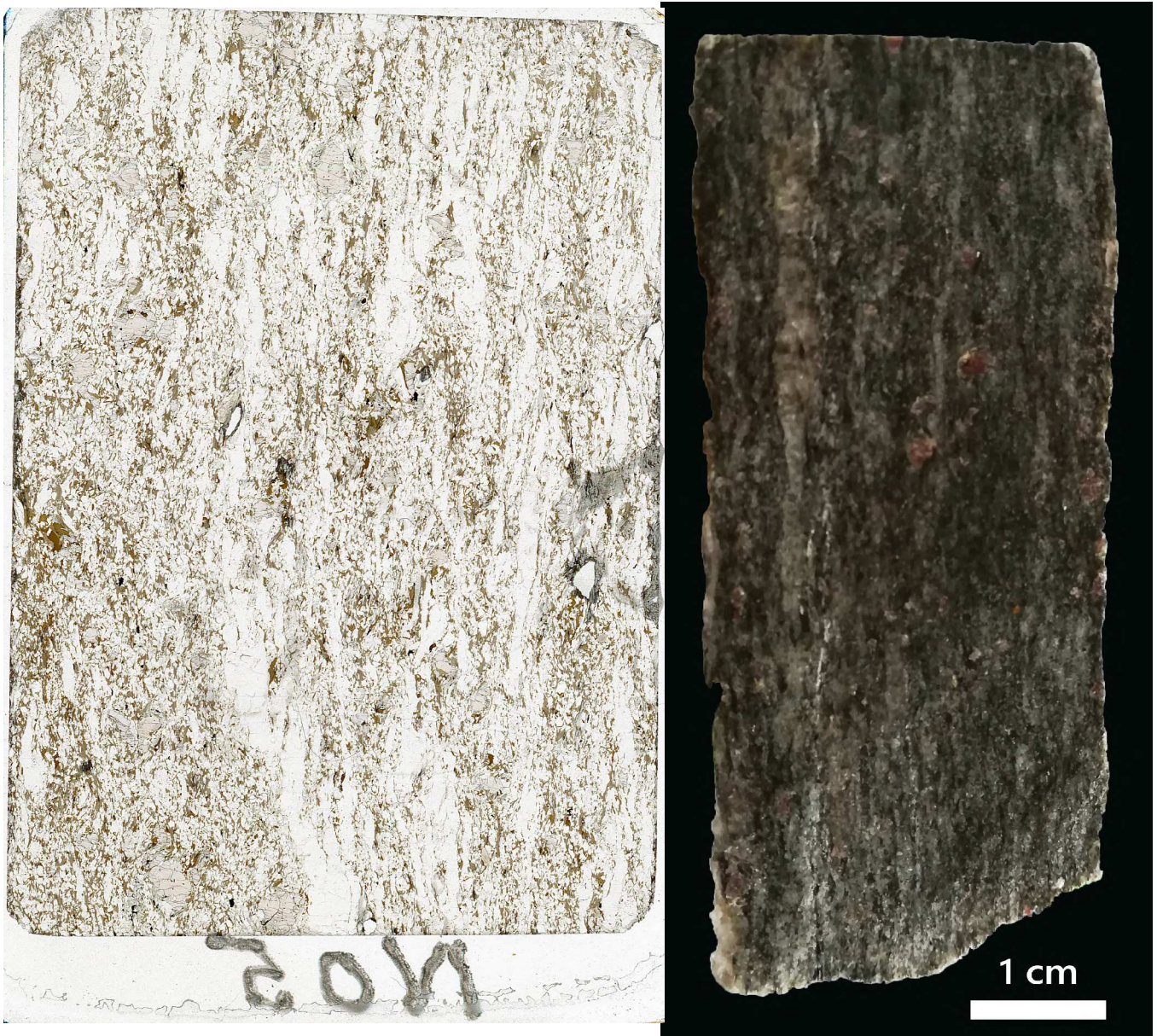
- Figure S2.1. Eclogite samples NO3A and NO3C – scan (unpolarized light) of the thin-sections and photographs of the hand specimens.
- Figure S2.2. Gneis sample NO5 – scan (unpolarized light) of the thin-section and photograph of the hand specimen.
- Figure S2.3. Cathodoluminescence images of the analysed zircon grains for the NO3A, NO3C and NO5 samples.
- Figure S2.4. Wetherill concordia diagrams of all zircon data for the NO3A, NO3C and NO5 samples.
- Figure S2.5. Eclogite sample NO3B – scan (unpolarized light) of the thin section, photomicrographs of garnet grains (PPL) and corresponding compositional profiles.
- Figure S2.6. Trace element spidergram for the studied samples, normalized to chondritic values.
- Figure S2.7.  $Gd_N/Yb_N$  ratio vs apparent age plots for the zircon data from sample NO3C.
- Figure S2.8. Photomicrographs of the garnet grains analyzed for trace-element concentrations (NO3A & NO3C).
- Table S2.1. Whole-rock chemical compositions for the studied sample.
- Table S2.2. Operating conditions for the LA-ICP-MS equipment in Krakow (Institute of Geological Research, Research Centre in Krakow).
- Table S2.3. Operating conditions for the LA-ICP-MS equipment in Rennes (GeOHeLiS platform).
- Table S2.4. Representative mineral microprobe analyses for eclogite sample NO3A.
- Table S2.5. Representative mineral microprobe analyses for retromorphosed eclogite sample NO3C.
- Table S2.6. Representative mineral microprobe analyses for gneiss sample NO5.
- Table S2.7. Trace-element concentrations for garnet determined by LA-ICP-MS in the NO3A sample.
- Table S2.8. Trace-element concentrations for garnet determined by LA-ICP-MS in the NO3C sample.
- Table S2.9. U–Pb data and trace-element concentrations for zircon in the NO3A fresh eclogite.
- Table S2.10. U–Pb data and trace-element concentrations for zircon in the NO3C retromorphosed eclogite.
- Table S2.11. U–Pb data and trace-element concentrations for zircon in the NO5 gneiss.
- Table S2.12. U–Pb data for rutile in the eclogite NO3A.
- Table S2.13. U–Pb data for rutile in the eclogite NO3C.
- Table S2.14. Detailed calculations with the average P mode of THERMOCALC for the amphibole–plagioclase coronae around garnet (NO3C).
- Table S2.15. Detailed calculations with the average P mode of THERMOCALC for the symplectite (NO3C).





**Figure S2.1.** Scan of the thin-section (unpolarized light) of the eclogite sample NO3A (a) and NO3C (b). Photographs of the hand specimens (c,d).





**Figure S2.2.** Scan (unpolarized light) of the thin section for the gneiss sample NO5, collected next to the mafic boudin and photograph of the hand-specimen (sawn section).



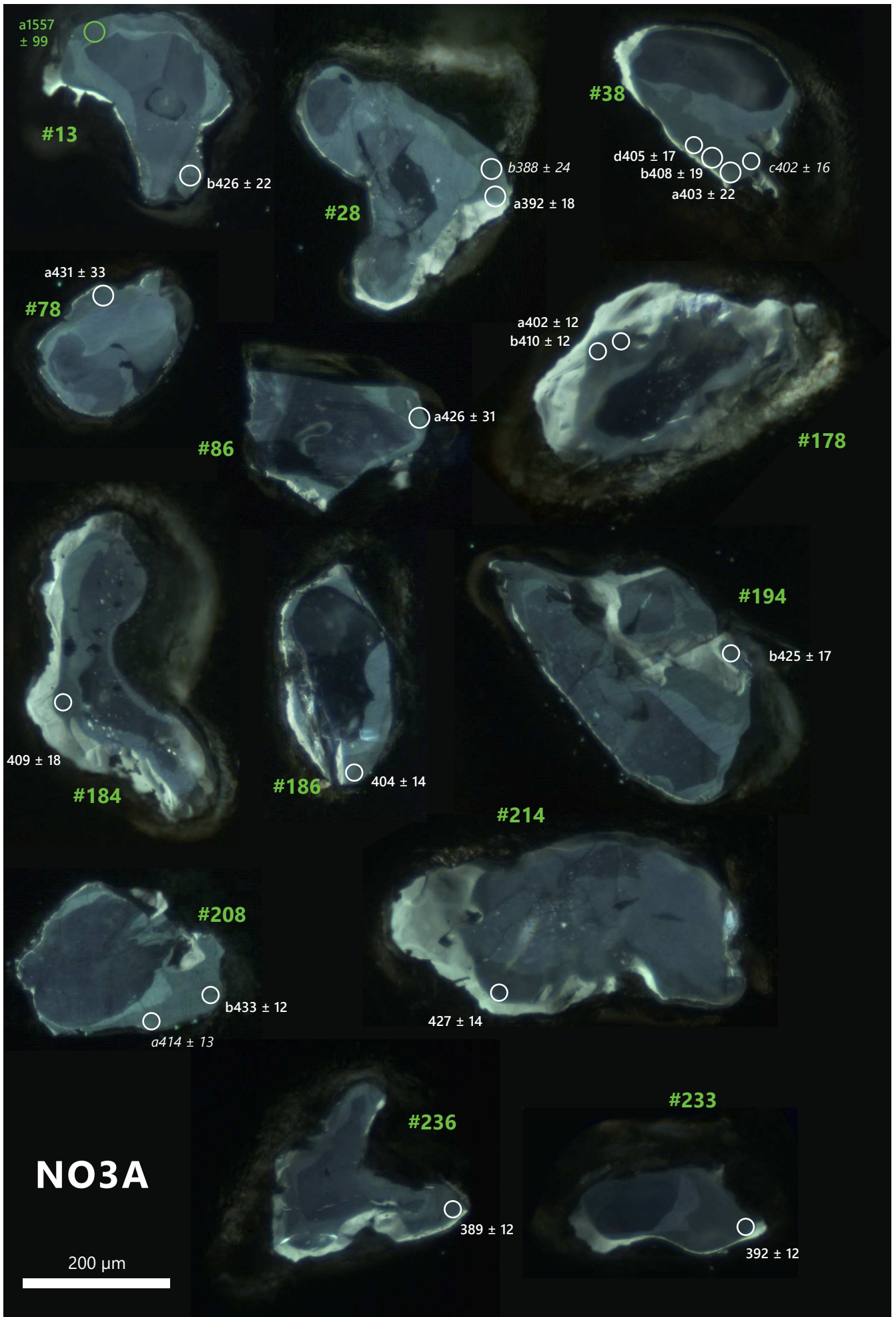


Figure S2.3.

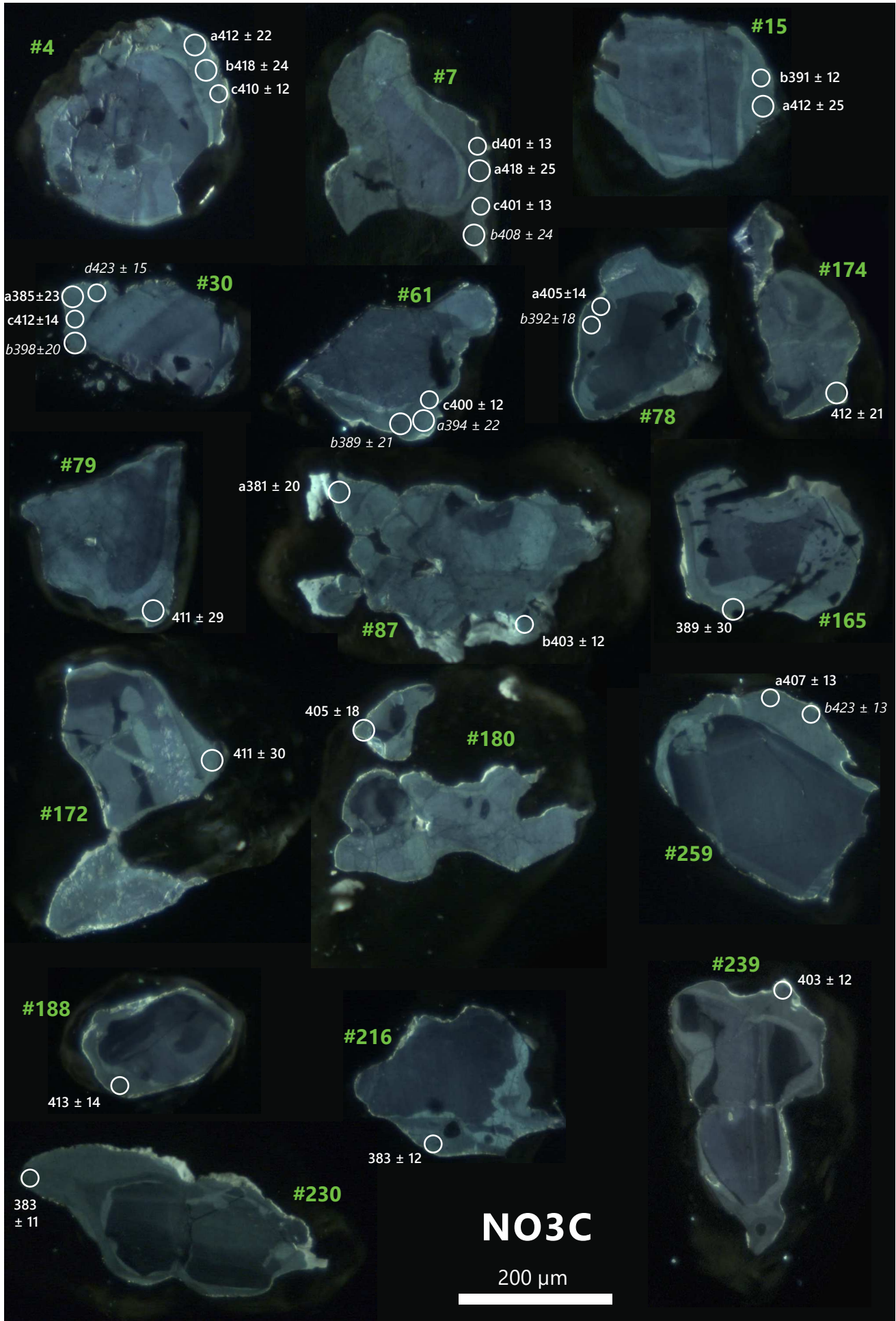
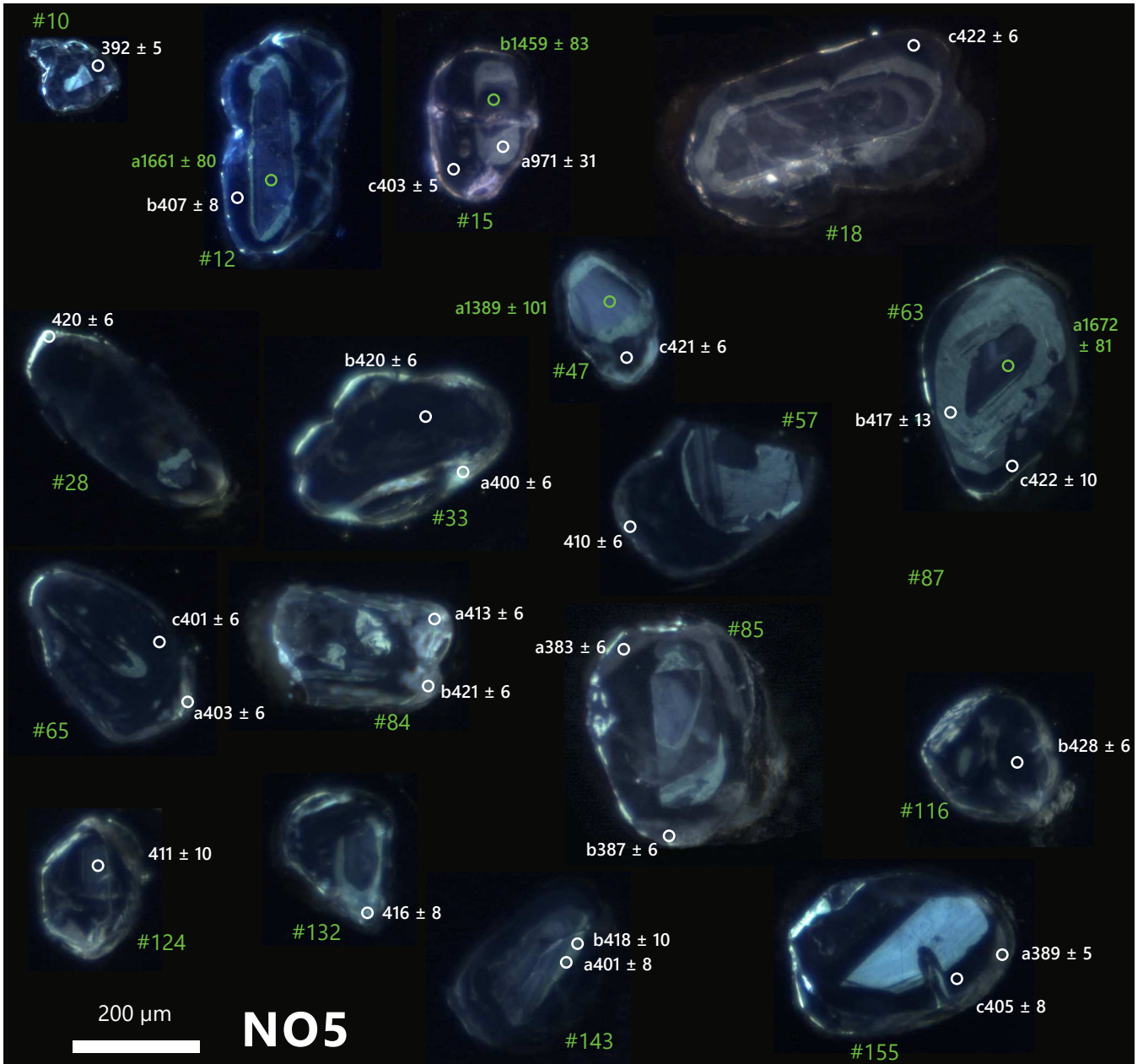
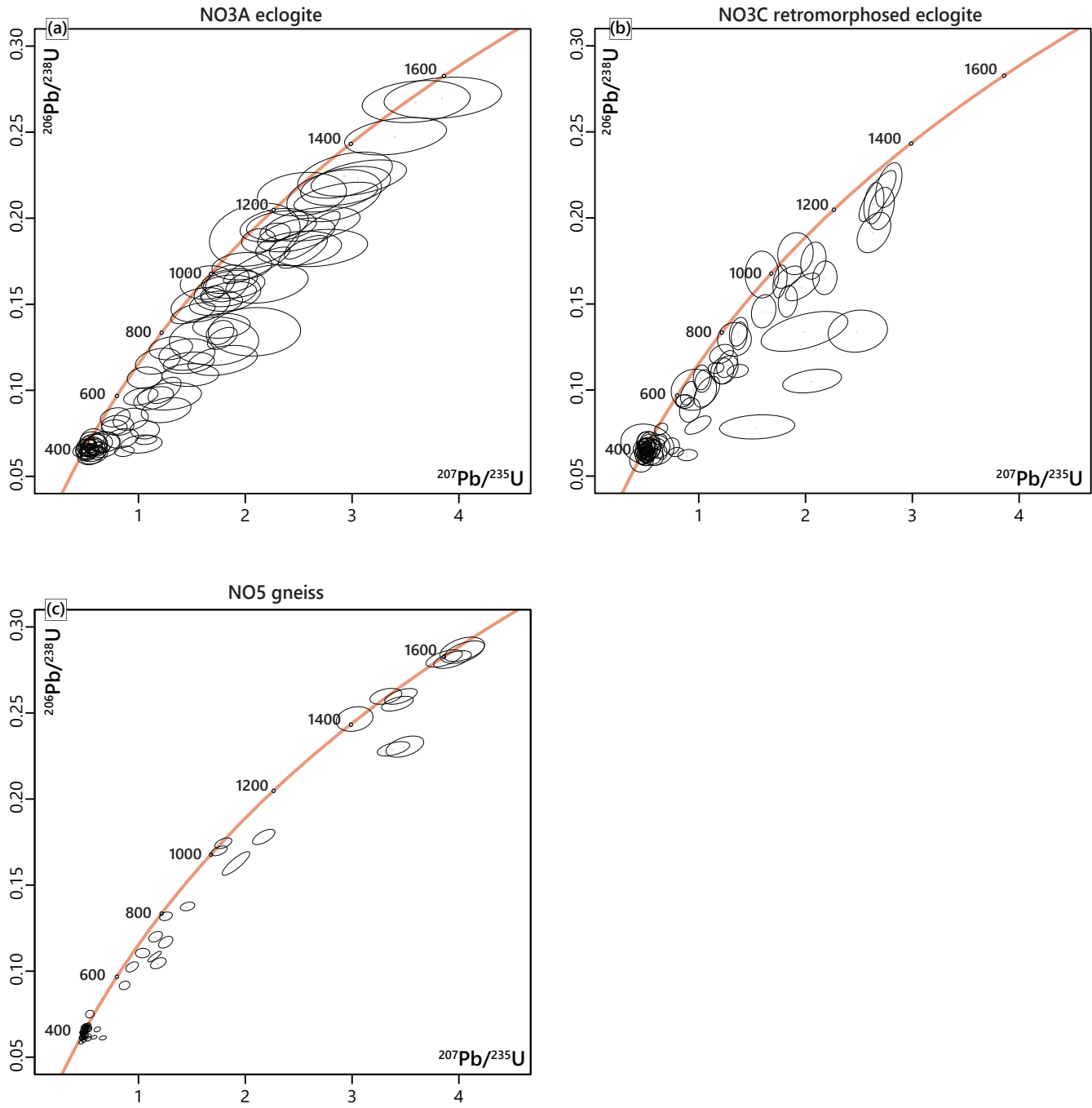


Figure S2.3 (continued).



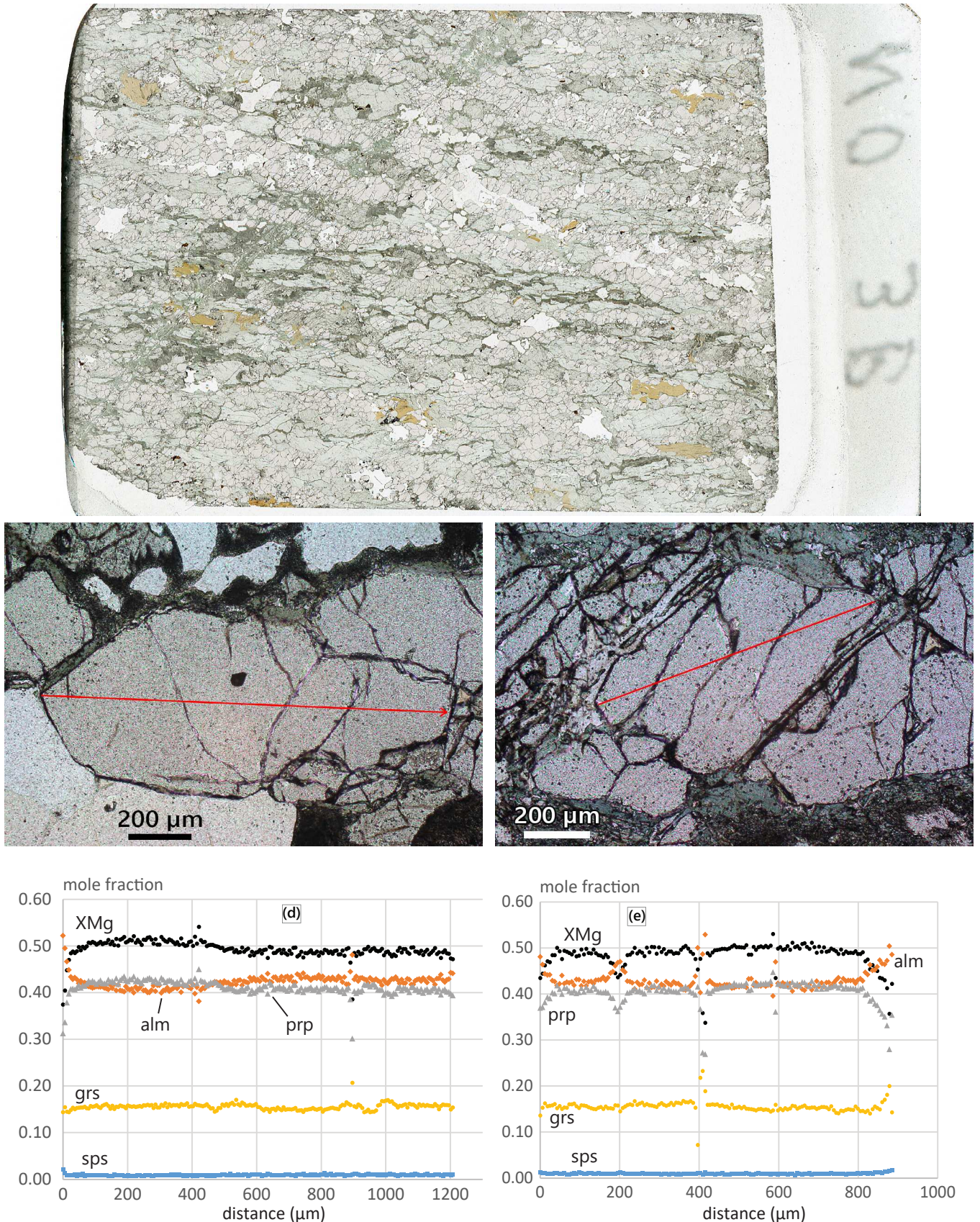


**Figure S2.3 (continued).** CL images of the analysed zircon grains in the NO3A, NO3C and NO5 samples yielding concordant Caledonian dates ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  date, white dates and laser ablation spots). The numbers in green refer to the grain identifier (see Tables S2.9, S2.10 and S2.11). When several analyses were performed on a single grain, each of them is identified by a letter. Green dates and laser ablation spots highlight the inherited dates and refer to  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  dates.



**Figure S2.4.** Wetherill concordia diagrams showing all the zircon data for the NO3A eclogite (a), the NO3C retromorphosed eclogite (b) and the NO5 gneiss (c). Aberrant data (e.g.,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} > 10$ ) were excluded.

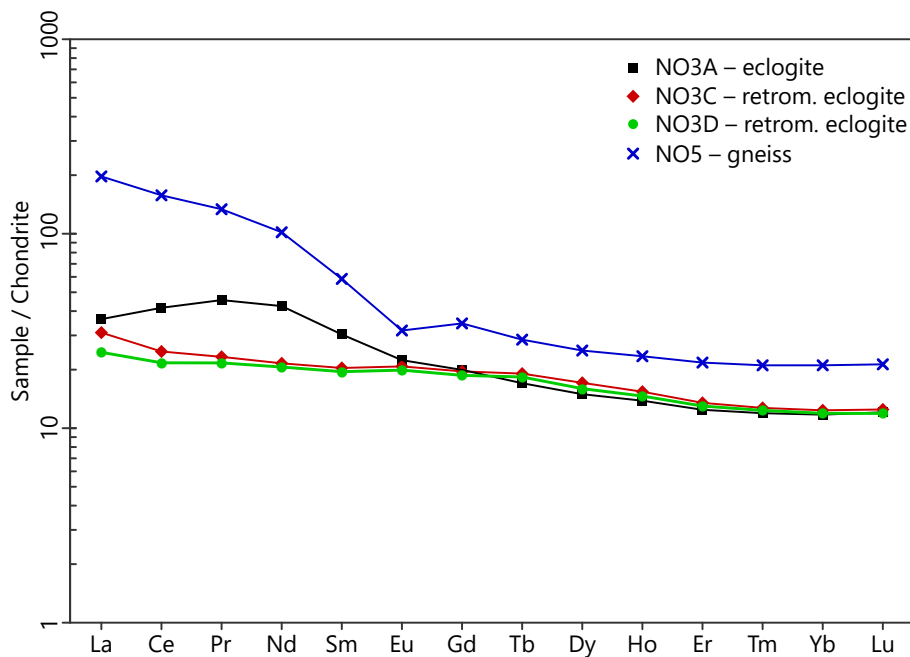




**Figure S2.5.** (a) Scan (unpolarized light) of the thin section for the mildly retromorphosed eclogite sample NO3B, collected between NO3A and NO3C in the mafic boudin (Figure 1c). Photomicrographs of garnet grains in a preserved zone (b) and in a more retromorphosed domain (c). Corresponding compositional profiles (d, e) of garnet located by the arrows in (b) and (c), respectively. Where symplectites surround garnet, it shows re-equilibration with a new composition pointing to that of garnet in sample NO3C.

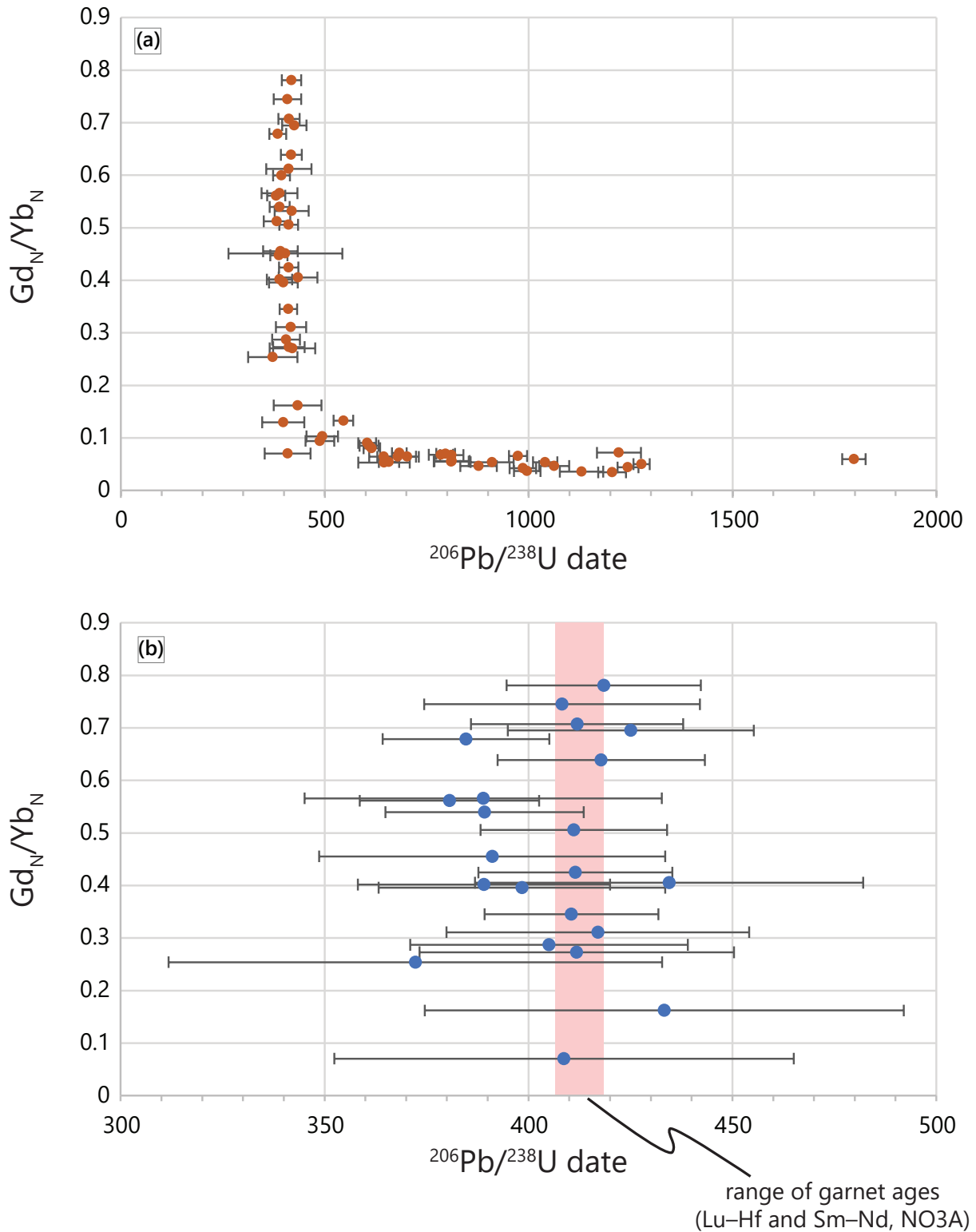
**Table S2.1.** Whole-rock chemical composition (weight %) of the samples from Drage.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$  – total Fe;  $\text{FeO}^{\text{mes}}$  – determined by wet titration; bdl – below detection limit.

Lithology	Eclogite	Ecl. retro.	Ecl. retro.	Gneiss	Leucosome
Sample	NO 3A	NO 3C	NO 3D	NO 5	NO 6
$\text{SiO}_2$	47.64	48.43	49.07	64.27	73.15
$\text{TiO}_2$	0.87	0.93	0.99	0.83	bdl
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14.23	15.82	15.73	15.10	16.01
MgO	10.39	7.47	7.26	2.94	0.09
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$	14.44	13.80	13.53	6.93	0.32
MnO	0.24	0.22	0.22	0.11	bdl
CaO	9.96	9.39	9.39	2.95	1.69
$\text{Na}_2\text{O}$	2.09	2.37	2.42	2.81	6.41
$\text{K}_2\text{O}$	bdl	0.38	0.31	2.31	1.03
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.29	0.26	0.25	0.18	bdl
LOI	-0.63	0.28	0.42	0.85	1.02
Total	99.52	99.35	99.57	99.29	99.70
$\text{FeO}^{\text{mes}}$	11.04	9.38	9.37	5.41	0.13
$\text{FeO}^{\text{tot}}$	12.99	12.42	12.17	6.24	0.28
% $\text{Fe}^{2+}$	85 %	76 %	77 %	87 %	46 %
% $\text{Fe}^{3+}$	15 %	24 %	23 %	13 %	54 %



**Figure S2.6.** REE spidergram for the whole-rock compositions. Analyses are normalized to chondritic values (McDonough & Sun, 1995).





**Figure S2.7.**  $Gd_N/Yb_N$  ratio vs  $^{206}Pb/^{238}U$  age plot for all zircon dates in NO3C (a) and for Scandian dates with concordance > 92 % (b).  $^{206}Pb/^{238}U$  ages are generally considered as meaningless for dates > ~900 Ma, but are sufficient here for the sole purpose of comparison between Scandian and older, discordant to Gothian dates.

**Table S2.2.** Detailed operating conditions for the LA-ICP-MS equipment (garnet trace-element analyses).

<b>Laboratory &amp; Sample Preparation</b>	
Laboratory name	Geochronology and Isotope Geochemistry Laboratory (IsoChron) Analytical Platform, Research Centre in Kraków, Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Kraków, Poland
Sample type/mineral	Garnet
Sample preparation	In thin sections
Imaging	Transmitted light imaging and X-ray chemical mapping
<b>Laser ablation system</b>	
Make, Model & type	Resonetics RESolution M-50 193 nm ArF excimer laser
Ablation cell	Laurin Technics S-155
Laser wavelength	193 nm
Pulse width	~ 5 ns
Fluence	3.5 J/cm <sup>2</sup>
Repetition rate	10 Hz
Spot size	23 µm
Sampling mode / pattern	Raster mode, 8.3 µm/s
Carrier gas	100% He, Ar make-up gas and N <sub>2</sub> (4.5 ml/min)
Background collection	40 seconds
Ablation duration	Variable (depending on garnet grain size), 140–330 seconds
Wash-out delay	15 seconds
Cell carrier gas flow (He)	0.375 l/min
<b>ICP-MS Instrument</b>	
Make, Model & type	Agilent 8900, QQQ-ICP-MS
Sample introduction	Nylon tubing – 2,7 mm (ID), 4 mm (OD)
RF power	1380 W
Sampler, skimmer cones	Nickel
Extraction lenses	X - Lens
Make-up gas flow (Ar)	1.1 l/min
Detection system	EM – electron multiplier
Data acquisition protocol	Time-resolved analysis
Scanning mode	Single quad mode
Detector mode	Pulse counting, dead time correction applied, and analog mode when signal intensity is about 1,3 Mcps
Masses measured	<sup>27</sup> Al, <sup>29</sup> Si, <sup>31</sup> P, <sup>43</sup> Ca, <sup>45</sup> Sc, <sup>47</sup> Ti, <sup>85</sup> Sr, <sup>88</sup> Sr, <sup>91</sup> Zr, <sup>93</sup> Nb, <sup>137</sup> Ba, <sup>139</sup> La, <sup>140</sup> Ce, <sup>141</sup> Pr, <sup>146</sup> Nd, <sup>147</sup> Sm, <sup>151</sup> Eu, <sup>153</sup> Eu, <sup>157</sup> Gd, <sup>159</sup> Tb, <sup>163</sup> Dy, <sup>165</sup> Ho, <sup>166</sup> Er, <sup>167</sup> Er, <sup>172</sup> Yb, <sup>175</sup> Lu, <sup>180</sup> Hf, <sup>181</sup> Ta, <sup>208</sup> Pb, <sup>232</sup> Th, <sup>238</sup> U
Integration time per peak	10 ms except for <sup>31</sup> P (2 ms)
Total integration time per reading	341 ms
Sensitivity / Efficiency	24000 cps/ppm Pb (50µm, 10Hz)
<b>Data Processing</b>	
Gas blank	20 seconds on-peak
Calibration strategy	NIST610 glass as primary reference material, BCR2G glass standard as secondary reference material for quality control
Reference Material info	
Data processing package used	Iolite (Paton et al., 2011) and trace-elements data reduction scheme (Longerich et al. 1996)
Quality control / Validation	BCR2G (N = 8): Sm = 6.36 ± 0.45 ppm (certif. value: 6.59 ± 0.07 ppm) Yb = 3.29 ± 0.24 ppm (certif. value: 3.39 ± 0.03 ppm) Lu = 0.49 ± 0.06 ppm (certif. value: 0.503 ± 0.005 ppm) Hf = 4.89 ± 0.45 ppm (certif. value: 4.84 ± 0.28 ppm)



**Table S2.3.** Detailed operating conditions for the LA-ICP-MS equipment (zircon and rutile analyses).

<b>Laboratory &amp; Sample Preparation</b>	
Laboratory name	GeOHeLiS Analytical Platform, OSUR, Univ Rennes 1, France
Sample type/mineral	Zircon and rutile
Sample preparation	Separated minerals for zircon, in thin sections for garnet and separated minerals for rutile
Imaging	Cathodoluminescence imaging (zircon); reflected light imaging (rutile)
<b>Laser ablation system</b>	
Make, Model & type	ESI NWR193UC, Excimer
Ablation cell	ESI NWR TwoVol2
Laser wavelength	193 nm
Pulse width	< 5 ns
Fluence	6.3 J/cm <sup>2</sup> (rutile and zircon)
Repetition rate	4 Hz (zircon), 5 Hz (rutile)
Spot size	25 µm (zircon), 20 µm (zircon, U–Th–Pb and Ti only), 50 µm (rutile), 20 µm (rutile, Zr only)
Sampling mode / pattern	Single spot
Carrier gas	100% He, Ar make-up gas and N <sub>2</sub> (3 ml/min) combined using in-house smoothing device
Background collection	20 seconds
Ablation duration	60 seconds
Wash-out delay	15 seconds
Cell carrier gas flow (He)	0.76 l/min
<b>ICP-MS Instrument</b>	
Make, Model & type	Agilent 7700x, Q-ICP-MS
Sample introduction	Via conventional tubing
RF power	1350W
Sampler, skimmer cones	Ni
Extraction lenses	X type
Make-up gas flow (Ar)	0.80 l/min
Detection system	Single collector secondary electron multiplier
Data acquisition protocol	Time-resolved analysis
Scanning mode	Peak hopping, one point per peak
Detector mode	Pulse counting, dead time correction applied, and analog mode when signal intensity > ~ 10 <sup>6</sup> cps
Masses measured	Zircon analyses: <sup>29</sup> Si, <sup>45</sup> Sc, <sup>49</sup> Ti, <sup>88</sup> Sr, <sup>89</sup> Y, <sup>93</sup> Nb, <sup>139</sup> La, <sup>140</sup> Ce, <sup>141</sup> Pr, <sup>146</sup> Nd, <sup>147</sup> Sm, <sup>153</sup> Eu, <sup>157</sup> Gd, <sup>159</sup> Tb, <sup>163</sup> Dy, <sup>165</sup> Ho, <sup>166</sup> Er, <sup>169</sup> Tm, <sup>172</sup> Yb, <sup>175</sup> Lu, <sup>178</sup> Hf, <sup>181</sup> Ta, <sup>204</sup> Pb, <sup>206</sup> Pb, <sup>207</sup> Pb, <sup>208</sup> Pb, <sup>232</sup> Th, <sup>238</sup> U Rutile analyses: <sup>49</sup> Ti, <sup>90</sup> Zr, <sup>204</sup> Pb, <sup>206</sup> Pb, <sup>207</sup> Pb, <sup>208</sup> Pb, <sup>232</sup> Th, <sup>238</sup> U
Integration time per peak	10 ms (except for <sup>207</sup> Pb 30 ms)
Total integration time per reading	352 ms for zircon analyses (25 µm), 119 ms for zircon analyses (20 µm), 119 ms for rutile analyses (50 µm), 25 ms for rutile analyses (Zr only, 20 µm)
Sensitivity / Efficiency	24000 cps/ppm Pb (50µm, 10Hz)
<b>Data Processing</b>	
Gas blank	20 seconds on-peak
Calibration strategy	GJ1 (zircon) and R10 (rutile) as primary reference materials, Plešovice (zircon) and R19 (rutile) standards as secondary reference materials for quality control
Reference Material info	Zircon : GJ1 (Jackson et al., 2004), Plešovice (Sláma et al., 2008) Rutile : R-10 (Luvizotto et al., 2009), R-19 (Luvizotto et al., 2009; Zack et al. 2011)
Data processing package used	Iolite (Paton et al., 2010). Data reduction schemes of Paton et al. (2011), Longerich et al. (1996) and Chew et al. (2014).
Quality control / Validation	R19 rutile: Zr concentration of 280±13 ppm (publ. val. 264±12 ppm) and concordant date of 487±10 Ma (publ. value: 489.5±0.9 Ma) Plešovice zircon: concordant dates of 327.1 ± 2.7 (U–Pb and trace-element analyses, MSWD = 1.3, N =12) and 334.0 ± 2.6 (U–Pb analyses only, MSWD = 1.2, N = 8).

**Table S2.4.** Representative microprobe analyses for eclogite sample NO3A. Abbreviations used: mtx – matrix; crn g – corona around garnet; sym – symplectite. The amount of ferric iron was calculated from stoichiometric constraints using Tim Holland’s programme AX (<https://filedn.com/IU1GlyFhv3UuXg5E-9dbnWFF/TJBHpages/ax.html>). For amphibole, the Fe<sup>3+</sup> content corresponds to the average from minimum and maximum constraints (Holland & Blundy, 1994).

Sample Mineral # Position	NO3A						
	g p150 mtx	cpx 203 mtx	bi 304 mtx	am 214 mtx	am 202 crn g	am 402 sym	pl 4-106 sym
SiO <sub>2</sub>	39.266	54.350	38.083	49.339	42.281	44.416	54.350
TiO <sub>2</sub>	0.006	0.130	2.164	0.505	0.185	0.599	0.130
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.845	7.920	17.124	10.662	16.398	11.394	7.920
FeO	21.685	4.902	9.068	7.615	10.912	11.608	4.902
MnO	0.431	0.000	0.059	0.000	0.111	0.064	0.000
MgO	10.910	10.603	18.024	16.400	13.356	14.267	10.603
CaO	5.581	16.116	0.123	8.618	9.949	10.977	16.116
Na <sub>2</sub> O	0.041	4.931	0.337	3.398	3.523	2.612	4.931
K <sub>2</sub> O	0.003	0.017	9.730	0.782	0.415	0.108	0.017
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.000	0.040	0.006	0.047	0.049	0.000	0.040
<b>Total</b>	100.768	99.009	94.718	97.364	97.179	96.043	99.009
Si	2.935	1.966	2.777	6.942	6.112	6.521	2.870
Ti	0.000	0.004	0.119	0.053	0.020	0.066	0.001
Al	2.013	0.338	1.472	1.768	2.794	1.972	1.130
Fe <sup>3+</sup>	0.123	0.066	0.000	0.350	0.488	0.407	0.000
Fe <sup>2+</sup>	1.233	0.082	0.553	0.546	0.831	1.019	0.010
Mn	0.027	0.000	0.004	0.000	0.014	0.008	0.000
Mg	1.216	0.572	1.959	3.440	2.878	3.123	0.002
Ca	0.447	0.625	0.010	1.299	1.541	1.727	0.114
Na	0.006	0.346	0.048	0.927	0.988	0.743	0.869
K	0.000	0.001	0.905	0.140	0.077	0.020	0.005
Sum	8.000	4.000	7.847	15.465	15.743	15.606	5.001
<b>xMg</b>	0.50	0.87	0.78	0.86	0.78	0.75	
<b>alm</b>	0.42						
<b>prp</b>	0.42						
<b>grs</b>	0.15						
<b>sps</b>	0.01						
<b>xNa / Jd / Ab</b>		0.36					0.88

**Table S2.5.** Representative microprobe analyses for retromorphosed eclogite sample NO3C. Abbreviations used: crn g – corona around garnet; sym – symplectite. ‘sym bi’, ‘sym cpx’ and ‘sym’ denote biotite–plagioclase symplectites, clinoproxene–amphibole–plagioclase symplectites and amphibole–plagioclase symplectites, respectively. The amount of ferric iron was calculated from stoichiometric constraints using Tim Holland’s programme AX (<https://filedn.com/IU1GlyFhv3UuXg5E9dbnWFF/TJBHpages/ax.html>). For amphibole, the Fe<sup>3+</sup> content corresponds to the average from minimum and maximum constraints (Holland & Blundy, 1994).

Sample Mineral # Position	NO3C										
	pl 1-104 crn g	pl 1-213 sym bi	pl 5-128 sym cpx	pl 1-107 sym	am 1-102 corona	am 5-109 sym	am 5-129 sym cpx	g p1050 core	g p1097 rim	bi 1-301 sym bi	cpx 5-124 sym
SiO <sub>2</sub>	60.120	49.005	63.582	63.153	40.543	45.729	49.179	39.285	39.110	34.305	53.489
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.022	0.026	0.062	0.072	0.560	0.345	0.057	0.006	2.727	0.113
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.677	31.865	22.579	22.332	16.548	9.729	7.589	22.355	22.236	17.432	2.246
FeO	0.443	0.251	0.585	0.379	15.570	16.800	14.785	23.196	24.735	15.363	9.736
MnO	0.048	0.000	0.000	0.000	0.224	0.143	0.135	0.426	0.882	0.067	0.211
MgO	0.003	0.001	0.560	0.052	9.933	11.056	12.413	8.272	6.517	13.781	13.822
CaO	6.457	14.674	4.840	3.398	11.567	12.396	12.187	7.332	7.298	0.030	19.631
Na <sub>2</sub> O	7.970	3.322	8.992	9.881	1.807	1.161	1.223	0.009	0.000	0.183	0.801
K <sub>2</sub> O	0.094	0.061	0.165	0.116	0.740	0.444	0.216	0.001	0.000	9.888	0.030
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.000	0.000	0.006	0.011	0.022	0.004	0.037	0.000	0.016	0.026	0.009
<b>Total</b>	99.813	99.201	101.334	99.385	97.026	98.021	98.108	100.932	100.801	93.800	100.088
Si	2.687	2.259	2.788	2.813	6.015	6.745	7.162	2.975	2.997	2.629	1.982
Ti	0.000	0.001	0.001	0.002	0.008	0.062	0.038	0.003	0.000	0.157	0.003
Al	1.300	1.731	1.167	1.173	2.894	1.691	1.303	1.995	2.009	1.574	0.098
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.562	0.322	0.054	0.050	0.000	1.574	0.000
Fe <sup>2+</sup>	0.017	0.010	0.021	0.014	1.370	1.751	1.747	1.419	1.585	0.985	0.302
Mn	0.002	0.000	0.000	0.000	0.028	0.018	0.017	0.027	0.057	0.004	0.007
Mg	0.000	0.000	0.037	0.003	2.197	2.431	2.695	0.934	0.745	0.002	0.764
Ca	0.309	0.725	0.227	0.162	1.839	1.959	1.902	0.595	0.599	0.002	0.780
Na	0.691	0.297	0.764	0.853	0.520	0.332	0.345	0.001	0.000	0.027	0.058
K	0.005	0.004	0.009	0.007	0.140	0.083	0.040	0.000	0.000	0.967	0.001
Sum	5.011	5.027	5.014	5.027	15.573	15.394	15.303	7.999	7.992	7.921	3.995
<b>xMg</b>					0.62	0.58	0.61	0.40	0.32	0.00	0.72
<b>alm</b>								0.48	0.53		
<b>prp</b>								0.31	0.25		
<b>grs</b>								0.20	0.20		
<b>sps</b>								0.01	0.02		
<b>xNa / Jd / A</b>	0.69	0.29	0.76	0.83							0.07

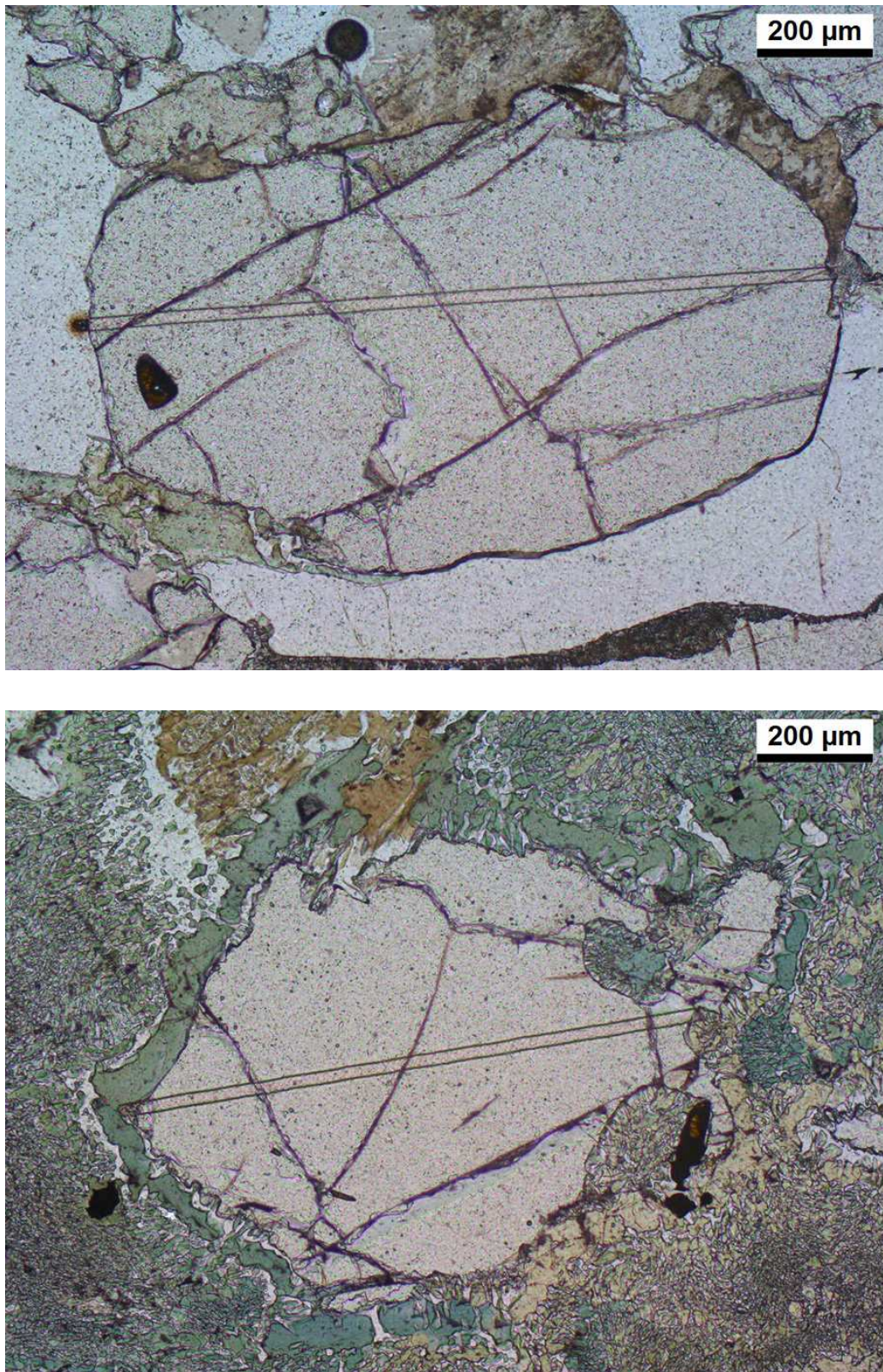
**Table S2.6.** Representative microprobe analyses for gneiss sample NO5. Abbreviations used: crn g – corona around garnet; incl – inclusion; mtx –matrix. The amount of ferric iron was calculated from stoichiometric constraints using Tim Holland’s programme AX (<https://filedn.com/IU1GlyFhv3UuXg5E-9dbnWFF/TJBHpages/ax.html>).

Sample Mineral # Position	NO5									
	g	g	g	bi	bi	pl	pl	mu	mu	chl
	pg214 core	pg230 rim	251 rim	101 incl chl	622 mtx	p138 core	p145 rim	252 crn g	p217 mtx	108 crn g
SiO <sub>2</sub>	38.702	37.782	37.472	35.350	35.521	63.039	58.434	51.938	48.586	25.917
TiO <sub>2</sub>	0.057	0.055	0.011	2.457	2.017	0.000	0.000	0.903	0.964	0.097
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.905	21.733	21.783	18.280	18.081	23.995	25.379	29.662	33.899	22.082
FeO	25.706	28.466	27.149	18.925	18.600	0.039	0.054	2.531	2.171	21.782
MnO	0.564	3.177	5.002	0.151	0.094	0.000	0.000	0.004	0.006	0.155
MgO	5.950	3.525	2.773	10.031	11.135	0.004	0.049	2.590	1.302	17.612
CaO	8.239	6.243	6.566	0.026	0.033	4.864	7.561	0.000	0.011	0.018
Na <sub>2</sub> O	0.008	0.000	0.059	0.053	0.114	8.840	7.181	0.443	0.676	0.000
K <sub>2</sub> O	0.008	0.014	0.024	9.834	9.500	0.146	0.097	7.758	8.803	0.009
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.000	0.011	0.030	0.000	0.013	0.000	0.000	0.004	0.016	0.000
<b>Total</b>	101.139	101.007	100.870	95.108	95.108	100.926	98.754	95.833	96.434	87.673
Si	2.970	2.966	2.955	2.701	2.704	2.765	2.641	3.380	3.169	2.675
Ti	0.003	0.003	0.001	0.141	0.115	0.000	0.000	0.044	0.047	0.008
Al	1.981	2.011	2.025	1.646	1.622	1.240	1.352	2.275	2.606	2.686
Fe <sup>3+</sup>	0.075	0.050	0.069	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	1.574	1.819	1.722	1.209	1.184	0.001	0.002	0.138	0.118	1.880
Mn	0.037	0.211	0.334	0.010	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014
Mg	0.681	0.412	0.326	1.142	1.263	0.000	0.003	0.251	0.127	2.710
Ca	0.677	0.525	0.555	0.002	0.003	0.229	0.366	0.000	0.001	0.002
Na	0.001	0.000	0.009	0.008	0.017	0.752	0.629	0.056	0.086	0.000
K	0.001	0.001	0.002	0.959	0.923	0.008	0.006	0.644	0.733	0.001
Sum	8.000	7.998	7.998	7.818	7.837	4.995	4.999	6.788	6.887	9.976
<b>xMg</b>	0.30	0.18	0.16	0.49	0.52			0.65	0.52	0.59
<b>alm</b>	0.53	0.61	0.59							
<b>prp</b>	0.23	0.14	0.11							
<b>grs</b>	0.23	0.18	0.19							
<b>sps</b>	0.01	0.07	0.11							
<b>xNa / Jd / Ab</b>						0.76	0.63	0.08	0.10	

**Table S2.7.** Representative trace-element concentrations (ppm) determined by LA-ICP-MS for garnet in the fresh eclogite NO3A.

Name	D (µm)	P	Ca	Sc	Ti	Rb	Sr	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb208
3A-5001	0	76	29456	50	92	0.17	0.23	0.39	bdl	bdl	bdl	0.10	bdl	0.21	0.23	1.56	4.72	0.82	6.52	1.59	3.99	4.67	0.56	bdl	0.30
3A-5019	51	bdl	22839	41	74	0.80	3.75	bdl	bdl	4.18	0.29	0.54	0.07	bdl	1.25	0.37	2.89	2.68	6.04	1.09	3.18	2.93	0.52	0.08	2.49
3A-5037	102	bdl	24265	39	96	0.02	0.97	0.97	0.06	bdl	bdl	bdl	0.07	0.18	1.91	0.64	2.49	0.58	4.91	1.03	3.68	5.55	0.62	bdl	0.41
3A-5054	151	bdl	30876	41	59	bdl	bdl	bdl	bdl	0.41	0.10	bdl	bdl	0.87	2.05	0.61	4.43	1.05	7.12	1.10	3.95	3.76	0.95	bdl	0.44
3A-5071	199	bdl	33117	41	49	0.30	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.10	0.04	0.20	0.22	0.55	7.65	1.87	6.75	1.17	4.18	2.74	0.43	0.09	0.87
3A-5089	250	bdl	32553	44	101	bdl	1.67	1.09	bdl	1.43	0.42	0.47	0.12	0.21	3.51	1.69	9.32	2.00	8.03	1.26	4.67	3.27	0.55	bdl	2.46
3A-5107	301	337	36585	49	79	bdl	0.13	1.10	bdl	bdl	0.15	0.05	0.04	0.21	2.16	0.72	4.14	1.21	9.01	0.90	5.37	4.46	0.55	bdl	0.80
3A-5125	352	bdl	35487	49	56	0.30	0.52	0.38	bdl	0.93	bdl	bdl	bdl	0.68	1.33	0.72	2.81	0.92	10.19	2.50	7.99	4.45	0.63	bdl	0.72
3A-5142	400	bdl	28372	46	131	0.44	0.42	1.10	0.07	bdl	bdl	bdl	0.08	0.44	1.33	0.80	3.34	1.03	5.98	1.98	6.34	5.43	1.22	0.09	0.29
3A-5159	449	139	30625	45	119	0.44	bdl	2.52	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.44	1.05	0.72	1.75	0.84	6.41	2.34	13.62	17.58	2.44	0.09	0.13
3A-5177	500	bdl	30881	40	103	bdl	bdl	1.10	bdl	1.44	bdl	bdl	0.12	0.45	0.51	0.73	2.03	0.59	6.77	2.82	20.34	33.81	6.19	bdl	0.38
3A-5195	551	911	28239	43	89	0.66	0.74	bdl	bdl	0.40	0.09	0.19	bdl	0.19	1.22	0.81	4.76	0.71	5.50	2.02	13.17	22.27	5.42	bdl	0.43
3A-5212	599	809	30326	41	162	bdl	0.22	1.04	bdl	0.40	0.10	bdl	0.03	0.64	0.73	0.99	3.89	0.55	5.92	2.04	14.11	17.08	3.67	bdl	0.59
3A-5230	650	527	47764	65	122	0.03	0.15	2.05	0.08	bdl	0.06	0.05	0.14	bdl	0.88	0.91	3.78	0.87	6.60	3.09	10.64	16.22	2.47	0.10	0.71
3A-5247	699	bdl	27459	37	137	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.04	0.03	0.42	1.54	0.77	2.44	1.12	9.02	2.47	9.00	8.67	2.45	bdl	0.44
3A-5265	750	71	26098	31	165	bdl	0.04	3.92	0.07	bdl	bdl	bdl	bdl	0.44	0.50	0.80	2.27	0.76	9.49	1.78	8.88	5.87	1.25	bdl	0.79
3A-5283	801	bdl	32876	49	65	0.47	0.24	0.41	bdl	0.45	bdl	bdl	bdl	0.47	1.41	0.85	3.25	1.09	7.28	2.02	4.51	3.83	0.59	bdl	0.22
3A-5300	849	410	31642	36	153	1.17	0.14	1.13	bdl	bdl	bdl	0.05	0.04	0.70	1.09	1.00	8.31	1.25	10.33	2.89	7.32	4.92	0.61	bdl	0.39
3A-5317	898	392	30915	38	83	0.16	0.13	1.79	0.07	0.42	bdl	bdl	bdl	0.20	1.58	1.11	9.75	1.37	9.14	1.77	2.69	2.43	0.36	bdl	0.29
3A-5318	900	393	36409	52	55	bdl	0.13	1.09	bdl	bdl	bdl	0.10	0.04	0.67	0.77	0.47	5.38	1.60	10.81	1.37	3.57	2.76	0.36	0.09	0.54
3A-5335	949	bdl	42114	40	95	0.17	0.04	0.40	bdl	0.45	bdl	bdl	0.04	1.70	2.55	1.27	11.49	2.19	8.78	0.90	2.98	2.58	0.39	bdl	0.48
3A-5336	951	bdl	33655	49	74	0.72	0.33	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.04	0.21	3.00	1.96	10.50	2.03	7.99	1.43	1.98	1.98	0.30	0.09	0.38
3A-5352	997	bdl	30792	44	60	0.71	0.04	1.78	bdl	bdl	bdl	0.04	bdl	0.20	0.76	0.87	5.85	1.33	6.16	1.10	1.93	2.58	0.40	bdl	0.29
3A-5353	1000	66	35840	52	71	bdl	bdl	0.38	bdl	0.42	0.05	bdl	bdl	0.66	0.49	0.78	4.53	1.03	4.81	1.27	2.66	2.72	0.50	bdl	0.37
3A-5371	1051	bdl	24930	44	82	bdl	0.04	1.07	bdl	bdl	bdl	0.15	bdl	0.66	0.76	0.86	2.99	0.82	5.38	1.78	4.03	5.28	0.47	bdl	0.45
3A-5372	1054	bdl	28405	38	109	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.04	0.03	0.65	0.75	0.61	3.95	1.16	6.87	1.50	4.07	2.67	0.64	bdl	0.12
3A-5388	1099	133	33596	42	132	0.45	0.33	0.39	bdl	bdl	bdl	0.05	bdl	bdl	1.61	0.81	2.83	0.85	7.07	1.61	5.38	4.30	0.45	bdl	0.63
3A-5389	1102	595	36238	48	188	bdl	0.26	0.44	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.50	2.12	1.09	7.93	1.24	9.98	2.24	3.95	4.46	0.58	bdl	0.52
3A-5406	1150	bdl	32329	46	167	bdl	bdl	1.89	0.07	0.44	0.22	0.16	0.04	0.71	1.10	1.35	7.03	0.88	8.57	2.18	5.69	3.94	0.73	bdl	0.74
3A-5407	1153	bdl	44992	42	171	0.03	0.35	bdl	0.08	3.13	0.11	0.39	0.04	1.48	2.00	1.82	6.64	1.72	9.89	1.55	5.01	7.37	0.75	bdl	1.21
3A-5423	1199	bdl	39867	33	89	bdl	5.99	1.15	bdl	bdl	0.82	0.33	0.17	0.96	0.81	0.84	5.96	1.26	6.41	1.76	4.57	5.51	0.77	bdl	1.98
3A-5424	1201	253	32604	43	99	0.30	9.45	1.75	bdl	bdl	1.02	0.66	0.28	0.43	1.28	1.25	3.99	0.99	4.62	1.30	4.33	4.29	0.68	bdl	1.25824





**Figure S2.8.** Photomicrographs (plane-polarized light) of the two garnet grains analyzed for trace-element concentrations and presented in this study, from the fresh eclogite NO3A (upper picture) and the retrogressed eclogite NO3C (lower picture).



**Table S2.8.** Representative trace-element concentrations (ppm) determined by LA-ICP-MS for garnet in the retrogressive eclogite NO3C.

Name	D (µm)	P	Ca	Sc	Ti	Rb	Sr	Zr	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb208
3C-1008	20	585	37359	45	134	bdl	5.68	2.81	1.71	0.18	0.23	bdl	0.18	2.62	1.49	6.13	0.99	9.20	1.46	3.36	2.88	0.71	bdl	0.98
3C-1015	40	bdl	57875	49	133	0.28	0.12	1.61	0.40	bdl	bdl	bdl	1.03	1.95	1.53	4.18	1.25	5.94	1.80	4.24	3.55	0.73	bdl	6.43
3C-1022	60	332	41535	50	184	bdl	bdl	2.37	bdl	bdl	bdl	bdl	0.87	2.32	1.70	7.16	1.39	8.13	1.41	4.17	3.59	0.66	bdl	0.18
3C-1029	80	bdl	51267	44	135	bdl	0.30	0.99	bdl	bdl	0.04	0.03	0.62	1.23	0.89	6.19	1.27	7.02	1.70	4.93	3.32	0.27	bdl	0.72
3C-1037	102	542	48239	40	141	bdl	bdl	0.33	bdl	bdl	0.04	bdl	0.81	2.42	1.73	3.67	1.36	5.74	1.36	3.41	4.25	0.36	bdl	0.47
3C-1043	119	509	46716	51	170	bdl	0.21	1.67	bdl	bdl	bdl	0.15	1.07	3.05	1.59	5.06	0.88	7.55	1.42	3.78	3.98	0.31	bdl	0.65
3C-1051	142	343	54097	51	126	bdl	0.03	0.35	bdl	bdl	bdl	0.03	0.65	1.29	1.25	6.30	1.02	7.56	1.11	3.29	3.82	0.46	bdl	0.35
3C-1057	159	bdl	51342	57	126	0.04	0.04	2.43	bdl	bdl	bdl	0.03	1.12	1.57	0.94	6.30	1.06	5.10	1.30	3.19	2.55	0.43	bdl	0.68
3C-1064	179	bdl	44826	52	229	0.58	0.04	0.36	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	1.31	0.87	4.55	0.78	10.45	1.64	3.97	2.25	0.47	bdl	0.68
3C-1071	199	148	41147	41	178	0.16	1.84	0.33	3.09	0.18	0.14	bdl	0.81	2.68	0.72	5.79	1.14	7.51	1.09	4.21	2.94	0.33	bdl	1.08
3C-1078	219	bdl	50070	48	200	0.69	1.13	0.35	0.42	0.20	0.19	0.07	1.54	1.00	0.99	3.40	1.00	6.26	1.20	3.63	3.27	0.49	bdl	1.47
3C-1086	241	597	48384	55	148	0.17	bdl	2.41	bdl	0.05	bdl	0.03	bdl	0.76	1.01	3.72	0.98	5.21	1.87	4.02	2.06	0.46	bdl	0.35
3C-1093	261	356	51560	53	145	0.71	0.32	1.06	bdl	bdl	0.10	bdl	0.90	1.58	1.75	6.36	0.97	6.19	1.35	3.34	3.87	0.69	bdl	0.60
3C-1107	301	bdl	43383	41	144	0.04	0.23	0.37	0.45	bdl	bdl	bdl	0.45	1.36	1.32	4.99	1.07	8.24	1.51	4.23	3.51	0.37	bdl	0.28
3C-1114	321	bdl	51883	41	155	bdl	0.23	1.09	bdl	bdl	0.05	0.12	1.16	1.36	1.81	7.11	1.33	8.37	1.70	4.89	2.83	0.56	0.19	0.02
3C-1121	341	bdl	50147	51	198	0.86	0.04	1.78	bdl	bdl	0.04	bdl	1.37	1.88	1.37	6.18	1.09	8.80	1.33	2.72	2.61	0.44	0.09	0.70
3C-1128	361	404	42078	46	122	bdl	0.03	2.34	bdl	bdl	0.04	0.03	0.41	1.76	0.60	5.32	1.09	7.85	1.35	5.32	4.15	0.55	0.08	0.42
3C-1135	381	169	49348	36	141	bdl	0.31	0.35	bdl	bdl	bdl	bdl	0.65	0.49	1.40	4.70	0.87	6.04	1.21	2.73	4.26	0.53	bdl	0.67
3C-1142	400	bdl	49764	56	221	bdl	0.04	3.19	bdl	bdl	bdl	bdl	0.44	0.23	1.04	6.17	1.56	6.11	1.40	3.70	4.90	0.29	bdl	0.61
3C-1149	420	239	42574	41	224	0.03	0.04	0.36	bdl	bdl	bdl	0.03	0.66	2.67	0.55	4.56	1.14	6.78	0.98	2.90	3.39	0.50	bdl	0.19
3C-1156	440	bdl	50649	51	147	0.43	0.13	1.72	bdl	bdl	bdl	bdl	1.10	1.81	1.48	4.70	1.12	7.48	1.60	3.47	3.62	0.74	bdl	0.10
3C-1163	460	bdl	48278	57	296	0.03	0.13	1.05	bdl	bdl	bdl	0.08	0.43	1.30	1.18	5.81	1.14	5.56	1.52	2.78	2.89	0.75	bdl	0.69
3C-1170	480	428	50151	45	239	0.17	0.22	0.36	0.92	bdl	bdl	0.03	0.66	0.22	1.02	5.03	0.89	6.87	0.94	2.67	3.68	0.32	bdl	0.60
3C-1177	500	1471	41428	56	199	bdl	0.03	0.99	bdl	bdl	0.04	0.03	0.19	2.25	0.89	6.68	1.17	6.07	1.30	4.33	3.93	0.37	bdl	0.49
3C-1184	520	bdl	49103	60	132	0.03	0.33	1.09	bdl	bdl	0.05	bdl	0.21	2.20	1.31	4.17	1.03	6.69	1.17	5.78	1.83	0.52	bdl	0.54
3C-1191	540	183	50376	51	134	bdl	0.13	bdl	0.43	0.15	bdl	bdl	0.20	2.13	1.19	5.35	0.97	6.65	1.68	3.88	4.86	0.36	bdl	0.78
3C-1198	560	bdl	50905	47	140	0.69	0.31	1.03	bdl	bdl	bdl	bdl	0.64	0.74	1.15	5.41	1.07	9.42	1.06	3.96	2.97	0.28	bdl	0.43
3C-1205	579	179	48398	44	195	bdl	0.03	1.71	bdl	bdl	bdl	0.03	1.09	1.01	1.62	4.17	1.18	8.15	1.13	3.76	2.82	0.52	0.27	0.51
3C-1212	599	59	45317	58	178	bdl	bdl	1.75	bdl	bdl	bdl	0.03	0.43	1.57	1.42	3.76	1.21	8.65	1.20	4.28	3.37	0.72	bdl	0.85
3C-1219	619	584	42576	51	108	0.53	0.12	0.98	bdl	bdl	bdl	bdl	0.19	0.96	0.51	3.99	0.86	8.06	1.35	2.59	2.39	0.50	0.17	0.64
3C-1233	659	195	51035	49	213	0.87	0.04	1.09	bdl	bdl	bdl	0.08	0.21	2.47	2.05	6.82	1.51	8.19	1.47	4.43	3.49	0.37	bdl	0.46
3C-1241	682	bdl	49559	55	115	bdl	0.21	1.66	bdl	bdl	bdl	bdl	0.63	1.49	1.35	5.03	0.81	6.95	1.20	3.75	4.87	0.48	bdl	0.73
3C-1255	721	990	50332	45	175	bdl	0.22	3.76	0.42	bdl	bdl	bdl	0.20	2.61	1.08	9.23	1.33	7.91	1.60	4.20	2.99	0.35	bdl	0.27
3C-1262	741	134	57993	47	195	bdl	0.04	0.37	bdl	0.05	0.15	bdl	0.68	1.90	1.14	5.47	1.21	6.04	1.53	2.98	2.65	0.52	bdl	0.29
3C-1269	761	69	47190	48	267	bdl	0.42	2.49	bdl	bdl	bdl	0.08	1.14	1.60	1.21	5.66	1.09	6.57	1.00	3.60	3.76	0.47	0.09	1.04
3C-1276	781	bdl	53229	43	203	bdl	0.04	1.83	bdl	bdl	0.10	bdl	0.45	1.64	1.07	7.15	1.15	8.73	1.63	4.25	3.86	0.37	bdl	0.46
3C-1290	821	259	42622	53	138	0.43	0.04	0.36	0.92	bdl	bdl	bdl	0.43	1.30	1.34	5.30	1.31	6.00	1.30	4.06	4.17	0.61	bdl	0.36
3C-1297	841	196	38752	43	104	0.83	0.04	0.36	0.43	bdl	bdl	0.12	0.43	3.44	0.94	4.75	1.27	6.83	1.22	2.97	3.50	0.46	bdl	0.85
3C-1304	861	bdl	52627	55	183	0.03	0.14	0.38	bdl	bdl	bdl	bdl	0.46	1.38	1.76	6.44	1.51	9.48	1.54	5.33	4.26	0.45	0.09	0.56
3C-1311	880	bdl	59020	56	123	0.03	0.32	2.46	bdl	bdl	bdl	bdl	0.67	1.31	1.03	6.12	1.00	9.90	1.10	3.77	5.18	0.76	bdl	0.53
3C-1318	900	411	41174	40	85	0.15	0.63	4.11	1.28	0.65	0.47	0.11	1.44	1.92	1.58	4.35	0.77	7.19	1.19	3.89	5.11	0.78	bdl	1.23
3C-1325	920	bdl	44924	39	178	0.68	bdl	bdl	bdl	0.20	0.09	bdl	0.86	1.00	1.46	3.65	1.42	9.10	1.41	5.40	3.58	0.45	bdl	0.43
3C-1332	940	303	43357	46	133	bdl	0.21	0.97	bdl	bdl	0.09	bdl	0.61	0.71	1.02	6.31	1.08	8.66	0.97	4.34	4.00	0.66	bdl	1.10
3C-1339	960	bdl	43522	38	121	bdl	0.48	1.67	0.41	bdl	0.04	bdl	1.07	0.73	0.82	5.79	1.43	8.38	2.04	4.08	2.45	0.58	bdl	0.82

**Table S2.9.** Zircon U–Pb data and trace-element concentrations determined by LA-ICP-MS in the fresh eclogite NO3A. For  $Eu_N/Eu^*$  and  $Gd_N/Yb_N$ , concentrations are normalized to the chondritic values of McDonough & Sun (1995).

Analysis #	Grain #	Isotopic ratios						Apparent ages						U (ppm)		
		$^{207}Pb/^{235}U$	2 $\sigma$ (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	2 $\sigma$ (%)	Rho	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2 $\sigma$ (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	2 $\sigma$ (abs)	$^{207}Pb/^{235}U$	2 $\sigma$ (abs)	$^{207}Pb/^{206}Pb$		2 $\sigma$ (abs)	% conc
140322a-17	13b	0.56662	13.06	0.06840	5.32	0.112	0.06116	8.49	426	22	456	48	644	183	93.6	79
140322a-23	28a	0.52123	13.33	0.06277	4.74	0.129	0.06169	9.21	392	18	426	46	663	198	92.1	80
140322a-30	38a	0.51194	15.37	0.06450	5.70	0.118	0.05831	13.16	403	22	420	53	540	291	96.0	67
140322a-31	38b	0.47091	14.64	0.06533	4.77	0.267	0.05290	10.70	408	19	392	48	324	245	104.1	45
140322a-39	78a	0.57745	17.91	0.06917	7.81	0.111	0.06469	16.95	431	33	463	67	763	363	93.2	33
140322a-43	86a	0.57498	18.95	0.06829	7.43	0.126	0.06239	17.06	426	31	461	70	686	370	92.3	24
220322c-2	38d	0.52984	10.52	0.06481	4.43	0.057	0.06306	10.76	405	17	432	37	709	230	93.8	83
220322c-11	178a	0.49548	7.27	0.06441	3.11	0.019	0.05923	6.93	402	12	409	24	575	151	98.5	53
220322c-12	178b	0.48195	8.09	0.06563	3.11	0.084	0.05394	7.72	410	12	399	27	367	175	102.6	54
220322c-13	184	0.51582	10.14	0.06551	4.58	0.106	0.06156	10.31	409	18	422	35	658	222	96.9	66
220322c-14	186	0.49277	8.11	0.06467	3.57	0.100	0.05821	7.95	404	14	407	27	537	175	99.3	52
220322c-16	190	0.52198	10.78	0.06935	4.69	0.216	0.05776	10.23	432	20	426	38	520	226	101.4	52
220322c-18	194b	0.53583	9.84	0.06818	4.16	0.120	0.05981	9.62	425	17	436	35	596	210	97.6	68
220322c-22	208b	0.53686	7.05	0.06943	2.86	0.088	0.05724	6.41	433	12	436	25	500	141	99.2	63
220322c-24	214	0.55227	7.79	0.06854	3.39	0.123	0.05995	7.07	427	14	446	28	601	153	95.7	45
220322c-28	233	0.50112	7.65	0.06274	3.21	0.080	0.06135	7.25	392	12	412	26	651	156	95.1	51
220322c-29	236	0.50605	7.80	0.06214	3.31	0.012	0.06153	7.64	389	12	416	27	657	164	93.5	60



**Table S2.10.** Zircon U–Pb data and trace-element concentrations determined by LA-ICP-MS in the retrogressed eclogite NO3C. For  $Eu_N/Eu^*$  and  $Gd_N/Yb_N$ , concentrations are normalized to the chondritic values of McDonough & Sun (1995).

		Isotopic ratios										Apparent ages										
Analysis #	Grain #	$^{207}Pb/^{235}U$	$2\sigma$ (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	$2\sigma$ (%)	Rho	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$2\sigma$ (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	$2\sigma$ (abs)	$^{207}Pb/^{235}U$	$2\sigma$ (abs)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$2\sigma$ (abs)	% conc	U (ppm)	Th/U					
140322b-3	4a	0.51368	8.09	0.06592	5.62	0.073	0.05676	10.1	412	22	421	28	481	225	97.8	56	0.04					
140322b-4	4b	0.48757	8.49	0.06696	5.88	0.018	0.05491	10.5	418	24	403	28	408	235	103.6	48	0.04					
140322b-5	7a	0.51568	10.90	0.06707	6.27	0.071	0.05820	12.7	418	25	422	38	536	280	99.1	37	0.02					
140322b-8	15	0.52759	10.24	0.06598	6.26	0.141	0.05751	11.5	412	25	430	36	510	255	95.7	46	0.05					
140322b-16	30a	0.47395	10.55	0.06149	6.15	0.142	0.05881	12.2	385	23	394	34	559	268	97.7	38	0.02					
140322b-32	79	0.48175	12.50	0.06585	7.18	0.081	0.05903	14.9	411	29	399	41	567	329	103.0	22	0.00					
140322b-35	87a	0.48527	9.43	0.06082	5.40	0.123	0.05855	10.7	381	20	402	31	550	234	94.8	61	0.04					
140322b-53	165	0.48903	14.37	0.06219	7.99	0.101	0.06364	17.7	389	30	404	48	729	382	96.2	42	0.04					
140322b-56	172	0.52051	14.11	0.06576	7.55	0.011	0.06515	17.0	411	30	425	49	778	363	96.5	33	0.02					
140322b-57	174	0.49682	8.73	0.06597	5.34	0.116	0.05454	10.0	412	21	410	29	392	226	100.6	76	0.06					
140322b-59	180	0.50673	3.91	0.06485	4.63	0.311	0.05666	6.2	405	18	416	13	477	137	97.3	364	0.20					
220322c-31	30c	0.50494	8.33	0.06608	3.47	0.024	0.05982	8.4	412	14	415	28	596	182	99.4	37	0.02					
220322c-33	239	0.49845	7.69	0.06456	3.05	0.042	0.05969	7.5	403	12	411	26	591	163	98.2	56	0.03					
220322c-35	259a	0.51507	7.88	0.06515	3.26	0.041	0.06009	7.6	407	13	422	27	606	164	96.5	46	0.03					
220322c-38	230	0.46868	6.92	0.06121	2.94	0.102	0.05746	6.3	383	11	390	22	508	139	98.1	70	0.04					
220322c-45	188	0.50446	8.34	0.06621	3.46	0.011	0.05737	8.2	413	14	415	28	505	180	99.6	42	0.04					
220322c-50	61c	0.51638	7.13	0.06407	3.09	0.049	0.05934	6.5	400	12	423	25	579	142	94.7	61	0.06					
220322c-51	7c	0.50961	7.46	0.06416	3.35	0.017	0.06097	7.4	401	13	418	26	637	159	95.9	48	0.03					
220322c-52	7d	0.50051	7.52	0.06418	3.34	0.136	0.06118	7.3	401	13	412	25	645	156	97.3	48	0.02					
220322c-53	4c	0.51439	7.37	0.06563	2.95	0.012	0.05908	6.9	410	12	421	25	569	151	97.2	52	0.04					
220322c-54	15b	0.46926	7.40	0.06252	3.17	0.032	0.05749	7.2	391	12	391	24	509	158	100.1	54	0.04					
220322c-56	87b	0.52053	7.54	0.06443	3.18	0.056	0.06093	7.1	403	12	426	26	636	152	94.6	53	0.02					
220322c-58	78a	0.52717	8.41	0.06481	3.53	0.105	0.06147	7.9	405	14	430	29	655	169	94.2	56	0.03					
220322c-60	216	0.47324	6.92	0.06125	3.09	0.135	0.05742	6.4	383	12	393	23	507	141	97.4	74	0.07					

Table S2.10 (continued).

Pb (ppm)	Trace-element concentrations (ppm)																	GdN/YbN	EuN/Eu*	Grain #					
	Sc	Ti	Sr	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm				Yb	Lu	Hf	Ta	
4	210.2	4.4	0.1	29.6	0.4	0.0	2.4	0.0	0.1	0.4	0.3	2.1	0.5	4.2	1.0	3.1	0.5	4.0	0.7	12983	0.1	1.05	0.42	4a	
4	201.2	3.9	0.2	20.6	0.4	0.0	1.7	0.0	0.1	0.3	0.2	1.7	0.4	2.8	0.6	1.8	0.3	2.2	0.4	13243	0.1	1.00	0.64	4b	
2	194.9	4.2	0.2	15.8	0.4	0.0	1.2	0.0	0.0	0.4	0.2	1.4	0.3	2.1	0.5	1.4	0.2	1.4	0.2	12795	0.1	1.03	0.78	7a	
5	210.6	6.9	0.2	22.0	0.5	0.0	2.0	0.0	0.2	0.4	0.3	2.1	0.5	3.1	0.7	2.2	0.3	2.4	0.4	13933	0.1	1.09	0.71	15	
1	182.5	2.7	0.1	14.7	0.3	0.0	1.1	0.0	0.0	0.3	0.2	1.2	0.3	2.1	0.4	1.3	0.2	1.4	0.3	12245	0.1	1.18	0.68	30a	
1	188.5	2.8	0.2	27.8	0.3	0.0	2.0	0.0	0.1	0.4	0.3	2.1	0.5	3.9	0.9	2.8	0.4	3.3	0.6	11566	0.0	1.16	0.51	79	
4	190.4	2.2	0.1	21.5	0.3	0.0	2.2	0.0	0.1	0.2	0.3	1.7	0.4	2.8	0.7	1.9	0.3	2.4	0.4	12936	0.1	1.29	0.56	87a	
4	201.3	2.0	0.1	17.6	0.3	0.0	1.6	0.0	0.0	0.4	0.2	1.5	0.3	2.3	0.5	1.7	0.2	2.2	0.6	14007	0.0	0.68	0.57	165	
3	190.9	3.4	0.1	21.9	0.3	0.0	1.4	0.0	0.0	0.3	0.2	1.5	0.4	2.7	0.7	2.3	0.5	3.5	0.7	12512	0.0	1.14	0.35	172	
11	184.0	1.1	0.2	19.8	0.3	0.0	2.0	0.0	0.2	0.3	0.2	1.2	0.3	2.2	0.6	2.0	0.4	3.4	0.7	13692	0.1	1.28	0.27	174	
131	184.5	10.1	0.1	61.8	0.4	0.1	8.2	0.0	0.6	1.2	0.8	4.9	1.1	7.5	1.9	7.6	1.5	13.7	3.3	11000	0.1	1.05	0.29	180	
2		1.3																						30c	
3		3.3																							239
3		2.5																							259a
5		5.3																							230
3		2.3																							188
10		4.3																							61c
3		5.6																							7c
2		5.5																							7d
6		5.0																							4c
4		4.2																							15b
5		4.5																							87b
4		6.1																							78a
9		3.9																							216

**Table S2.II. Zircon U–Pb data and trace-element concentrations determined by LA-ICP-MS in the gneiss NO5.**

Analysis #	Grain #	Isotopic ratios										Apparent ages							
		207Pb/235U	2σ (%)	206Pb/238U	2σ (%)	Rho	207Pb/206Pb	2σ (%)	206Pb/238U	2σ (abs)	207Pb/235U	2σ (abs)	207Pb/206Pb	2σ (abs)	% conc	U (ppm)	Th/U	Pb (ppm)	Ti (ppm)
220322a-2	12b	0.47870	4.60	0.06512	2.04	0.475	0.05343	4.92	407	8	397	15	346	112	102.4	1038	0.00	7	5.6
220322a-4	10b	0.47554	3.62	0.06263	1.28	0.242	0.05469	4.39	392	5	395	12	399	98	99.1	1000	0.00	8	6.9
220322a-7	15c	0.49434	3.86	0.06456	1.35	0.088	0.05538	4.62	403	5	408	13	426	103	98.9	614	0.00	4	3.1
220322a-10	18c	0.51336	3.87	0.06762	1.45	0.318	0.05496	4.55	422	6	421	13	409	102	100.3	583	0.00	5	99.5
220322a-12	28	0.53115	4.04	0.06735	1.57	0.076	0.05661	4.76	420	6	433	14	475	105	97.1	381	0.00	7	193.8
220322a-15	33a	0.49487	3.99	0.06404	1.56	0.187	0.05540	4.70	400	6	408	13	427	105	98.0	478	0.00	10	16.2
220322a-16	33b	0.49253	3.74	0.06729	1.49	0.359	0.05237	4.43	420	6	407	13	301	101	103.2	737	0.00	4	2.6
220322a-19	47c	0.51404	3.74	0.06743	1.43	0.300	0.05439	4.48	421	6	421	13	386	101	99.9	740	0.00	5	6.1
220322a-21	57b	0.49962	3.75	0.06572	1.45	0.234	0.05440	4.51	410	6	411	13	387	101	99.7	968	0.01	14	2.9
220322a-23	63b	0.51045	7.95	0.06679	3.20	0.085	0.05589	8.65	417	13	419	27	447	193	99.5	70	0.00	0	770.5
220322a-24	63c	0.49840	4.45	0.06760	2.34	0.348	0.05419	5.01	422	10	411	15	378	113	102.7	797	0.01	7	23.6
220322a-28	65a	0.48751	3.79	0.06455	1.44	0.240	0.05422	4.53	403	6	403	13	379	102	100.0	580	0.00	2	2.4
220322a-30	65c	0.47809	3.84	0.06418	1.42	0.254	0.05332	4.56	401	6	397	13	341	103	101.1	759	0.00	4	1.2
220322a-31	84a	0.50457	3.87	0.06611	1.42	0.243	0.05493	4.58	413	6	415	13	408	103	99.5	482	0.00	2	2.1
220322a-32	84b	0.51376	3.89	0.06745	1.49	0.186	0.05529	4.65	421	6	421	13	423	104	100.0	414	0.00	3	3.0
220322a-33	85a	0.46677	3.82	0.06114	1.49	0.261	0.05518	4.55	383	6	389	12	418	102	98.4	707	0.00	6	4.8
220322a-34	85b	0.46546	3.73	0.06181	1.50	0.322	0.05413	4.48	387	6	388	12	375	101	99.6	793	0.00	6	66.9
220322a-36	97	0.48644	4.32	0.06405	2.34	0.251	0.05550	5.08	400	9	402	14	431	113	99.4	468	0.00	2	0.5
220322a-39	116b	0.52705	3.83	0.06859	1.54	0.205	0.05537	4.59	428	6	430	13	426	103	99.5	473	0.00	2	2.7
220322a-42	124	0.51617	4.32	0.06580	2.52	0.560	0.05738	4.76	411	10	423	15	505	105	97.2	1076	0.01	50	16.4
220322a-46	132	0.52987	5.02	0.06665	2.00	0.025	0.05867	5.86	416	8	432	18	554	128	96.3	115	0.00	1	2.1
220322a-51	143a	0.50027	4.10	0.06423	1.95	0.398	0.05740	4.75	401	8	412	14	506	105	97.4	989	0.01	18	4.8
220322a-52	143b	0.50585	4.57	0.06700	2.43	0.190	0.05662	5.44	418	10	416	16	476	121	100.6	561	0.01	8	35.1
220322a-56	155a	0.48568	3.73	0.06226	1.37	0.220	0.05625	4.49	389	5	402	12	461	100	96.9	707	0.00	10	50.1
220322a-58	155c	0.47557	4.22	0.06481	2.01	0.429	0.05417	4.76	405	8	395	14	377	107	102.5	1039	0.00	9	4.4



## Annexe 2

**Table S2.12.** Rutile U–Pb data and Zr concentrations determined by LA-ICP-MS in the fresh eclogite NO3A.

Analysis #	Grain #	Position	Isotopic ratios					U		Pb		Apparent ages		Zr (ppm)
			<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	2σ (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ (%)	rho	(ppm)	(ppm)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ (abs)			
050722b-1	c901	mtx	16.01876	13.10	0.07600	40.76	0.40	1.8	0.2	1094	902	310		
050722b-2	c902	mtx	16.07222	12.96	0.10202	47.21	0.91	1.8	0.1	1660	992	333		
050722b-3	c3101	mtx	14.68675	12.97	0.09960	41.61	0.71	1.8	0.2	1616	852	338		
050722b-4	c3102	incl omp	14.48101	12.77	0.17702	37.55	0.99	1.9	0.2	2624	667	313		
050722b-5	c3201	incl grt	15.18787	12.54	0.10596	37.10	0.35	2.2	0.2	1730	732	350		
050722b-6	c3301	incl omp	16.51672	13.17	0.07958	40.18	0.32	1.8	0.1	1186	873	306		
050722b-7	c3401	incl omp	16.71420	12.73	0.06719	38.23	-0.29	1.8	0.1	843	871	327		
050722b-8	c3501	incl grt	12.68260	12.55	0.29945	36.47	0.85	2.1	0.3	3467	599	342		
050722b-9	c3601	mtx	15.30627	12.88	0.12763	37.96	0.40	1.9	0.2	2065	720	292		
050722b-10	c1001	incl grt	17.44474	13.08	0.08530	44.42	0.95	1.8	0.1	1322	967	327		
050722b-11	c1201a	mtx	16.31542	12.80	0.07031	39.38	0.46	1.8	0.1	936	888	328		
050722b-12	c1301	mtx	15.65488	13.16	0.09546	46.73	0.82	1.8	0.1	1536	997	306		
050722b-13	c3701	mtx	15.61179	12.97	0.12303	42.04	0.80	1.8	0.1	2000	819	312		
050722b-14	c1401	incl omp	12.49306	13.38	0.27754	37.31	0.44	1.9	0.3	3348	620	266		
050722b-15	c3801	symp	15.54913	12.73	0.14412	37.16	0.70	1.8	0.1	2276	685	314		
050722b-16	c3802	symp	16.53274	12.99	0.08173	40.60	0.96	1.8	0.1	1238	876	310		
050722b-17	c4201	incl grt ?	15.54249	13.14	0.14308	38.06	0.81	1.8	0.2	2264	705	292		
050722b-18	c2401	incl omp	17.91165	13.28	0.09215	40.83	0.57	1.9	0.1	1470	851	329		
050722b-19	c2301	incl grt	16.59694	12.92	0.08741	38.68	0.34	1.8	0.1	1369	810	305		
050722b-20	c2201	incl am	15.84076	13.35	0.08262	40.04	0.87	1.7	0.1	1259	859	293		
050722b-21	c4501	incl omp	16.52926	12.90	0.07003	38.76	0.97	1.8	0.1	928	872	317		
050722b-22	c1701	incl grt	15.51876	12.81	0.14566	38.66	0.75	1.8	0.1	2295	715	310		
050722b-23	c1601	incl grt	16.82812	12.90	0.06561	41.68	0.74	1.8	0.1	793	977	325		
050722b-24	c1602	incl omp	18.89387	14.47	0.06702	44.52	0.73	1.6	0.1	838	1054	312		
050722b-25	c2001	incl omp	15.58151	13.27	0.08755	40.72	0.67	1.8	0.1	1372	861	292		
050722b-26	c701	mtx	15.83148	12.75	0.07772	39.50	0.94	1.9	0.1	1139	862	325		
050722b-27	c702	mtx	15.79657	12.99	0.08779	40.21	0.76	1.8	0.1	1377	847	339		
050722b-28	c601	incl omp	16.04711	12.97	0.09484	40.20	0.68	1.8	0.1	1524	829	326		
050722b-29	c4701	incl grt	16.38052	13.75	0.11143	42.73	0.47	1.6	0.1	1822	855	333		
050722b-30	c4601	mtx	10.75494	12.59	0.35849	38.08	1.00	1.8	0.3	3743	616	326		
050722b-31	c4602	mtx	14.37808	14.49	0.17655	45.62	0.99	1.8	0.1	2620	841	322		
050722b-32	c2701	mtx	15.56162	12.75	0.06185	41.70	0.85	1.8	0.1	668	1001	326		
050722c-30	c4001	incl grt										315		
050722c-31	c501	mtx										317		
050722c-32	c502	mtx										304		
050722c-33	c601b	incl omp										317		
050722c-34	c602	incl omp										320		
050722c-35	c702b	mtx										324		
050722c-36	c1901	incl grt										317		
050722c-37	c4202	incl grt										316		
050722c-38	c4401	mtx										279		
050722c-39	c4402	incl grt										345		
050722c-40	c4101	incl grt										334		
050722c-41	c3402	incl omp										242		
050722c-42	c3403	incl omp										301		
050722c-43	c3302	mtx										294		
050722c-44	c3202	mtx										311		

Table S2.12 (continued).

Analysis #	Grain #	Position	Isotopic ratios					Apparent ages				
			<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	2 $\sigma$ (%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 $\sigma$ (%)	rho	U (ppm)	Pb (ppm)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2 $\sigma$ (abs)	Zr (ppm)
050722c-45	c1002	incl grt										300
050722c-46	c3602	incl omp										271
050722c-47	c1201b	mtx										314
050722c-48	c1301b	mtx										288
200922b-1	9	mount.	16.49975	7.31	0.09851	15.52	0.78	1.9	3	1595	293	283
200922b-2	12	mount.	15.12355	7.36	0.09277	15.41	0.48	1.9	1	1482	296	283
200922b-3	14	mount.	15.23918	7.13	0.09590	17.58	0.00	1.9	1	1545	336	270
200922b-4	17	mount.	16.07172	7.15	0.08733	13.19	0.83	2.1	1	1367	256	270
200922b-5	19	mount.	15.18933	7.30	0.09805	13.31	0.34	1.8	3	1586	251	300
200922b-6	20	mount.	15.80154	7.26	0.08194	13.32	0.74	1.9	0	1243	264	282
200922b-7	23	mount.	16.04561	7.05	0.09037	15.03	0.90	1.8	1	1432	290	282
200922b-8	24	mount.	16.06056	7.06	0.07687	12.04	0.28	1.9	1	1117	242	267
200922b-9	158a	mount.	16.01343	7.52	0.08054	17.31	0.92	2.0	0	1209	346	300
200922b-10	158b	mount.	15.19458	7.35	0.09985	17.46	0.73	2.0	2	1621	330	274
200922b-11	148a	mount.	15.34243	7.35	0.07314	68.24	0.05	1.9	1	1017	2014	319
200922b-12	148b	mount.	15.33639	7.76	0.08511	15.79	0.39	1.9	1	1317	310	278
200922b-13	139	mount.	14.63124	7.00	0.09819	10.24	0.39	1.8	6	1589	192	319
200922b-14	138	mount.	15.62479	7.07	0.06988	11.32	0.32	2.0	3	924	234	290
200922b-15	112	mount.	15.02554	6.89	0.07621	11.96	0.36	1.9	3	1100	241	287
200922b-16	104	mount.	6.82280	6.70	0.56063	4.69	0.61	1.9	264	4408	69	283
200922b-17	93	mount.	13.27324	7.12	0.16347	10.12	0.62	1.9	75	2491	171	284
200922b-18	94	mount.	14.60072	7.35	0.08422	16.25	0.58	1.8	9	1297	320	277
200922b-19	87	mount.	14.91168	7.37	0.08438	14.73	-0.02	1.9	8	1300	290	273
200922b-20	88	mount.	15.88394	7.19	0.10071	15.15	0.61	1.8	15	1636	285	290

**Table S2.13.** Rutile U–Pb data and Zr concentrations determined by LA-ICP-MS in the retrogressed eclogite NO3C.

Analysis #	Spot #	Position	Isotopic ratios					U		Pb		Apparent ages		Zr (ppm)
			238U/ 206Pb	2σ (%)	207Pb/ 206Pb	2σ (%)	rho	(ppm)	(ppm)	207Pb/2 06Pb	2σ (abs)			
050722c-1	c101a	mtx											250	
050722c-2	c101b	mtx											256	
050722c-3	c101c	mtx											265	
050722c-4	c101d	mtx											261	
050722c-5	c101e	mtx											275	
050722c-6	c101f	mtx											277	
050722c-7	c101g	mtx											325	
050722c-8	c102a	mtx											304	
050722c-9	c301	incl grt											292	
050722c-10	c501	mtx											300	
050722c-11	c401	mtx											216	
050722c-12	c1501	incl grt											321	
050722c-13	c0001	mtx											285	
050722c-14	c0002	incl grt											296	
050722c-15	c1701	mtx											287	
050722c-16	c1601	mtx											262	
050722c-17	c1401	incl grt											352	
050722c-18	c1402a	incl grt											277	
050722c-19	c1402b	incl grt											280	
050722c-20	c1403	mtx											363	
050722c-21	c1301	incl aln											308	
050722c-22	c0003	incl am											312	
050722c-23	c0004	mtx											304	
050722c-24	c102b	mtx											276	
050722c-25	c102c	mtx											289	
050722c-26	c102d	mtx											283	
050722c-27	c102e	mtx											281	
050722c-28	c102f	mtx											287	
050722c-29	c102g	mtx											356	
200922b-21	6	mount.	14.48027	7.59	0.10158	15.41	0.84	1.1	24.0	1652	289		304	
200922b-23	2	mount.	14.83243	8.33	0.10440	45.71	0.77	1.1	15.4	1703	946		333	
200922b-24	4	mount.	15.78713	7.90	0.10781	33.81	0.53	1.1	18.4	1762	656		298	
200922b-26	10	mount.	14.05274	7.99	0.11415	18.13	0.04	1.1	3.8	1866	333		271	
200922b-27	12	mount.	14.93929	8.67	0.06149	127.49	0.45	0.9	26.6	655	63763		284	
200922b-28	14	mount.	15.18025	8.45	0.09704	40.24	0.51	1.1	5.8	1567	824		285	
200922b-29	15	mount.	14.43010	8.20	0.09277	21.32	0.59	1.0	4.8	1482	414		286	
200922b-30	16	mount.	10.17107	8.62	0.29111	18.41	0.51	0.9	172.9	3423	290		309	
200922b-31	17	mount.	14.24069	7.63	0.13334	22.98	0.59	1.2	31.3	2142	412		359	
200922b-32	18	mount.	14.91032	8.11	0.11837	28.39	0.68	1.1	21.7	1931	529		276	
200922b-33	19	mount.	13.89097	8.37	0.13687	21.18	0.45	1.1	37.1	2187	376		336	
200922b-34	20	mount.	14.54653	7.67	0.09393	17.69	0.66	1.3	34.0	1506	340		282	
200922b-36	22	mount.	14.54028	8.02	0.13834	19.38	0.46	1.1	15.5	2206	342		290	
200922b-37	23	mount.	14.02305	7.81	0.06276	156.45	0.32	1.1	53.2	699	63970		283	
200922b-38	24	mount.	14.51007	7.89	0.12255	17.68	0.24	1.1	20.8	1993	319		309	
200922b-39	25	mount.	15.10860	7.48	0.08294	12.63	-0.10	1.6	14.0	1267	249		327	
200922b-41	27	mount.	14.38581	7.97	0.11316	18.52	0.58	1.1	1.2	1850	341		262	
200922b-42	28	mount.	13.55173	7.76	0.20328	23.02	0.17	1.2	13.3	2852	384		227	

Table S2.13 (continued).

Analysis #	Spot #	Position	Isotopic ratios					Apparent ages				
			$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$ (%)	rho	U (ppm)	Pb (ppm)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$ (abs)	Zr (ppm)
200922b-43	29	mount.	15.81871	8.53	0.11886	33.08	0.48	0.9	1.0	1938	625	313
200922b-44	30	mount.	15.16997	8.17	0.11070	18.41	0.52	1.0	0.4	1810	340	225
200922b-45	31	mount.	15.98365	8.21	0.07123	97.81	0.50	1.1	2.5	963	64640	282
200922b-46	32	mount.	15.00315	7.91	0.11916	17.90	0.39	1.2	2.1	1943	325	294.9
200922b-47	33	mount.	15.54484	7.93	0.13750	19.80	0.57	1.0	1.9	2195	350	296.1
200922b-48	34	mount.	15.13797	7.94	0.09424	35.55	0.70	1.1	1.7	1512	719	231.2
200922b-49	35	mount.	14.47836	9.36	0.13136	36.93	0.47	0.7	1.0	2115	693	304.3
200922b-50	36	mount.	13.96257	7.67	0.10331	38.66	0.19	1.2	2.4	1684	773	313.3
200922b-51	37	mount.	14.49769	7.81	0.12773	18.68	0.69	1.2	4.6	2066	335	259.4
200922b-52	38	mount.	14.50848	8.08	0.12658	25.90	0.54	1.2	3.9	2050	472	278.1
200922b-53	39	mount.	15.28124	8.73	0.12928	29.84	0.50	0.9	3.3	2087	548	308.4
200922b-54	40	mount.	14.45645	7.96	0.09388	20.63	0.62	1.2	1.1	1505	399	307.0
200922b-55	41	mount.	14.99027	7.93	0.10379	24.99	0.66	1.1	3.1	1692	476	294.9
200922b-56	42	mount.	16.23802	8.23	0.07359	107.12	0.35	1.2	2.4	1029	67978	276.7
200922b-58	44	mount.	14.22342	8.06	0.12090	18.15	0.44	1.1	7.9	1969	329	268.6
200922b-59	45	mount.	14.28482	7.91	0.13297	20.02	0.66	1.0	3.6	2137	357	333.8
200922b-61	47	mount.	15.78113	7.99	0.11953	18.15	0.39	1.1	3.2	1948	330	287.6
200922b-62	49	mount.	14.78315	8.07	0.12124	29.37	0.54	1.0	4.9	1974	546	324.8
200922b-63	52	mount.	14.52915	8.09	0.10272	96.68	0.60	1.0	16.2	1673	73327	319.5

**Table S2.14.** Detailed calculations with the average P mode of THERMOCALC for the amphibole-plagioclase coronae around garnets in eclogite sample NO3C. Several combinations of mineral analyses were used and averaged, hence final results possibly different from those presented here. For amphibole, Q1 and Q2 were calculated using Eleanor Green's spreadsheet ([https://hpxeosandthermocalc.files.wordpress.com/2022/03/amph\\_q1q2.xlsx](https://hpxeosandthermocalc.files.wordpress.com/2022/03/amph_q1q2.xlsx)).

Activities of end-members in solid solutions are calculated with input values of compositional variables at PT: 10.0 kbar, 650 °C

hb            Q1(hb) = -0.0186, Q2(hb) = 0.1297  
               tr: a = 0.0571, sd(a) = 0.0378  
               tsm: a = 0.0023, sd(a) = 0.0013  
               prgm: a = 0.0164, sd(a) = 0.0088  
               glm: a = 0.0014, sd(a) = 0.0010  
               cumm: a = 0.0001, sd(a) = 0.0011  
               grnm: a = 0.0002, sd(a) = 0.0004  
               a: a = 0.0006, sd(a) = 0.0013  
               b: a = 0.0009, sd(a) = 0.0017  
               mrb: a = 0.0003, sd(a) = 0.0002  
               kprg: a = 0.0060, sd(a) = 0.0054  
               tts: a = 0.0000, sd(a) = 0.0000

g             py: a = 0.0720, sd(a) = 0.0252  
               alm: a = 0.0921, sd(a) = 0.0248  
               gr: a = 0.0242, sd(a) = 0.0134

plc           abh: a = 0.7279, sd(a) = 0.0232  
               anC: a = 0.3676, sd(a) = 0.0352

mrb, tts, kprg excluded; uncertainties were reduced by further excluding the glm, tsm, prgm end-members.

Activities and uncertainties for 3Ccrng at 10.00 kbar and T = 650 °C

	tr	cumm	grnm	a	b
a	0.05706	0.0001169	0.0002313	0.0005941	0.0008691
sd(a)/a	0.66278	9.39735	1.93025	2.13234	2.00331

	py	alm	gr	anC	q	H2O
a	0.07195	0.09207	0.02418	0.3676	1.000	1.000
sd(a)/a	0.34993	0.26949	0.55552	0.09589	0	0

Rock is fluid-bearing. Fluid is only H2O.

## Annexe 2

Independent set of reactions

- 1)  $6\text{tr} + 21\text{anC} = 10\text{py} + 11\text{gr} + 27\text{q} + 6\text{H}_2\text{O}$
- 2)  $6\text{grnm} + 21\text{anC} = 14\text{alm} + 7\text{gr} + 27\text{q} + 6\text{H}_2\text{O}$
- 3)  $\text{cumm} + 21\text{a} + 28\text{anC} = 14\text{tr} + 28\text{alm} + 36\text{q} + 8\text{H}_2\text{O}$
- 4)  $33\text{a} + 2\text{py} + 42\text{anC} = 21\text{tr} + 44\text{alm} + 54\text{q} + 12\text{H}_2\text{O}$
- 5)  $33\text{b} + 13\text{py} + 42\text{anC} = 21\text{tr} + 55\text{alm} + 54\text{q} + 12\text{H}_2\text{O}$

For 95% confidence,  $\text{fit} (= \text{sd}(\text{fit}) = \text{sqrt}(\text{MSWD})) < 1.54$

	P	sd	sigfit	e*	hat	a(obs)	a(calc)	e*	hat
tr	11.95	1.17	0.821	0.524	0.077	0.0571	0.0807	0.048	0.000
cumm	12.23	1.09	0.869	0.495	0.001	0.000117	0.000155	0.009	0.000
grnm	12.68	1.14	0.604	-1.388	0.098	0.000231	0.000110	-0.044	0.000
a	12.20	1.12	0.890	0.216	0.054	0.000594	0.000690	-0.021	0.000
b	12.32	1.12	0.885	-0.293	0.070	0.000869	5.54e-5	-0.029	0.000
py	11.83	1.21	0.807	-0.505	0.100	0.0720	0.0271	-0.049	0.000
alm	12.49	1.14	0.817	0.482	0.040	0.0921	0.257	0.121	0.003
gr	11.62	1.60	0.855	-0.343	0.475	0.0242	0.0122	-0.026	0.000
anC	12.22	1.21	0.895	0.026	0.077	0.368	0.371	-0.012	0.003
q	12.24	1.09	0.896	0	0	1.00	1.00	0.006	0.001
H2O	12.24	1.09	0.896	0	0	1.00	1.00	-0.000	0.000

T °C	500	520	540	560	580	600	620	640	660	680	700	720	740	760	780
avP	9.95	10.27	10.59	10.9	11.21	11.51	11.81	12.1	12.39	12.67	12.95	13.22	13.49	13.76	14.02
sd	1.575	1.49	1.406	1.324	1.243	1.164	1.087	1.087	1.098	1.107	1.117	1.127	1.137	1.147	1.157
sigfit	1.547	1.45	1.355	1.264	1.176	1.091	1.009	0.932	0.86	0.793	0.731	0.676	0.629	0.59	0.561



**Table S2.15.** Detailed calculations with the average P mode of THERMOCALC for the clinopyroxene–amphibole–plagioclase symplectite in eclogite sample NO3C. Several combinations of mineral analyses were used and averaged, hence final results possibly slightly different from the results presented here. For amphibole, Q1 and Q2 were calculated using Eleanor Green’s spreadsheet ([https://hpxeosandthermocalc.files.wordpress.com/2022/03/amph\\_q1q2.xlsx](https://hpxeosandthermocalc.files.wordpress.com/2022/03/amph_q1q2.xlsx)).

Activities of end-members in solid solutions are calculated with input values of compositional variables at PT: 10.0 kbar, 650 °C:

hb            Q1(hb) = -0.0287, Q2(hb) = 0.0653  
               tr: a = 0.1738, sd(a) = 0.0400  
               tsm: a = 0.0062, sd(a) = 0.0059  
               prgm: a = 0.0047, sd(a) = 0.0059  
               glm: a = 0.0012, sd(a) = 0.0012  
               cumm: a = 0.0003, sd(a) = 0.0037  
               grnm: a = 0.0003, sd(a) = 0.0007  
               a: a = 0.0010, sd(a) = 0.0029  
               b: a = 0.0013, sd(a) = 0.0036  
               mrb: a = 0.0001, sd(a) = 0.0001  
               kprg: a = 0.0021, sd(a) = 0.0027  
               tts: a = 0.0000, sd(a) = 0.0000

dio            jd: a = 0.0447, sd(a) = 0.0137  
               di: a = 0.6970, sd(a) = 0.0204  
               hed: a = 0.2403, sd(a) = 0.0390  
               acmm: a = 0.0402, sd(a) = 0.0122

plc            abh: a = 0.8339, sd(a) = 0.0167  
               anC: a = 0.2292, sd(a) = 0.0365  
               san: a = 0.2494, sd(a) = 0.2789

tts excluded; uncertainties were reduced by excluding the tsm end-member.

	tr	prgm	glm	cumm	grnm	a	b
a	0.1738	0.004668	0.001249	0.0003393	0.0002564	0.0009949	0.001268
sd(a)/a	0.22993	1.26788	0.92124	10.86446	2.69356	2.94262	2.84313
	mrb	kprg	jd	di	hed	acmm	
a	0.0001239	0.002097	0.04468	0.6970	0.2403	0.04016	
sd(a)/a	0.91366	1.30105	0.30769	0.02921	0.16249	0.30450	
	abh	anC	san	H2O			
a	0.8339	0.2292	0.2494	1.000			
sd(a)/a	0.02000	0.15945	1.11827				

Rock is fluid-bearing, fluid is only H2O.

Independent set of reactions

- 1) tr + glm + 8jd + 2anC = 2prgm + 8abh
- 2) 5glm + 8di + 2anC = 3tr + 2prgm + 8abh
- 3) 14prgm + 52abh = 7tr + 3cumm + 66jd + 14anC + 4H2O
- 4) 7tr + grnm + 35jd + 7anC = 7prgm + cumm + 7hed + 28abh
- 5) 4tr + a + 20jd + 4anC = 4prgm + cumm + 4hed + 16abh
- 6) 5tr + b + 25jd + 5anC = 5prgm + cumm + 5hed + 20abh
- 7) 7kprg + 21hed + 31abh = 3grnm + 31jd + 28di + 7anC + 7san + 4H2O
- 8) tr + 5glm + 8acmm + 2anC = 2prgm + 4mrb + 8abh

## Annexe 2

For 95% confidence,  $\text{fit} (= \text{sd}(\text{fit}) = \text{sqrt}(\text{MSWD})) < 1.42$

	P	sd	sigfit	e*	hat	a(obs)	a(calc)	e*	hat
tr	4.47	1.80	0.493	0.095	0.002	0.174	0.178	-0.015	0.000
prgm	3.52	2.07	0.357	0.766	0.228	0.00467	0.00965	0.007	0.001
glm	4.52	2.01	0.495	0.071	0.233	0.00125	0.00137	0.005	0.002
cumm	4.45	1.80	0.495	0.107	0.000	0.000339	0.000375	0.015	0.000
grnm	4.51	1.80	0.470	-0.444	0.006	0.000256	2.06e-6	-0.012	0.000
a	4.46	1.80	0.495	-0.062	0.005	0.000995	0.000841	-0.001	0.000
b	4.47	1.80	0.492	-0.183	0.005	0.00127	0.000740	-0.004	0.000
mrB	4.45	1.80	0.496	-0.016	0.004	0.000124	0.000118	-0.003	0.000
kprg	4.90	1.89	0.395	-0.670	0.070	0.00210	0.00114	-0.007	0.000
jd	4.31	2.23	0.494	-0.087	0.365	0.0447	0.0399	-0.007	0.001
di	4.45	1.80	0.494	-0.072	0.000	0.697	0.682	-0.033	0.000
hed	4.51	1.81	0.478	0.254	0.005	0.240	0.242	0.117	0.001
acmm	4.45	1.80	0.496	0.011	0.002	0.0402	0.0402	0.006	0.001
abh	4.45	1.81	0.496	-0.010	0.003	0.833	0.831	-0.008	0.004
anC	4.44	1.82	0.496	-0.014	0.009	0.230	0.230	-0.005	0.000
san	4.84	1.87	0.411	0.576	0.052	0.200	0.220	0.007	0.000
H2O	4.45	1.80	0.496	0	0	1.00	1.00	-0.001	0.000

T °C	500	520	540	560	580	600	620	640	660	680	700	720	740	760	780
avP	3.52	3.64	3.76	3.88	4.00	4.13	4.25	4.38	4.52	4.66	4.81	4.97	5.14	5.34	5.57
sd	1.687	1.701	1.715	1.729	1.744	1.759	1.774	1.79	1.807	1.825	1.844	1.864	1.887	1.912	1.94
sigfit	0.734	0.68	0.632	0.59	0.555	0.529	0.51	0.498	0.495	0.498	0.507	0.519	0.534	0.548	0.559

### References:

- Chew, D. M., Petrus, J. A., & Kamber, B. S. (2014). U–Pb LA–ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. *Chemical Geology*, 363, 185–199. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.11.006>
- Holland, T., & Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4), 433–447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., & Belousova, E. A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211(1), 47–69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>
- Longerich, H. P., Günther, D., & Jackson, S. E. (1996). Elemental fractionation in laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry. *Fresenius' Journal of Analytical Chemistry*, 355(5), 538–542. <https://doi.org/10.1007/s0021663550538>
- Luvizotto, G. L., Zack, T., Meyer, H. P., Ludwig, T., Triebold, S., Kronz, A., Münker, C., Stockli, D. F., Prowtatke, S., Klemme, S., Jacob, D. E., & von Eynatten, H. (2009). Rutile crystals as potential trace element and isotope mineral standards for microanalysis. *Chemical Geology*, 261(3), 346–369. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.04.012>
- McDonough, W. F., & Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223–253.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., & Hergt, J. (2011). Iolite : Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26(12), 2508. <https://doi.org/10.1039/c1ja10172b>
- Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Hergt, J. M., Greig, A., & Maas, R. (2010). Improved laser ablation U–Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3). <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N., & Whitehouse, M. J. (2008). Plešovice zircon—A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1–2), 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>
- Zack, T., Stockli, D. F., Luvizotto, G. L., Barth, M. G., Belousova, E., Wolfe, M. R., & Hinton, R. W. (2011). In situ U–Pb rutile dating by LA-ICP-MS : 208Pb correction and prospects for geological applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(3), 515–530. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0609-4>

## Annexe 3

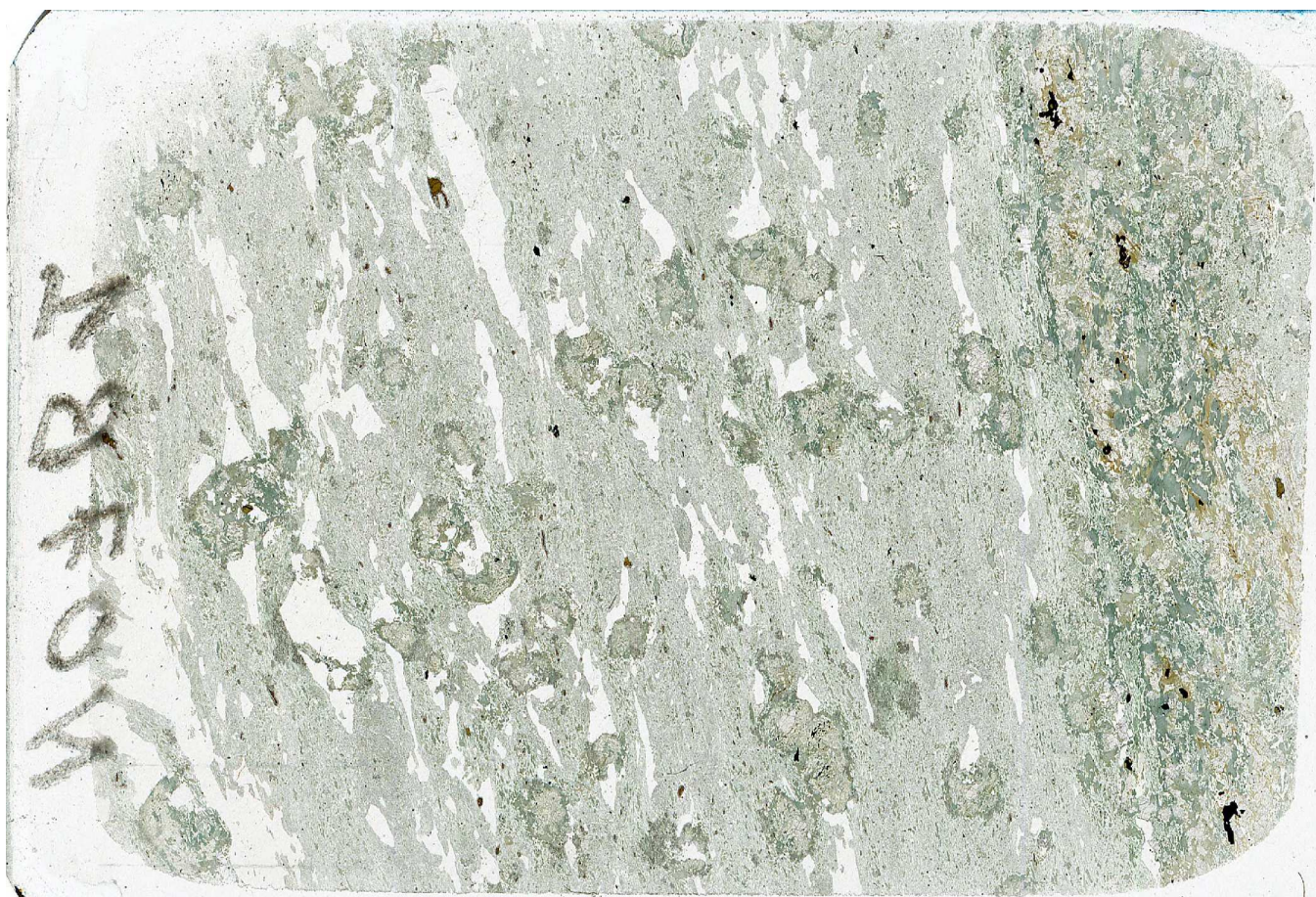
Données supplémentaires à l'étude  
géochronologique des échantillons de  
Vågsberget

(Chapitre V)

### **Supporting information to the geochronological study of the Vågsberget samples**

- Figure S3.1. Eclogite sample NO7B – scan (unpolarized light) of the thin-section.
- Figure S3.2. Amphibolite sample NO7E – scan (unpolarized light) of the thin-section.
- Figure S3.3. Cathodoluminescence images of the analysed zircon grains for the eclogite NO7A.
- Figure S3.4. Cathodoluminescence images of the analysed zircon grains for the eclogite NO7B.
- Figure S3.5. Wetherill concordia diagrams of all zircon data for the NO7A and NO7B samples.
- Table S3.1. Whole-rock compositions of the Vågsberget samples.
- Table S3.2. Representative mineral microprobe analyses for the eclogite NO7B.
- Table S3.3. U–Pb data and trace-element concentrations for zircon in the eclogites NO7A & NO7B.
- Table S3.4. U–Pb data for rutile in the eclogites NO7A & NO7B and in the amphibolite NO7E.





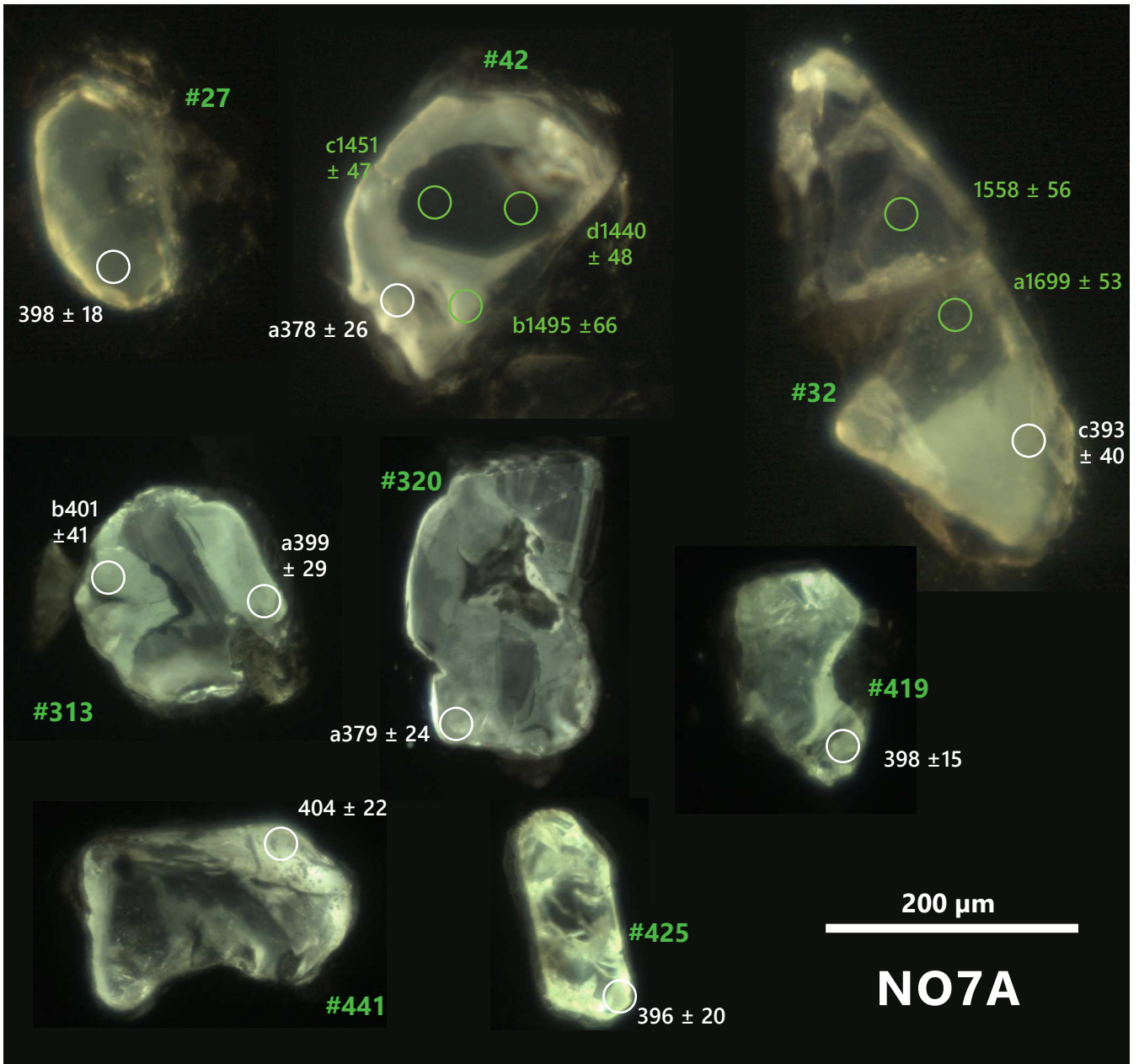
*Figure S3.1.* Scan (unpolarized light) of the thin-section of the retrogressed sample NO7B. Only the fine-grained part (left-hand side of the thin section) has been crushed for mineral separation and chemical analyses.



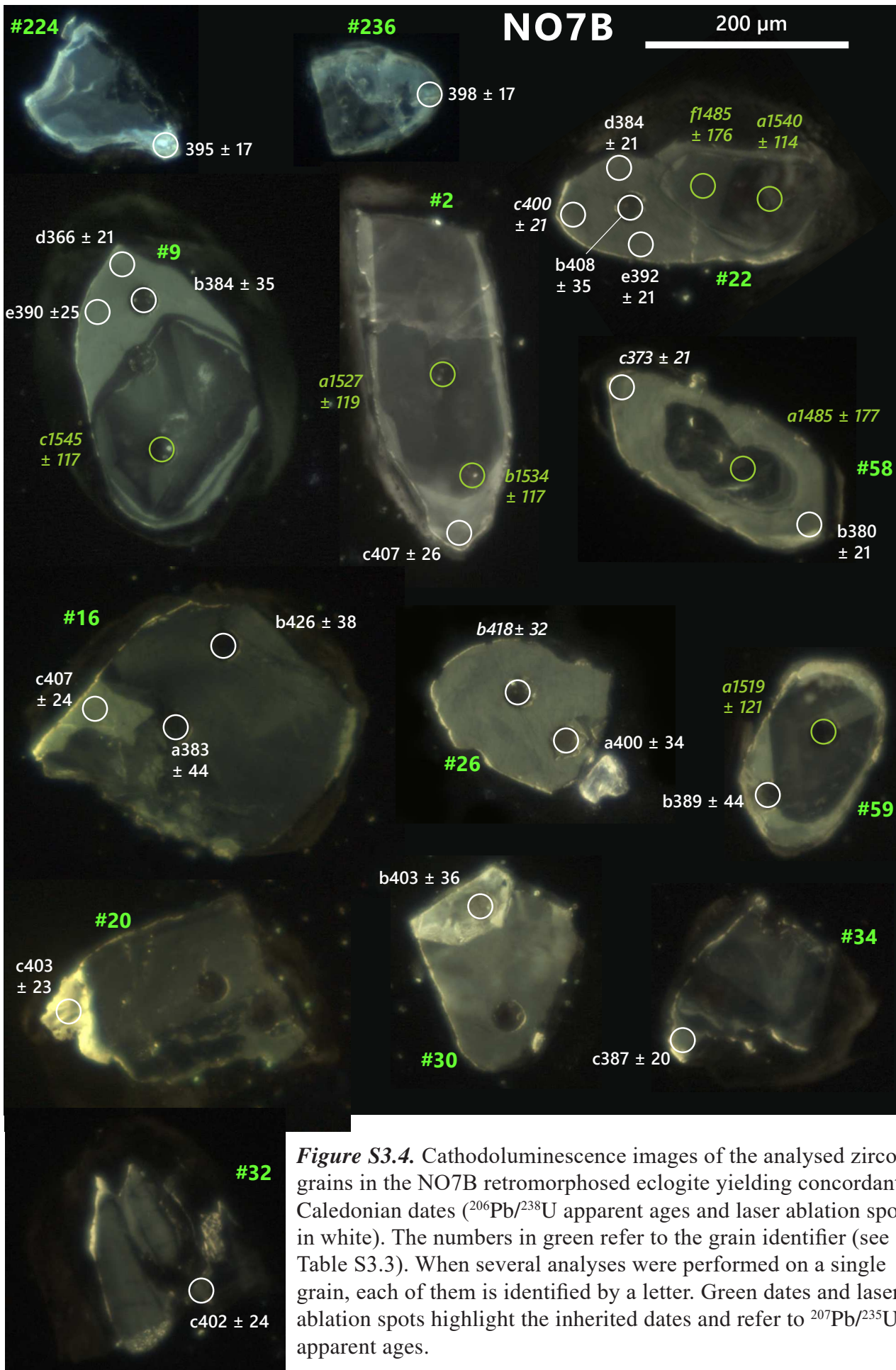


**Figure S3.2.** Scan (unpolarized light) of the thin-section of the amphibolite sample NO7E. Note the texture heterogeneity through the sample.

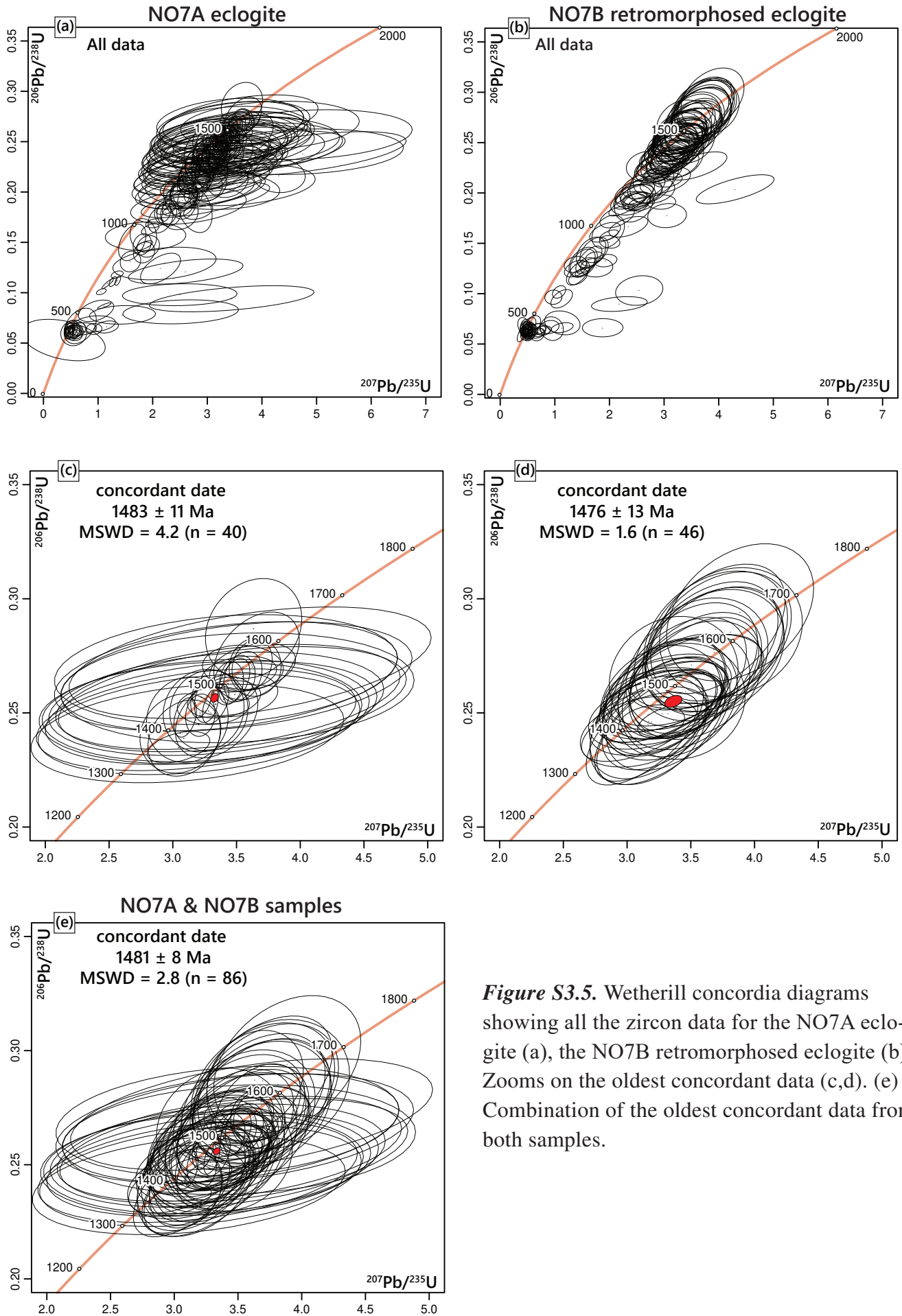




**Figure S3.3.** Cathodoluminescence images of the analysed zircon grains in the NO7A eclogite yielding concordant Caledonian dates ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  apparent ages and laser ablation spots in white). The numbers in green refer to the grain identifier (see Table S3.3). When several analyses were performed on a single grain, each of them is identified by a letter. Green dates and laser ablation spots highlight the inherited dates and refer to  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  apparent ages.



**Figure S3.4.** Cathodoluminescence images of the analysed zircon grains in the NO7B retromorphosed eclogite yielding concordant Caledonian dates ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  apparent ages and laser ablation spots in white). The numbers in green refer to the grain identifier (see Table S3.3). When several analyses were performed on a single grain, each of them is identified by a letter. Green dates and laser ablation spots highlight the inherited dates and refer to  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  apparent ages.



**Figure S3.5.** Wetherill concordia diagrams showing all the zircon data for the NO7A eclogite (a), the NO7B retromorphosed eclogite (b). Zooms on the oldest concordant data (c,d). (e) Combination of the oldest concordant data from both samples.

**Table S3.1.** Whole-rock composition (weight %) of the samples from Vågsberget.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$  – total Fe;  $\text{FeO}^{\text{mes}}$  – determined by wet titration; bld – below detection limit. .

Sample	NO7A	NO7B	NO7E
$\text{SiO}_2$	48.92	56.37	54.35
$\text{TiO}_2$	0.62	0.50	0.31
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16.74	12.96	14.11
MgO	6.85	6.44	6.17
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$	10.71	8.69	12.29
MnO	0.17	0.13	0.21
CaO	10.38	8.71	8.06
$\text{Na}_2\text{O}$	4.30	3.35	2.46
$\text{K}_2\text{O}$	0.74	0.51	0.28
$\text{P}_2\text{O}_5$	bld	bld	bld
L.O.I.	0.52	1.23	0.79
Total	99.94	98.88	99.01
$\text{FeO}^{\text{meas}}$	7.44	5.40	8.73
$\text{FeO}^{\text{tot}}$	9.64	7.82	11.06
% $\text{Fe}^{2+}$	77 %	69 %	79 %
% $\text{Fe}^{3+}$	23 %	31 %	21 %

**Table S3.2.** Representative microprobe analyses for retromorphosed eclogite sample NO7B. Abbreviations used: pseudo g – garnet pseudomorphose; mtx –matrix. The amount of ferric iron was calculated from stoichiometric constraints using Tim Holland’s programme AX (<https://filedn.com/IU1GlyFh-v3UuXg5E9dbnWFF/TJBHpages/ax.html>). For amphibole, the Fe<sup>3+</sup> content corresponds to the average from minimum and maximum constraints (Holland & Blundy, 1994).

Sample Mineral # Position	NO7B					
	g 1p10 mtx	pl 204 mtx	am 201 mtx	am 1p20 pseudo g	pl 1p15 pseudo g	ep 2p19 pseudo g
SiO <sub>2</sub>	38.367	66.720	45.082	43.799	61.687	37.827
TiO <sub>2</sub>	0.060	0.028	0.981	0.256	0.000	0.009
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.722	21.303	9.820	12.224	25.136	23.841
FeO	23.572	0.093	14.433	15.964	0.304	11.813
MnO	3.045	0.003	0.216	0.238	0.000	0.174
MgO	3.274	0.030	11.810	10.578	0.006	0.033
CaO	11.257	1.919	12.259	11.113	6.137	23.682
Na <sub>2</sub> O	0.034	10.493	1.424	2.031	8.332	0.044
K <sub>2</sub> O	0.032	0.096	0.598	0.445	0.083	0.006
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.000	0.000	0.000	0.011	0.004	0.025
<b>Total</b>	101.363	100.685	96.621	96.659	101.689	97.453
Si	2.969	2.908	6.698	6.524	2.699	2.986
Ti	0.003	0.001	0.110	0.029	0.000	0.001
Al	1.981	1.094	1.720	2.146	1.296	2.218
Fe <sup>3+</sup>	0.082	0.000	0.144	0.323	0.000	0.780
Fe <sup>2+</sup>	1.444	0.003	1.650	1.665	0.011	0.000
Mn	0.200	0.000	0.027	0.030	0.000	0.011
Mg	0.378	0.002	2.616	2.349	0.000	0.004
Ca	0.933	0.090	1.952	1.774	0.288	2.003
Na	0.005	0.886	0.410	0.587	0.707	0.006
K	0.003	0.006	0.113	0.084	0.005	0.001
Sum	7.998	4.990	15.440	15.511	5.006	8.010
<b>xMg</b>	0.21		0.61	0.59		
<b>alm</b>	0.49					
<b>prp</b>	0.13					
<b>grs</b>	0.32					
<b>sps</b>	0.07					
<b>ab</b>		0.90			0.71	
<b>XFe3+</b>						0.78



**Table S3.3.** U–Pb dating and trace-element analyses of zircon determined by LA-ICP-MS in the NO7A and NO7B samples. For  $\text{Eu}_N/\text{Eu}^*$  and  $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$ , concentrations are normalized to the chondritic values of McDonough & Sun (1995).

Sample NO7A - Eclogite		Isotopic ratios						Apparent ages						U		Pb		
Analysis #	Grain #	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 $\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 $\sigma$ (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 $\sigma$ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$	% conc	(ppm)	Th/U (ppm)	Pb
181220b-44	42a	0.46590	14.80	0.06038	7.90	0.200	0.05888	17.20	378	29	388	48	562	381	97.3	31	0	0.0
080621a-31	320a	0.47592	10.35	0.06054	6.55	0.048	0.05837	10.74	379	24	395	34	543	236	95.9	69	0.00	0.4
181220b-43	32c	0.50600	17.80	0.06283	10.60	0.330	0.06064	18.60	393	40	416	61	626	410	94.5	35	0	0.0
080621b-17	425	0.46447	12.33	0.06331	5.08	0.124	0.05774	13.30	396	20	387	40	519	295	102.2	32	0.00	0.8
181220b-32	27b	0.50760	8.20	0.06367	4.80	0.060	0.05948	9.30	398	18	417	28	584	203	95.5	57	0	0.0
080621b-8	419	0.48984	9.33	0.06374	3.81	0.055	0.05630	9.89	398	15	405	31	463	221	98.4	133	0.00	0.6
080621a-18	313a	0.48142	15.37	0.06385	7.52	0.131	0.05697	15.76	399	29	399	51	489	353	100.0	44	0.01	2.6
080621a-19	313b	0.53106	19.97	0.06425	10.65	0.017	0.07040	22.30	401	41	433	70	939	470	92.8	14	0.00	0.7
080621b-22	441	0.48119	15.77	0.06462	5.56	0.171	0.05720	16.18	404	22	399	52	498	362	101.2	45	0.00	0.6
Sample NO7B - Eclogite		Isotopic ratios						Apparent ages						U		Pb		
Analysis #	Grain #	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 $\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 $\sigma$ (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 $\sigma$ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$	% conc	(ppm)	Th/U (ppm)	Pb
181220a-17	9b	0.52414	16.14	0.06132	9.37	0.147	0.06470	14.23	384	35	428	33	764	303	89.7	62	0.00	1.0
181220a-24	16a	0.41296	19.98	0.06120	11.79	0.697	0.04897	13.87	383	44	351	33	145	329	109.1	152	0.01	3.5
181220a-25	16b	0.55482	14.42	0.06838	9.31	0.394	0.05944	10.09	426	38	448	31	582	220	95.1	404	0.03	25.6
181220a-32	22b	0.48828	15.35	0.06535	8.79	0.048	0.05756	12.34	408	35	404	38	512	274	101.1	29	0.00	0.1
181220a-36	26a	0.44296	14.94	0.06403	8.77	0.134	0.05053	11.38	400	34	372	44	218	265	107.4	33	0.00	0.0
181220a-44	30b	0.54462	15.82	0.06456	9.19	0.051	0.06599	13.45	403	36	441	30	805	285	91.4	24	0.01	0.3
181220a-58	59b	0.51802	20.07	0.06216	11.75	0.141	0.06315	18.27	389	44	424	31	712	396	91.7	27	0.00	1.4
200121a-2	2c	0.51195	15.63	0.06514	6.49	0.279	0.05761	13.08	407	26	420	54	514	290	96.9	75	0.00	2.6
200121a-6	9d	0.45821	14.75	0.05839	6.00	0.152	0.05718	12.85	366	21	383	47	498	286	95.5	40	0.00	0.1
200121a-7	9e	0.50332	14.83	0.06241	6.52	0.019	0.05925	13.02	390	25	414	50	575	286	94.3	72	0.00	2.7
200121a-15	16c	0.50076	15.30	0.06514	5.98	0.308	0.05734	12.73	407	24	412	52	504	283	98.7	369	0.01	19.1
200121a-19	20c	0.50711	13.97	0.06456	5.84	0.000	0.05920	12.44	403	23	417	48	574	273	96.8	34	0.00	0.1
200121a-22	22d	0.46273	14.05	0.06133	5.72	0.012	0.05607	12.37	384	21	386	45	454	277	99.4	43	0.00	1.2
200121a-23	22e	0.44525	13.43	0.06269	5.67	0.017	0.05349	11.75	392	22	374	42	349	268	104.8	44	0.00	0.1
200121a-35	58b	0.49749	13.90	0.06077	5.69	0.104	0.06057	12.11	380	21	410	47	623	263	92.8	51	0.00	2.1
200121a-58	34c	0.45613	12.90	0.06182	5.28	0.150	0.05367	10.65	387	20	382	41	356	242	101.3	122	0.01	2.1
200121a-59	35b	0.48152	14.17	0.06426	6.22	0.081	0.05771	13.04	402	24	399	47	518	289	100.6	57	0.01	2.5
080621b-56	237	0.52478	9.16	0.06372	4.38	0.288	0.06206	9.45	398	17	428	32	675	203	93.0	126	0.01	4.4
080621b-58	224c	0.51284	10.27	0.06311	4.42	0.021	0.06273	11.25	395	17	420	35	698	241	93.9	58	0.01	0.9



Table S3.3 (continued).

Trace-element concentrations (ppm)																	NO7A						
Sc	Ti	Sr	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Eu/Eu*	GdN/YbN	Grain #
307.8	0.6	0.2	16.1	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.2	2.0	0.4	1.3	0.1	1.2	0.2	18976.8	0.1	2.12	0.33	42a
356.4	1.1	0.3	25.2	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	1.0	0.5	3.9	0.8	1.8	0.2	1.7	0.3	17012.1	0.1		0.11	320a
295.5	1.7	0.2	14.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.1	1.4	0.3	1.0	0.3	3.6	0.9	16884.1	0.1		0.12	32c
254.3	1.0	0.3	12.2	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1	1.4	0.3	0.9	0.1	1.0	0.2	13454.3	0.1		0.19	425
355.1	2.0	0.2	41.9	0.3	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	1.0	0.4	4.2	1.4	4.9	0.9	7.7	1.4	19344.1	0.1	3.11	0.48	27b
277.4	1.2	0.2	16.3	0.3	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.6	0.3	2.5	0.5	1.3	0.2	1.3	0.2	13985.9	0.1	1.82	0.53	419
306.1	5.2	0.2	40.2	0.6	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.7	0.4	4.4	1.2	4.2	0.7	5.5	1.1	15225.7	0.1	1.38	0.40	313a
311.9	0.6	0.2	14.5	0.4	0.0	0.4	0.0	0.2	0.1	0.0	0.3	0.1	1.3	0.4	1.2	0.2	1.1	0.2	16259.1	0.1	0.27	0.15	313b
296.3	1.2	0.2	17.6	0.3	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.7	0.3	2.9	0.5	1.3	0.2	1.6	0.3	15285.8	0.1	2.49	0.37	441
Trace-element concentrations (ppm)																	NO7B						
Sc	Ti	Sr	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Eu/Eu*	GdN/YbN	Grain #
331.1	3.3	0.1	55.7	0.5	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.1	1.0	0.4	5.7	1.7	6.5	1.2	9.5	1.8	15423.7	0.1	1.09	0.09	9b
396.1	1.2	0.2	80.3	0.6	0.0	1.0	0.0	0.3	0.5	0.2	3.0	0.9	8.5	2.4	11.3	2.2	23.9	5.4	20878.8	0.1	0.65	0.10	16a
349.1	8.9	0.3	133.5	0.8	0.2	4.4	0.2	2.3	1.5	0.6	4.7	1.0	9.9	3.7	21.1	5.0	54.5	13.5	16954.9	0.1	0.73	0.07	16b
297.2	0.7	0.2	56.6	0.4	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.9	0.5	5.7	1.7	5.8	1.0	8.3	1.4	13504.7	0.1	1.31	0.09	22b
297.4	1.4	0.2	47.2	0.4	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.9	0.4	4.7	1.4	4.9	0.8	6.6	1.1	13888.6	0.1	1.69	0.11	26a
302.8	1.8	0.1	60.2	0.4	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.8	0.5	6.1	1.9	6.5	1.1	8.4	1.6	13868.7	0.1	2.00	0.08	30b
322.3	0.3	0.3	24.9	0.4	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	1.1	0.4	3.8	0.8	2.4	0.3	2.5	0.4	16039.5	0.0	1.34	0.34	59b
331.3	9.5	0.2	30.7	0.7	0.0	0.3	0.0	0.0	0.1	0.1	1.3	0.4	3.7	0.9	2.9	0.5	3.8	0.7	12498.5	0.1	1.05	0.28	2c
335.1	1.4	0.2	65.2	0.7	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.8	0.5	6.0	1.9	7.2	1.2	9.8	1.9	11703.2	0.1	1.01	0.07	9d
330.0	0.8	0.2	52.2	0.6	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.1	0.8	0.4	4.8	1.6	6.0	1.1	9.2	1.9	11635.5	0.1	0.76	0.07	9e
349.9	6.6	0.5	50.0	0.6	0.3	4.5	0.2	1.7	0.9	0.3	2.6	0.6	4.9	1.6	6.7	1.5	16.6	4.2	15382.2	0.1	0.69	0.13	16c
296.9	1.2	0.2	38.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.3	3.4	1.1	4.2	0.7	6.2	1.1	10860.6	0.1	1.16	0.06	20c
319.6	1.8	0.2	50.4	0.4	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.9	0.4	5.1	1.5	5.2	0.9	7.0	1.3	11300.8	0.1	1.43	0.11	22d
315.6	1.5	0.2	47.7	0.4	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.8	0.4	4.7	1.4	4.8	0.8	6.9	1.2	11133.0	0.1	1.73	0.09	22e
313.4	8.1	0.2	23.5	0.4	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.2	2.6	0.7	2.4	0.4	3.3	0.6	12006.0	0.1	1.01	0.12	58b
314.1	1.8	0.2	21.7	0.3	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.2	2.1	0.6	2.7	0.5	5.2	1.1	13518.0	0.1	0.94	0.09	34c
317.1	12.4	0.2	12.3	0.3	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.6	0.2	1.4	0.3	1.3	0.3	3.6	1.1	12940.5	0.1	0.58	0.13	35b
291.9	1.7	0.3	43.3	0.3	0.0	0.4	0.0	0.3	0.3	0.1	1.6	0.5	4.3	1.3	5.5	1.0	10.5	2.3	13344.1	0.1	0.60	0.12	237
282.2	1.4	0.2	40.9	0.3	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.6	0.4	4.2	1.2	4.2	0.7	5.4	1.0	11360.9	0.0	1.84	0.09	224c

**Table S3.4.** U–Pb dating of rutile in the NO7A, NO7B and NO7E samples, determined by LA-ICP-MS.

Sample NO7A		Isotopic ratios					Apparent ages				
Analysis #	Spot #	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$ (%)	rho	U (ppm)	Pb (ppm)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$ (abs)	Zr (ppm)
141220b-1	1	14.25108	8.56	0.11249	32.31	0.59	0.80	0.06	1839	617	443
141220b-2	2	10.35348	8.85	0.50861	11.63	0.93	0.60	0.11	4266	172	77
141220b-3	3	16.17292	9.10	0.08931	54.79	0.42	0.55	0.03	1410	1266	153
141220b-4	4	16.85478	9.32	0.09628	41.25	0.45	0.68	0.04	1552	851	90
141220b-5	5	16.24766	8.88	0.08391	53.29	0.55	0.78	0.05	1290	1242	91
141220b-6	6	8.36485	7.98	0.56415	9.93	0.94	0.65	0.16	4418	146	104
141220b-7	7	15.87574	9.48	0.08593	67.83	0.47	0.57	0.04	1336	1848	71
141220b-8	8	15.39668	8.50	0.12485	18.95	0.54	0.83	0.06	2026	341	158
141220b-9	9	15.48897	8.38	0.08656	45.43	0.56	0.78	0.06	1350	990	99
141220b-10	11	11.47867	9.58	0.28593	33.13	0.80	0.61	0.08	3395	541	96
141220b-11	12	15.62489	9.59	0.13338	49.08	0.49	0.71	0.05	2142	975	87
141220b-12	13	14.83185	8.76	0.11525	42.03	0.54	0.93	0.06	1883	831	149
141220b-14	15	15.27634	9.28	0.03909	398.99	0.33	0.61	0.04	-412	64937	72
141220b-15	16	15.24256	9.28	0.13495	62.80	0.45	0.64	0.04	2163	1387	102
141220b-16	17	15.94716	9.43	0.06485	165.90	0.34	0.58	0.03	769	66202	92
141220b-17	18	6.97238	7.58	0.61119	6.69	0.88	0.72	0.25	4534	97	79
141220b-18	19	16.21313	9.90	0.15076	55.46	0.33	0.55	0.03	2354	1120	107
141220b-19	20	10.81301	9.57	0.25042	21.83	0.61	0.61	0.08	3187	353	149
141220b-21	23	4.44815	7.81	0.74349	6.20	0.79	0.53	0.32	4817	89	73
141220b-22	24	13.76899	9.57	0.15970	51.73	0.59	0.68	0.06	2452	1006	106
141220b-23	25	17.41810	11.71	0.02579	335.68	0.45	0.64	0.03	-1651	64296	99
141220b-24	26	16.46630	10.12	0.05883	102.47	0.40	0.51	0.03	560	64879	138
141220b-26	28	14.23556	8.12	0.12401	23.87	0.62	0.81	0.06	2014	435	121
141220b-27	29	14.78753	8.78	0.11397	31.74	0.49	0.67	0.05	1863	603	92
141220b-28	31	16.93483	9.55	0.11407	49.45	0.43	0.64	0.04	1864	1023	124
141220b-29	32	15.18386	9.33	0.12209	29.84	0.44	0.70	0.05	1986	555	84
141220b-30	33	15.49613	9.42	0.09922	47.73	0.55	0.58	0.04	1609	1014	82
141220b-31	107	17.13762	9.59	0.06716	101.75	0.37	0.57	0.03	842	63800	135
141220b-33	109	16.31364	9.36	0.07383	95.62	0.36	0.58	0.04	1036	75128	100
141220b-34	110	15.88675	9.36	0.01709	716.73	0.59	0.56	0.04	-3398	63092	144
141220b-35	112	16.26097	9.35	0.07687	70.94	0.58	0.63	0.04	1117	2148	146
141220b-36	113	12.24179	9.13	0.13204	103.83	0.78	0.60	0.07	2125	67702	91
141220b-37	114	9.13979	8.45	0.45103	9.94	0.67	0.62	0.13	4088	148	114
141220b-38	115	17.01632	8.40	0.04994	150.69	0.38	0.77	0.05	191	62052	150
141220b-39	116	15.26335	8.39	0.12016	32.98	0.61	0.78	0.05	1958	622	106
141220b-40	117	15.65388	10.34	0.07598	95.44	0.51	0.48	0.03	1094	72370	90
141220b-41	118	16.31853	9.11	0.07445	73.81	0.42	0.63	0.04	1053	2420	66
141220b-42	119	16.00824	11.12	0.11241	40.27	0.72	0.99	0.07	1838	795	131
150920b-8	3a2	15.9883473	19.61	0.22463447	43.81	0.68			3023	381	
150920b-14	19b	2.90340716	11.51	0.80383037	10.52	0.93			4101	136	
150920b-15	19c	10.9464544	14.77	0.54225077	22.67	0.97			3352	210	
150920b-16	19d	7.79834801	12.30	0.61114492	16.01	0.81			3327	150	
150920b-25	14c	2.65636251	10.92	0.67681577	8.39	0.50			4340	111	
150920b-26	14d	3.74850348	12.39	0.75544006	12.07	0.89			4011	103	
150920b-29	16c	3.49452122	12.81	0.8148349	11.76	0.58			4118	128	

Table S3.4 (continued).

Sample NO7B		Isotopic ratios					Apparent ages				
Analysis #	Spot #	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$ (%)	rho	U (ppm)	Pb (ppm)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$ (abs)	Zr (ppm)
150920a-1	is-1a	11.0664	14.29	0.4683	27.75	0.67			3306	182	
150920a-7	is-2a1	16.6743	14.45	0.0842	48.40	0.51			2336	257	
150920a-9	is-2b1	17.7992	12.35	0.1039	21.92	0.84			2084	216	
150920a-10	is-2b2	16.9944	11.55	0.1135	14.99	0.86			1976	182	
150920a-11	is-46	11.6370	14.84	0.3811	28.54	0.57			2952	227	
150920a-12	is-47	5.8794	14.21	0.6513	14.70	0.92			3769	142	
150920a-13	is-39	6.3097	12.58	0.6077	9.44	0.70			3885	115	
150920a-14	is-37a	15.9387	12.06	0.1319	20.24	0.53			2207	210	
150920a-16	is-37c	13.7756	12.43	0.1375	24.83	0.45			2387	194	
150920a-17	is-37d	15.3763	12.70	0.1205	27.19	0.66			2232	188	
150920a-18	is-37e	15.0863	12.08	0.1445	20.41	0.75			2413	181	
150920a-19	is-25	12.0890	13.36	0.2369	19.38	0.72			2710	205	
150920a-20	is-24a	12.6980	14.36	0.2375	58.63	0.43			3094	194	
150920a-21	is-24b	14.6708	13.54	0.1060	34.84	0.51			2368	224	
150920a-24	is-22	2.5641	12.87	1.0030	13.14	0.88			3974	112	
151220a-1	1	17.4468	5.59	0.0783	15.05	0.94	1.74	0.10	1153	302	144
151220a-3	3	14.1064	9.64	0.0812	115.87	0.69	0.66	0.06	1226	62769	151
151220a-4	4	16.3534	5.51	0.0729	10.95	0.49	1.92	0.11	1011	224	148
151220a-5	5	14.6224	6.81	0.1833	19.16	0.67	0.80	0.07	2682	322	168
151220a-6	6	16.5355	6.58	0.0901	16.22	0.18	1.12	0.06	1426	314	168
151220a-7	8	16.9031	5.33	0.0672	11.74	0.27	1.76	0.10	843	246	139
151220a-8	9	10.6835	7.00	0.4987	11.46	0.88	0.68	0.13	4237	170	153
151220a-10	11	14.8020	9.94	0.1288	35.02	0.76	0.70	0.05	2081	655	155
151220a-11	12	15.3702	5.59	0.0867	13.25	0.02	1.56	0.10	1352	258	160
151220a-12	13	15.7780	8.13	0.1136	39.34	0.79	0.75	0.05	1858	771	164
151220a-14	15	15.4125	6.01	0.0965	16.75	0.52	1.14	0.07	1556	319	147
151220a-15	17	15.9632	6.02	0.0959	28.49	0.72	1.18	0.07	1545	559	165
151220a-17	20	15.9708	7.26	0.0616	122.57	0.59	0.70	0.04	660	63795	163
151220a-19	25	15.4751	8.08	0.0523	126.30	0.61	0.78	0.05	299	63492	175
151220a-20	26	16.5616	6.57	0.1202	19.80	0.62	1.10	0.07	1959	360	144
151220a-21	28	16.1454	5.51	0.0888	12.58	0.34	1.54	0.09	1398	243	167
151220a-22	29	16.1832	5.49	0.0881	17.08	0.81	1.47	0.09	1384	333	148
151220a-24	31	15.6411	7.54	0.1585	36.87	0.68	0.55	0.04	2439	667	166
151220a-25	32	17.0174	7.21	0.1463	27.86	0.55	0.75	0.05	2302	496	167
151220a-26	33	14.3075	7.23	0.1646	31.38	0.69	0.64	0.06	2502	553	186
151220a-32	41	14.5217	7.48	0.1271	54.76	0.72	0.74	0.07	2058	1144	167
151220a-33	42	14.1867	7.78	0.1204	42.36	0.62	0.49	0.05	1961	831	181
151220a-34	43	15.2133	7.92	0.1012	49.44	0.55	0.64	0.05	1645	1056	173
151220a-36	45	15.2449	6.67	0.1165	37.79	0.56	0.74	0.05	1903	731	173
151220a-37	46	14.3022	6.64	0.1711	23.02	0.57	0.84	0.07	2568	394	174
151220a-38	48	14.5235	5.43	0.1934	10.34	0.98	1.69	0.14	2771	170	115
151220a-41	52	15.5626	5.67	0.0852	17.44	0.01	1.25	0.08	1320	344	152
151220a-42	53	13.3792	6.06	0.2450	17.95	0.71	1.10	0.12	3152	289	159
161220b-1	199	13.7967	5.67	0.0945	9.23	0.50	2.02	0.15	1517	175	130
161220b-2	200	8.6523	7.04	0.5145	9.04	0.94	0.91	0.22	4283	133	169
161220b-3	202	12.1625	8.17	0.2872	16.38	0.99	1.11	0.13	3402	258	172
161220b-6	193	14.0487	8.31	0.1403	44.98	0.78	1.18	0.09	2230	864	160

Table S3.4 (continued).

Sample NO7B		Isotopic ratios					Apparent ages				
Analysis #	Spot #	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$ (%)	rho	U (ppm)	Pb (ppm)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$ (abs)	Zr (ppm)
161220b-7	54	14.8163	6.82	0.1697	33.55	0.60	1.11	0.09	2554	592	165
161220b-8	55	6.4296	6.17	0.7745	9.64	0.96	0.68	0.28	4875	138	167
161220b-9	57	5.2402	6.04	0.7333	8.39	0.99	0.66	0.34	4797	120	185
161220b-11	59	14.2220	6.20	0.2501	22.02	0.62	1.31	0.13	3185	356	148
161220b-12	60	13.6299	6.13	0.2696	11.44	0.88	1.31	0.13	3303	180	115
161220b-14	62	14.7064	7.25	0.1663	16.46	0.78	1.07	0.08	2520	280	169
161220b-15	63	16.3557	6.39	0.0919	22.79	0.85	1.53	0.09	1464	445	123
161220b-18	67	15.9574	6.30	0.0985	15.69	0.88	1.41	0.09	1596	297	147
161220b-24	74	15.3366	6.86	0.1123	19.62	0.65	1.22	0.08	1835	362	160
161220b-25	75	16.1587	9.80	0.0800	120.72	0.89	1.34	0.09	1197	63586	167
161220b-27	78	17.2099	6.82	0.1047	53.25	0.55	1.27	0.07	1707	1158	161
161220b-28	79	14.5867	7.15	0.1613	19.55	0.54	1.00	0.07	2469	336	147
161220b-29	81	15.4382	7.65	0.0981	25.39	0.62	1.19	0.08	1587	491	166
161220b-32	84	12.4700	6.72	0.2075	19.95	0.73	0.97	0.10	2886	330	181
161220b-34	86	13.0102	7.90	0.3443	18.63	0.84	1.12	0.13	3681	288	190
161220b-35	87a	13.8966	8.65	0.0897	81.66	0.30	0.86	0.06	1417	3046	157
161220b-36	87b	15.1384	7.54	0.1510	18.73	0.40	0.95	0.06	2357	325	156
161220b-38	90	16.5497	7.31	0.1066	21.85	0.72	1.26	0.07	1742	410	157

Table S3.4 (continued).

Sample NO7E		Isotopic ratios					Apparent ages				
Analysis #	Spot #	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$ (%)	rho	U (ppm)	Pb (ppm)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$ (abs)	Zr (ppm)
150920c-2	ts7b	14.99312	10.86	0.10776	51.60	0.54			2477	220	
150920c-5	ts22a	16.91705	9.78	0.07641	32.53	0.37			1980	180	
150920c-8	ts21	2.18414	10.49	0.76766	8.54	0.71			4086	101	
150920c-9	ts20a	9.89989	11.72	0.43850	12.33	0.78			3483	150	
150920c-10	ts20b	5.92962	9.29	0.69442	10.29	0.87			3852	85	
150920c-13	ts19a	7.24090	15.24	0.68124	18.77	0.91			3677	146	
150920c-14	ts19b	16.64168	9.64	0.09664	23.83	0.76			2360	177	
150920c-15	ts8a	0.93765	9.46	0.75136	5.72	0.62			4295	67	
150920c-16	ts8b	16.86107	9.78	0.10268	24.44	0.55			2169	201	
150920c-18	ts17b	14.51416	11.10	0.15408	47.63	0.77			2450	173	
150920c-23	ts14a	4.84717	14.26	0.63595	27.77	0.90			3464	186	
141220a-8	8	15.08848	6.65	0.09628	36.14	0.00	0.99	0.07	1552	728	0.07
141220a-9	9	13.71104	5.49	0.14707	10.69	0.00	1.31	0.11	2311	184	0.11
141220a-11	11a	15.03215	6.00	0.13040	13.55	0.00	1.37	0.14	2103	240	0.14
141220a-12	11b	16.12026	5.04	0.06841	14.09	0.00	1.37	0.09	880	295	0.09
141220a-14	14	14.45356	5.72	0.16467	18.70	0.00	1.01	0.09	2503	320	0.09
141220a-15	15a	16.00762	4.28	0.07278	9.72	0.00	2.22	0.14	1007	198	0.14
141220a-16	15b	15.87403	3.98	0.06695	8.55	0.00	2.80	0.18	835	179	0.18
141220a-19	16a	15.64411	6.81	0.11195	20.65	0.00	1.04	0.07	1830	382	0.07
141220a-20	16b	16.02504	7.55	0.12441	63.47	0.00	0.56	0.04	2020	1443	0.04
141220a-21	19a	4.04463	3.42	0.67080	2.61	0.00	2.50	1.94	4669	38	1.94
141220a-22	19b	15.85481	4.18	0.07248	8.92	0.00	2.37	0.16	998	182	0.16
141220a-23	19c	15.32098	6.91	0.09136	17.67	0.00	1.19	0.08	1453	342	0.08
141220a-26	23	11.34150	5.45	0.33608	7.49	0.00	1.51	0.27	3644	115	0.27
141220a-27	24	14.49507	5.97	0.12152	17.18	0.00	1.18	0.10	1978	310	0.10
141220a-30	27	15.83838	6.80	0.07297	18.56	0.00	1.47	0.10	1012	383	0.10
141220a-34	31	1.01555	41.99	0.87091	25.10	0.00	0.07	0.17	5042	364	0.17
141220a-38	38	15.95138	5.76	0.08991	15.50	0.00	1.48	0.10	1423	300	0.10
141220a-39	39	16.95281	6.21	0.07845	18.93	0.00	1.42	0.09	1157	383	0.09
151220c-7	50	2.76431	6.01	0.77092	3.60	0.76	1.09	1.15	4868	51	1.15
151220c-9	52	8.18416	9.65	0.54476	27.64	0.74	0.93	0.25	4366	417	0.25
151220c-12	55	15.48755	6.72	0.09837	20.53	0.53	1.93	0.13	1593	392	0.13
151220c-15	58	14.61420	6.87	0.09025	17.25	0.59	1.95	0.13	1430	334	0.13
151220c-18	61	15.12026	9.61	0.14309	23.95	0.54	1.06	0.07	2264	424	0.07
151220c-24	67	15.61352	6.78	0.09049	17.41	0.90	1.93	0.12	1435	337	0.12
151220c-28	71	14.91344	6.57	0.09368	11.17	0.38	2.94	0.20	1501	213	0.20
151220c-30	73	15.27818	8.57	0.14601	25.87	0.42	1.11	0.08	2299	459	0.08
151220c-31	74	16.20392	5.98	0.06510	9.61	0.62	4.84	0.28	777	203	0.28
151220c-32	75	15.34374	6.68	0.08257	18.67	0.65	2.08	0.12	1258	372	0.12
151220c-33	76	16.04398	7.78	0.09053	23.33	0.71	1.51	0.09	1436	458	0.09
151220c-34	77	15.07010	6.42	0.15183	10.14	0.99	2.46	0.18	2366	174	0.18
151220c-35	78	16.74156	6.48	0.07211	13.24	0.53	2.13	0.12	988	272	0.12
151220c-38	81	15.52084	6.03	0.08944	9.33	0.29	3.30	0.22	1413	179	0.22







**Titre :** Étude critique des contraintes d'âges sur le métamorphisme dans les zones de convergence : de l'enfouissement à l'exhumation

**Mots clés :** éclogite, zircon, pétrochronologie, subduction, pression tectonique, Calédonides

**Résumé :** Les éclogites sont les témoins les plus marquants des conditions de (ultra) hautes pressions atteintes pendant la subduction et la collision continentales. Tracer leur évolution temporelle, de leur formation à l'exhumation, est crucial pour comprendre les processus à l'œuvre pendant la formation d'une chaîne de montagnes. Cependant, l'interprétation des âges obtenus dans les éclogites est largement débattue. La combinaison de la datation multi-méthodes et de l'étude pétrologique d'éclogites de la Région des Gneiss de l'Ouest (Norvège) montre que :

(i) le zircon enregistre de manières très contrastées le passage à haute pression selon les échantillons ; la (re)cristallisation semble s'effectuer en plusieurs points du chemin pression-température ( $P-T$ ), préférentiellement pendant la décompression et le refroidissement;

(ii) les éléments de diagnostic usuels pour relier les âges sur zircon et l'évolution  $P-T$  semblent peu robustes : un découplage entre composition chimique et données U-Pb est possible ;

(iii) la combinaison des chronomètres Lu-Hf et Sm-Nd sur grenat reste la datation la plus robuste dans les éclogites, bien que le découplage entre Lu et Hf soit possible à haute température ;

(iv) enfin, la mise en évidence d'une compression isotherme de 15 à 29 kbar d'une éclogite souligne la nécessité de réexaminer l'interprétation faite de la pression enregistrée par les roches métamorphiques, ainsi que les mécanismes responsables du métamorphisme de faciès éclogite dans les zones de convergence.

**Title:** A critical study of age constraints on metamorphism in convergence zones: from burial to exhumation

**Keywords :** eclogite, zircon, petrochronology, subduction, tectonic pressure, Caledonides

**Abstract:** Eclogites testify to the (ultra) high pressure conditions experienced by the rocks during continental subduction and collision. Evaluating the timing of their formation and exhumation is crucial to understand the orogenic mechanisms. However, the interpretation of the dates obtained in eclogites is debated. The combination of multi-method dating and petrological investigation of eclogites from the Western Gneiss Region (Norway) highlights that:

(i) zircon shows contrasting records of high-pressure metamorphism between the samples: (re)crystallization occurs at several points on the pressure-temperature ( $P-T$ )

evolution, mostly during decompression and cooling;

(ii) the usual characteristics to ascribe zircon dates to specific  $P-T$  conditions are unreliable, as decoupling between zircon chemical composition and U-Pb data is possible;

(iii) combined Lu-Hf and Sm-Nd dating of garnet seems the more accurate chronometer in eclogites, although decoupling of Lu and Hf might occur at high temperatures;

(iv) finally, the isothermal compression of an eclogite from 15 to 29 kbar compels to question the interpretation of the pressure recorded in metamorphic rocks and the mechanisms responsible for eclogite-facies metamorphism in convergence zones.