

[Accueil](#) ▶ [Tous les numéros](#) ▶ [Volume 191 \(2020\)](#) ▶ [BSGF - Earth Sci. Bull., 191 \(2020\) 5](#) ▶ [HTML complet](#)

Accès libre

Problème	BSGF - Earth Sci. Taureau. Volume 191, 2020
Article Number	5
Nombre de pages)	28
DEUX	https://doi.org/10.1051/bsgf/2019015
Publié en ligne	06 mars 2020

BSGF - Bulletin des sciences de la Terre 2020, 191, 5

Les roches saphirines en contact avec le corps de péridotite de Lherz: nouvelles données minéralogiques, âge et interprétation

Les roches à saphirine au contact du corps de péridotites de Lherz : nouvelles données minéralogiques, âge et nouvelle interprétation

 Jessica Uzel^{1*}, Yves Lagabrie¹, Serge Fourcade¹, Christian Chopin², Pierre Monchoux³, Camille Clerc⁴ and Marc Poujol¹
¹ Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, UMR 6118, 35000 Rennes, France

² Laboratoire de Géologie de l'ENS, UMR 8538, ENS-CNRS, PSL Research University, 24, rue Lhomond, 75005 Paris, France

³ Université de Toulouse, CNRS, GET, IRD, OMP, 14, avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

⁴ Laboratoire Insulaire du Vivant et de l'Environnement, Université de la Nouvelle Calédonie, BPR4, 98851 Nouméa cedex, France

 * Correspondance: jessica.uzel@univ-rennes1.fr

Reçu le 28 décembre 2018 Accepté le 5 novembre 2019

Abstrait

Des roches saphirines sont décrites dans le bassin de l'Aulus (Ariège, France) dans une zone de contact entre le corps péridotitique de Lherz et les métasédiments mésozoïques qui ont subi l'événement métamorphique à haute température et basse pression du Crétacé pyrénéen (Monchoux, 1970, 1972a, 1972b). Les cristaux de saphirine se produisent dans des dépôts clastiques stratifiés caractérisés par une suite rare de minéraux riches en Al-Mg. Une étude pétrographique détaillée de seize échantillons représentatifs de la diversité des roches saphirines de Lherz est présentée. Ces roches comprennent des brèches et des microbrèches de compositions diverses. Certains échantillons sont composés de clastes polyminéraux et de minéraux isolés qui dérivent de protolithes bien connus au niveau régional tels que des roches ultramafiques, des métaphites, des «cornes micacées» et des roches du socle paléozoïque très rares. Néanmoins, une grande partie de la suite clastique saphirine est composée de débris mono- et polyminéraux provenant de protolithes inconnus. Nous définissons une «suite minérale saphirine» (SBMS) composée de débris monominéraliques comprenant: saphirine + enstatite + spinelle alumineuse + Mg-amphiboles + Ca-amphiboles + kornéropin + minéraux accessoires (apatite, diopside, rutile, serpentine, smectite, tourmaline, vermiculite et un mica blanc). Nous soulignons la dominance des matériaux clastiques métamorphiques de Keuper dans les roches étudiées et la présence d'inclusions d'anhydrite et d'apatite riche en F-, Cl-, Sr dans les minéraux de la suite riche en Al-Mg. La texture bréchique et la présence de caractéristiques sédimentaires non équivoques suggèrent que les roches saphirines ont été désagrégées mécaniquement puis ont subi un vannage dans des conditions sous-marines avec un mélange médiocre entre les différentes sources. Nous avons mesuré les données sur l'âge du rutile U-Pb afin de fournir des contraintes sur l'âge du (des) protolith (s) de ces dépôts

Table des matières

Article

- [Abstrait](#) [HTML complet](#)
- [PDF \(13,74 Mo\)](#) [ePUB \(12,63 Mo\)](#)
- [Les références](#)
- [Matériel complémentaire](#)

Métrique

[Afficher les statistiques de l'article](#)

Services

Mêmes auteurs

- [Google Scholar](#)
- [EDP Sciences database](#)
- [PubMed](#)

[Recommander cet article](#)
[Envoyer sur mon Kindle](#)
[Download citation](#)

Articles Liés

[Exhumation du manteau aux marges continentales passives pauvres en magma. Partie I. Architecture 3D et évolution métasomatique d'un domaine du manteau fossile exhumé \(Urdach Iherzolite, nord-ouest des Pyrénées, France\)](#)
BSGF - Earth Sciences Bulletin 2019, 190, 8

[Exhumation du manteau aux marges continentales passives pauvres en magma. Partie II: Évolution tectonique et métasomatique des failles de détachement à grand déplacement préservées dans un domaine fossile de marge distale \(Iherzolites de Sarailié, nord-ouest des Pyrénées, France\)](#)
BSGF - Earth Sciences Bulletin 2019, 190, 14

[Le bassin Tardets-Mauléon de type tirailé, une clé pour comprendre la formation du taureau des Pyrénées](#). Soc. géol. Fr. BSGF - Bulletin des sciences de la Terre 2017, 188, 35

Plus

Bookmarking



clastiques. L'âge obtenu (98,6 + 1,2 Ma) est interprété comme l'âge du métamorphisme de ce protolithe du SBMS. Des travaux antérieurs ont interprété les roches saphirines de Lherz comme des protolithes crustaux modifiés en profondeur le long du contact avec les roches ultramafiques du corps de Lherz lors de leur ascension vers des profondeurs moins profondes. Ces nouvelles données impliquent: (i) une origine du Trias supérieur au Jurassique inférieur pour le protolithe principal des roches saphirines; (ii) le métamorphisme de ce protolithe le long d'un détachement actif de la croûte-manteau chaud à l'époque cénomaniennne avec l'implication de fluides métasomatiques de type saumure; et (iii) sa bréchification lors de l'exhumation de la matière due à l'évolution du détachement, suivie d'un remaniement sédimentaire ultérieur du matériau métamorphique.

Résumé

Des roches contenant de la saphirine ont été décrites dans le Bassin d'Aulus (Ariège, France), au sein d'une zone de contact entre le corps de péridotites de Lherz et les métasédiments mésozoïques affectés au Crétacé par un métamorphisme de haute température et de basse pression (Monchoux, 1970, 1972a, 1972b). La saphirine se trouve dans des dépôts clastiques lités caractérisés par une association minérale rare, riche en Al et Mg. Nous présentons ici les résultats de l'étude pétrographique détaillée de 16 échantillons représentatifs de la diversité des roches à saphirine de Lherz. Ces brèches et microbrèches sont constituées de clastes monominéraux et polyminéraux de composition variable. Les protolithes de certains de ces clastes sont aisément identifiables : roches ultramafiques, méta-ophites, « cornéennes micacées », socle paléozoïque. Néanmoins, une grande partie des roches à saphirine est composée de débris mono- et polyminéraux dont le ou les protolithes sont inconnus dans la région et restent à identifier. Ces protolithes énigmatiques sont nécessairement composés des minéraux de l'ensemble que nous appelons « assemblage minéralogique à saphirine » (saphirine-bearing mineral suite : SBMS) et qui comprend les espèces suivantes : saphirine + enstatite + spinelle alumineux + Mg-amphiboles + Ca-amphiboles + kornéropine + minéraux accessoires (apatite, diopside, rutile, serpentine, smectite, tourmaline, vermiculite et mica blanc). Nous mettons en évidence la présence d'inclusions d'anhydrite et d'apatite riche en F, Cl et Sr dans les espèces minérales du SBMS, ainsi qu'une proportion dominante d'éléments clastiques issus du métamorphisme de roches du Keuper dans l'ensemble des échantillons étudiés. La texture bréchique ainsi que la présence de figures sédimentaires dans les roches à saphirine montrent que leur(s) protolithe(s) a (ont) été soumis à un processus de désagrégation mécanique suivi du vannage des clastes en milieu aqueux. Un faible mélange entre les différentes sources est établi par la composition lithologique des roches étudiées. Une étude géochronologique par la méthode U-Pb sur rutile a été réalisée afin d'apporter des contraintes sur l'âge d'une (ou de la) source de ces dépôts clastiques. L'âge obtenu (98,6 + 1,2 Ma) est interprété comme l'âge du métamorphisme de ce protolithe du SBMS. Les roches à saphirine ont jusqu'à présent été interprétées comme du matériel crustal modifié en profondeur au contact des roches ultramafiques du corps de Lherz lors de leur remontée vers la surface. Les nouvelles contraintes géologiques apportées par cette étude impliquent : (i) l'origine triasique supérieure à jurassique inférieure du protolithe principal des roches à saphirine ; (ii) le métamorphisme de ce protolithe en présence de saumures le long d'un détachement croûte-manteau actif et chaud au Cénomaniennne ; et (iii) sa bréchification au cours de la remontée du matériel associée au fonctionnement du détachement, suivie du remaniement sédimentaire ultérieur de ce matériel métamorphique.

Mots clés: zone nord pyrénéenne / saphirine / Keuper / méta-évaaporite / métamorphisme basse pression à haute température / exhumation du manteau / détachement extensif

Mots clés : Zone nord-pyrénéenne / saphirine / Keuper / méta-évaaporite / métamorphisme de haute température et basse pression / exhumation du manteau / détachement extensif

© J. Uzel et al., Published by EDP Sciences 2020



Il s'agit d'un article en libre accès distribué sous les termes de la licence d'attribution Creative Commons (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0>), qui permet une utilisation, une distribution et une reproduction sans restriction sur tout support, à condition que l'œuvre originale soit correctement citée.

1 Introduction

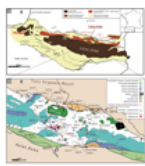
Saphirine ($[\text{Mg, Fe, Al}]_8 \text{O}_2 [\text{Al, Si}]_6 \text{O}_{18}$; Moore, 1969) est un minéral relativement rare qui enregistre soit des conditions ultra-hautes températures dans des systèmes riches en silice (Harley et Motoyoshi, 2000; Wheller & Powell, 2014) ou des conditions de température élevée et de pression intermédiaire dans les systèmes pauvres en silice. En l'absence de quartz, la saphirine est décrite comme le produit de l'évolution métamorphique de trois principaux types de protolithes, à savoir: les roches mafiques et ultramafiques (Morishita et al., 2001; Jöns et Schenk, 2008; Feneyrol, 2012), des roches crustales (Arima et Barnett, 1984), et des dépôts évaaporitiques ou assemblages métasomatiques impliquant des fluides (Schreyer and Abraham, 1976; Grew, 1988; Harley, 1993; Engvik et Austrheim, 2010). Dans la ceinture pyrénéenne, Monchoux (1969) a

d'abord décrit la saphirine en bordure nord du corps de l'étang de Lherz lherzolite, plus communément appelé corps de Lherz (Ariège, France; Fig. 1), dans un contexte impliquant à la fois des roches ultramafiques et des métasédiments. Là, des cristaux de saphirine se trouvent dans des dépôts clastiques stratifiés caractérisés par des associations minérales rares, notamment Mg-amphibole, orthopyroxène alumineux, spinelle et kornerupin, qui est un sorosilicate boréux rare ($Mg_3Al_6[Si, Al, B]_5O_{21}[OH]$; Grew *et al.*, 1990; Hawthorne *et coll.*, 2009). Cet assemblage clastique est constitué de brèches polymictiques et de grès exposés dans une zone de contact entre les lherzolites et les métasédiments mésozoïques, principalement des marbres (Monchoux, 1969). Ces marbres ont subi l'événement métamorphique pyrénéen du Crétacé moyen à haute température et basse pression (HT-LP) qui est reconnu tout au long de la zone nord-pyrénéenne (NPZ; Ravier, 1959; Albarède et Michard-Vitrac, 1978; Montigny *et al.*, 1986; Golberg et Maluski, 1988; Dauteuil et Ricou, 1989; Golberg et Leyreloup, 1990; Clerc and Lagabrielle, 2014; Clerc *et al.*, 2015; Ducoux, 2017). Golberg et Leyreloup (1990) ont été les premiers à attribuer cet événement métamorphique à un épisode d'amincissement crustal dans la future ZPN.

Les roches saphirines de Lherz ont d'abord été interprétées comme dérivant de lithologies de la croûte continentale inférieure modifiées en profondeur le long du contact avec les roches ultramafiques du corps de Lherz lors de leur ascension vers des profondeurs moins profondes (Monchoux, 1970, 1972a). Cette interprétation doit être revue car à l'époque, les processus conduisant à l'exposition du manteau à la surface de la Terre étaient mal compris et les modèles d'exhumation du manteau sous-continentale le long des failles de détachement n'étaient pas encore appliqués au cas pyrénéen (Lagabrielle et Bodinier, 2008; Jammes *et al.*, 2009; Duretz *et coll.*, 2019). De plus, l'événement métamorphique du Crétacé nord-pyrénéen n'a pas été reconnu comme le résultat d'un amincissement de la croûte, mais on a pensé qu'il était lié aux premières phases de compression de l'orogénèse pyrénéenne (Choukroune, 1970; Debroas, 1978).

La présence d'affleurements du manteau dans la partie distale des marges continentales passives est maintenant largement documentée (p. Boillot *et al.*, 1980; Espurt *et al.*, 2009; Gillard *et al.*, 2016; Péron-Pinvidic et Osmundsen, 2016). Ces avancées récentes permettent des comparaisons fructueuses entre les marges passives et certaines unités de la ceinture pyrénéenne et fournissent ainsi des arguments clés pour démêler l'importance des associations géologiques trouvées au voisinage des expositions mantelliques dans la NPZ (par exemple, Masini *et al.*, 2014; Tugend *et coll.*, 2015; Corre *et coll.*, 2016). Dans cet article, nous présentons les résultats d'une étude pétrographique détaillée des formations exposées à la frontière nord du corps de Lherz, dans deux des sites où Monchoux (1970, 1972a, 1972b) a décrit les roches saphirines. Notre objectif est d'identifier le ou les protolithes et les processus géologiques responsables de la formation de ces associations minérales peu communes et d'expliquer leur juxtaposition avec les péridotites du manteau exhumées.

Fig. 1



(1) Croquis géologique des Pyrénées montrant la localisation du corps de Lherz. NPFT: poussée frontale nord-pyrénéenne; NPF: Faille Nord-Pyrénéenne; SPF: Faille Sud-Pyrénéenne; SPFT: poussée frontale pyrénéenne sud; NPZ: Zone des Pyrénées Nord; SPZ: Zone pyrénéenne sud (modifiée après Corre *et coll.*, 2016); (2) carte géologique du bassin de l'Aulus (modifiée après Lagabrielle *et coll.*, 2016). Les emplacements des sites étudiés 1 et 2 sont indiqués par des étoiles rouges. Les unités de carbonates massifs sont séparées par de larges zones de brèches sédimentaires polymictiques. Les brèches ultramafiques sont limitées à la partie centrale du bassin d'Aulus où les corps de péridotite sont concentrés. Les températures maximales obtenues par géothermométrie RSCM (spectroscopie Raman du matériau carboné) sur des échantillons de marbre du Mésozoïque proviennent de Clerc *et al.* (2015). Site 1: 42° 48'30.52" N 1° 22'52.85" E. Site 2: 42° 48'26.78" N 1° 23'7.97" E.

2 Cadre géologique

2.1 La zone nord pyrénéenne et le bassin de l'Aulus

La ceinture pyrénéenne résulte de la collision entre les plaques eurasienne et ibérique qui a commencé pendant le Santonien (Garrido-Megías, 1972; Olivet, 1996; García Senz, 2002; Rosenbaum *et al.*, 2002; McClay *et al.*, 2004; Handy *et coll.*, 2010). Cet orogène à double vergence est classiquement divisé en trois domaines structuraux principaux: les zones pyrénéennes nord et sud, composées de sédiments mésozoïques et cénozoïques, et la zone axiale exposant les roches du socle paléozoïque. La zone axiale est séparée de la NPZ par la faille pyrénéenne nord (NPF) (Fig. 1 (1)). La NPZ est caractérisée par une série de bassins inversés qui se sont ouverts à l'époque albanaise-cénomaniennne et qui hébergent environ 40 fragments différents de péridotites sous-continentales (Lacroix, 1894; Bodinier *et coll.*, 1987; Fabriès *et al.*, 1991; Henry *et coll.*, 1998).

). Ces corps du manteau surgissent dans les métasédiments mésozoïques qui ont subi une évolution métamorphique HT-LP qui a eu lieu entre les temps albanais et santonien (110–85 Ma: [Albarède et Michard-Vitrac, 1978](#); [Montigny et al., 1986](#); [Golberg et Maluski, 1988](#); [Clerc et al., 2015](#)). L'ouverture des bassins de NPZ s'est produite en réponse à la rotation anti-horaire d'Iberia, qui a été accueillie par un mouvement transtensionnel sinistral le long du futur NPF ([Olivet, 1996](#); [Sibuet et al., 2007](#); [Gong et coll., 2008](#)). La NPZ comprend également différents massifs isolés du Paléozoïque nord-pyrénéen (NPM) qui représentent des vestiges de son socle continental d'origine. Ces massifs ont connu trois épisodes métamorphiques, à savoir les événements hercynien, permien et crétacé. L'orogénèse hercynienne (*environ* 350–300 Ma) dans les Pyrénées est caractérisée par une déformation polyphasée, accompagnée d'un métamorphisme HT-LP, d'une migmatisation et d'un magmatisme granitique ([Denèle et coll., 2014](#)). Au Permien, l'ouverture de bassins sédimentaires dans les Pyrénées ([Bixel et Lucas, 1987](#); [Lago et coll., 2004](#); [Saspiturry et coll., 2019](#)) réchauffage induit du NPM ([Bixel et Lucas, 1987](#); [Briqueu and Innocent, 1993](#); [Lago et al., 2004](#); [Denèle et al., 2012](#); [Asti et coll., 2019](#)). Ensuite, l'événement d'extension du Crétacé a entraîné un amincissement crustal précoce et une fragmentation du NPM ([Costa et Maluski, 1988](#); [Vauchez et coll., 2013](#)). Des preuves de circulations de fluides majeures liées à ce dernier épisode d'éclaircissement ont été trouvées dans certains MNP, y compris des défauts enrichis en talc ([Schärer et coll., 1999](#); [Boutin et al., 2016](#)) and hydrothermal albitites ([Boulvais et al., 2007](#); [Poujol et al., 2010](#); [Fallourd et coll., 2014](#)). L'événement métamorphique Albain-Santonien HT a été attribué à ce dernier épisode d'éclaircie crustale ([Golberg et Leyreloup, 1990](#)) et a été en outre corrélé à l'exhumation des roches du manteau sous-continentales ([Lagabrielle et Bodinier, 2008](#); [Clerc et Lagabrielle, 2014](#)). Les estimations de la température de pointe obtenues pour l'événement crétacé extensif dans la NPZ à l'aide de la spectroscopie Raman de la matière carbonée (RSCM) ont été mesurées dans les métasédiments mésozoïques du bassin d'Aulus ([Fig.1 \(2\)](#)). Les valeurs sont regroupées autour de 550 °C, atteignant 625 °C dans un échantillon ([Clerc et al., 2015](#)).

Au cours de la dernière décennie, les corps péridotitiques du sous-continent nord-pyrénéen ont été étudiés à plusieurs reprises afin de démêler les processus d'exhumation du manteau dans les bassins pyrénéens du Crétacé ([Lagabrielle et Bodinier, 2008](#); [Jammes et al., 2009](#); [Clerc et al., 2012](#); [Clerc and Lagabrielle, 2014](#); [De Saint Blanquat et al., 2016](#); [Lagabrielle et al., 2016](#); [DeFelipe et al., 2017](#); [Lagabrielle et coll., 2019](#)). Plusieurs études récentes plaident en faveur d'un modèle tectono-sédimentaire pour la mise en place des roches ultramafiques et des brèches associées ([Lagabrielle et Bodinier, 2008](#); [Lagabrielle et coll., 2010, 2016](#); [Clerc et coll., 2012](#); [Clerc et Lagabrielle, 2014](#)). Dans ces modèles, le manteau pyrénéen sous-continentale a été exhumé le long de failles de détachement et exposé localement sur le sol des bassins étroits de NPZ pendant l'événement de rift du Crétacé, dans des conditions thermiques élevées.

Des reconstructions récentes basées sur des recherches géologiques le long des bassins de la NPZ ont conduit à définir une architecture particulière pour la marge paléo-passive pyrénéenne contrôlée par un régime thermique élevé, contrastant ainsi avec les modèles classiques de marges passives illustrées par le cas Ibérie-Terre-Neuve ([Péron-Pinvidic et Manatschal, 2009](#)). Cela a conduit [Clerc et Lagabrielle \(2014\)](#) et [Clerc et coll. \(2016\)](#) pour proposer un mécanisme de rifting dans le domaine de la marge distale impliquant le boudinage de la croûte continentale sous une couverture pré-rift mésozoïque mobile détachée du sous-sol le long des couches de découplage des argiles du Trias supérieur et des évaporites. Un comportement plus fragile caractérise le domaine de la marge proximale. Ce modèle a été corroboré par de récents travaux de modélisation numérique ([Duretz et al., 2019](#)).

2.2 Contenu géologique et interprétations des brèches de Lherz

Le bassin de l'Aulus expose des métasédiments mésozoïques et deux expositions ultramafiques majeures: les corps de Lherz et de Freychinède. De petits corps de gabbro et de méta-ophite (roches hypovolcaniques mafiques du Trias tardif) se trouvent également à proximité des ultramafiques ([Fig. 1 \(2\)](#)). Les métasédiments exposés à proximité des corps de Lherz et de Freychinède sont des carbonates massifs et des brèches souvent appelées les brèches de Lherz (*par exemple*, [Lacroix, 1894](#); [Choukroune, 1973, 1976](#); [Ternet et coll., 1997](#)). Des études antérieures ont étudié en détail la pétrographie des brèches de Lherz et discuté de leurs modes de mise en place possibles soit sous forme de brèches sédimentaires ([Lacroix, 1892](#); [Choukroune, 1973](#)), tectonic breccias ([Lacroix, 1900](#); [Ternet et al., 1997](#); [Debroas et coll., 2010](#)), brèches d'explosion ([Avé Lallemand et al., 1968](#); [Minnigh et coll., 1980](#)), ou des brèches tectono-sédimentaires ([Lagabrielle et al., 2016](#) et leurs références). Ces études ont d'abord mis en évidence la grande variabilité des types de brèches qui vont des brèches carbonatées monomictiques aux brèches ultramafiques pures. Entre ces deux membres terminaux, les brèches polymictiques sont composées de diverses proportions de clastes carbonatés ultramafiques et du Trias au Crétacé inférieur ([Clerc et al., 2012](#)). Les brèches de Lherz contiennent également des clastes de méta-ophite, d'enstatite-gabbro et de petites quantités de roches crustales du Paléozoïque.

Une transition progressive des roches péridotitiques aux brèches environnantes est observée autour des corps de Lherz et de Freychinède. À une distance croissante des frontières des corps ultramafiques, on observe progressivement:

- brèches ultramafiques à matrice riche en calcite (opicalcites; [Lagabrielle et Bodinier, 2008](#); [Clerc et al., 2014](#));

- brèches ultramafiques monomictiques avec une matrice riche en ultramafiques;
- brèches polymictiques ultramafiques et marbrées et;
- monomictic marble breccias (Lacroix, 1894; Monchoux, 1970).

L'âge de dépôt des brèches est sujet à débat en raison du manque de contraintes stratigraphiques ou paléontologiques. L'observation de fissures dans la péridotite remplie de brèches indique que le dépôt de brèches est postérieur ou synchrone à l'exhumation de la péridotite au fond du bassin (Lagabrielle et Bodinier, 2008). Les clastes de brèches de Lherz sont principalement des carbonates qui ont subi un métamorphisme conduisant à des billes feuillées portant des scapolites et des amphiboles. Cela implique une origine post-métamorphique ou syn-métamorphique pour le dépôt de brèches.

Un événement thermique anchizonal à épizonal conduisant à la néoformation de la muscovite et de la paragonite a été caractérisé dans les métasédiments pélitiques carbonatés du flysch turonien-sénonien du bassin de l'Aulus (80 Ma; Montigny *et al.*, 1986). Ceci est confirmé par des pics de températures métamorphiques atteignant 350 ° C récemment obtenus dans une tranche tectonique de ce flysch pincé le long du bord sud du bassin de l'Aulus (Clerc *et al.*, 2015). Les résultats de datation obtenus dans le NPZ montrent que l'anomalie thermique affectant les bassins nord-pyrénéens peut avoir duré de 107 à 80 Ma, soit pendant près de 27 Ma (voir les références complètes dans Clerc *et al.*, 2015). Cette période est suffisamment longue pour qu'une succession d'événements se développent dans la couverture sédimentaire du bassin d'Aulus, notamment:

- (je) métamorphisme à haute température lors de l'ascension des péridotites vers des niveaux peu profonds;
- (ii) exhumation et désagrégation au fond de la mer, puis sédimentation des brèches de Lherz;
- (iii) diagenèse et métamorphisme thermique renouvelé suite à l'inhumation sous séquences flysch du Crétacé supérieur.

Lagabrielle *et coll.* (2016) ont utilisé les contraintes géologiques résumées ci-dessus pour construire un modèle tectono-sédimentaire pour la mise en place des péridotites NPZ et des métasédiments associés. Ce modèle contraste avec les anciennes interprétations du corps de Lherz comme des tranches tectoniques ou olistolith (*par exemple*, Vielzeuf et Kornprobst, 1984 ; Lagabrielle *et coll.*, 2010). Dans leur modèle de 2016, Lagabrielle *et al.* proposent que la péridotite de Lherz soit exhumée le long d'une faille de détachement et représente ainsi le fond du bassin de l'Aulus. Les formations sédimentaires mésozoïques, découplées du socle paléozoïque, se juxtaposent au sommet du corps de Lherz et subissent ainsi métamorphisme et déformation. Leur bréchification et re-sédimentation se produit lors de leur exhumation. Ce modèle considère la plupart des lithologies exposées dans le bassin de l'Aulus mais il doit être affiné car il ne tient pas compte de la présence de roches saphirines le long du contact avec les roches ultramafiques. À la suite de Clerc *et al.* (2012) et d'autres études, le cadre géologique des roches saphirines implique de considérer cette formation comme le niveau le plus bas des brèches tectono-sédimentaires de Lherz. Par conséquent, les roches saphirines sont de bons candidats pour représenter la première formation mise en place sur la faille de détachement qui a permis à la péridotite du corps de Lherz d'être exhumée vers les niveaux supérieurs de la croûte et finalement exposée sur le sol de l'ancien bassin d'Aulus.

3 Description géologique des sites d'échantillonnage et des méthodes d'analyse

Les seize échantillons de grès et de brèches saphirines étudiés ici ont été collectés sur deux sites qui ont été décrits pour la première fois par P. Monchoux (expositions 1 et 3 dans: Monchoux, 1970, 1972a, 1972b), ci-après dénommés sites 1 et 2 (Fig.1 (2) et 2 (1)). Les autres expositions décrites par P. Monchoux, toutes situées le long du contact entre le corps de Lherz et les marbres et brèches mésozoïques de la NPZ, ont disparu sous la végétation.

Au site 1 (42 ° 48'30.52 "N 1 ° 22'52.85" E), les grès saphirins sont présents le long d'un ancien tracé de route, devant le restaurant Etang de Lherz. L'exposition a été dégagée sur une longueur de 8 m. Les grès et les brèches forment une séquence stratifiée avec un lit vertical rugueux défini par une alternance de couches marron foncé, orange et gris clair (Fig. 2 (1)). L'épaisseur des couches varie de quelques centimètres à un mètre et les variations de couleurs sont clairement liées à des compositions lithologiques variables. À première vue, l'exposition présente quatre types de couches clastiques, à savoir les couches A, B, C et D (parfois récurrentes) séparées par des contacts assez nets (Fig.2 (1), (2)):

- La couche A est le type dominant. Il correspond à des grès grossiers gris clair composés de grains blancs et gris aux contours plans à aciculaires. Certains grains présentent des clivages brillants, évoquant des micas et des amphiboles. D'après les tests HCl, certaines portions de la couche A contiennent de la calcite, d'autres non;

- La couche B correspond à des couches brun foncé de brèches et microbrèches ultramafiques composées de clastes angulaires dominants de lherzolite serpentinisée dans une matrice sableuse de composition ultramafique. Les plus gros clastes mesurent jusqu'à 10 cm de long (Fig. 2 (2), (3));
- La couche C est représentée par des brèches et des grès constitués de clastes ultramafiques dominants et de petits clastes de taille cm d'une roche mafique granoblastique. Ces derniers clastes, qui présentent des cristaux blancs et noirs de taille mm, proviennent généralement du métamorphisme de l'ophite du Trias (Azambre *et al.*, 1987);
- La couche D est une brèche grossière constituée d'un mélange des lithologies formant les types de couches A, B et C. précédents. Il est composé de clastes angulaires de taille cm à dm de roches ultramafiques, de grès blancs et de microbrèches, et de méta-ophites du Trias tardif (Fig. 2 (4)). Il comprend également des clastes d'une roche noire tachetée de matière blanche correspondant aux cornéennes micacées («cornéennes micacées»; Lacroix, 1894) largement exposées à quelques kilomètres au sud des expositions étudiées, au col d'Agnès (Ternet *et al.* , 1997). Les «cornes micacées» ont un aspect sans équivoque et sont composées d'une association de scapolite et de phlogopite qui dérivent du métamorphisme des argiles évaporitiques du Trias supérieur au Jurassique inférieur lors de l'événement pyrénéen HT du Crétacé (93 ± 3 Ma;Ravier and Thiébaud, 1982; Montigny *et al.*, 1986).

Au site 2 ($42^{\circ} 48'26.78''$ N $1^{\circ} 23'7.97''$ E), situé le long de la frontière nord-est du corps de Lherz (Fig.1 (2)), une partie de l'ancienne exposition 3 décrite par Monchoux (1972a , 1972b) a été partiellement défrichée de part et d'autre d'un ravin, sur quelques mètres entre les affleurements de la péridotite massive et les affleurements de brèches de marbre pur (Fig. 3 (1), (4)). L'affleurement est constitué d'une microbrèche vert pâle à gris clair montrant une litière rugueuse plongeant vers le sud-est. Les couches de grès sont intercalées et une stratification croisée peut être observée localement (Fig.3(2) et (3)). La microbrèche contient de nombreux clastes angulaires de taille dm de lithologies variables comprenant des «cornes micacées», des ophites et des lherzolites mal serpentinisées (Fig. 3 (3), (4)). Les clastes ultramafiques sont plus abondants au contact du corps de Lherz. Tout l'affleurement est riche en calcite.

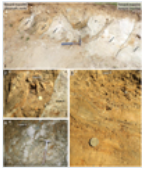
Bien que nous n'ayons pu observer les expositions exactes décrites et échantillonnées par Monchoux (1970 , 1972a , 1972b), nos observations de terrain, avant même toute analyse microscopique, correspondent clairement à sa description, en particulier:

- la grande diversité des composants des couches clastiques avec un mélange fréquent de matériau de couleur claire et de matériau ultramafique;
- au site 2, une transition progressive des roches saphirines aux brèches et microbrèches de marbre pur qui forment principalement la brèche de Lherz sus-jacente. Cette transition est représentée par la ligne pointillée blanche 1 sur la figure 3 (1).

Nos seize échantillons permettent de retrouver la diversité des types décrits par Monchoux (1970 , 1972a , 1972b). Onze échantillons ont été prélevés au site 1 (BCOR 71, BCOR 72, BCOR 73, LHZ 49, LHZ 7a, Momo 1, Momo 2, Momo 2a, Momo 2b, Momo 5 et Momo 6). Cinq échantillons ont été prélevés au site 2 (BCOR 67b, BCOR 68a, BCOR 68b, LHZ 114a et NR 94). Compte tenu des études minéralogiques approfondies menées sur le même matériau par Monchoux (1970 , 1972a , 1972b) et par Abraham *et coll.* (1977) , nous nous concentrons plutôt sur les textures, les compositions minérales complémentaires et les motifs d'inclusion minérale qui pourraient donner des indices sur la nature et l'origine de ce matériau rare.

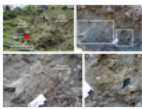
Des coupes minces ont été préparées pour chaque échantillon pour l'observation microscopique et les analyses par microsonde électronique (EMP). Ces derniers ont été réalisés à l'Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer (Ifremer) au Plouzané (Brest, France) à l'aide d'un instrument CAMECA SX100, équipé de cinq spectromètres et d'un jeu complet de cristaux d'analyse. Une imagerie et des analyses supplémentaires en mode à dispersion d'énergie (EDS) ont été réalisées sur cinq échantillons à l'aide d'un microscope électronique à balayage à canon à émission de champ Zeiss Sigma TM équipé d'une grande surface (50 mm²) Détecteur de dérive au silicium EDS, X-Max Oxford Instruments, à l'ENS Paris. Des analyses Raman pour la caractérisation de phase dans l'échantillon BCOR 72 ont été obtenues en utilisant le spectromètre Renishaw inVia de l'ENS Paris, avec un laser argon 514,5 nm focalisé à travers un microscope DMLM Leica. Le signal a été filtré par des filtres de bord, dispersé par un réseau de 1 200 ou 1 800 rainures / mm et analysé avec un détecteur CCD RENCAM refroidi par Peltier, en utilisant Si comme étalon d'étalonnage.

De plus, une datation U-Pb par spectrométrie de masse à couplage inductif par ablation laser (LA-ICP-MS) a été réalisée sur certains grains de rutile à l'aide d'un laser excimère ESI NWR193UC couplé à un quadripôle Agilent 7700x ICP-MS disponible à Géosciences Rennes. Des informations concernant les procédures analytiques peuvent être trouvées dans la [documentation supplémentaire 1](#) .



Photographies de terrain du site 1: (1) succession de couches clastiques au site 1. Quatre types de couches peuvent être distingués (voir le texte pour une description complète). La couche dominante A correspond à des grès gris clair et grossiers. La couche B correspond à des couches brun foncé de brèches ultramafiques et de microbrèches composées de clastes angulaires dominants de lherzolite serpentinisée dans une matrice sableuse ultramafique. La couche C est représentée par des brèches et des grès constitués de clastes ultramafiques dominants et de petits clastes de méta-ophite du Trias. La couche D est une brèche grossière composée de clastes angulaires de taille cm à dm de roches ultramafiques, de microbrèches blanches, de méta-ophites du Trias à Jurassique inférieur et de «cornes micacées»; (2) contact net entre les brèches ultramafiques de la couche B (à gauche) et les grès gris clair de la couche A (à droite); (3) gros plan de la litière graduée observée dans les microbrèches de la couche B; (4) vue détaillée de la brèche de la couche D.

Fig. 3



Photographies de terrain du site 2: (1) photographie de la zone de contact entre les péridotites du manteau et les brèches de Lherz au site 2 et emplacement du site d'échantillonnage des roches saphirines (étoile rouge). Des lignes pointillées blanches soulignent la transition progressive existant entre le corps Lherz et les brèches en marbre Lherz. Autour de la ligne pointillée blanche n° 1, une transition progressive des roches saphirines vers les brèches et microbrèches de marbre pur a été observée; (2) vue détaillée du site d'échantillonnage 2 et emplacement des photographies rapprochées 3 et 4 ci-dessous; (3) vue détaillée du côté gauche de l'exposition. Il se compose d'une microbrèche vert pâle à gris clair montrant une litière rugueuse avec des couches de grès à grains fins plongeant vers le sud-est (lignes pointillées). La microbrèche contient de nombreux clastes angulaires de taille cm de lithologies variables comprenant des «cornes micacées» et de la lherzolite mal serpentinisée (contours blancs, déterminés sur coupes minces); (4) vue détaillée du côté droit de l'exposition. Les grès comprennent de nombreux clastes angulaires de taille cm de compositions variables (contours blancs). Un clast noir de méta-ophite est observé macroscopiquement (en bas à droite de la photographie).

4 résultats

Une description précise de chaque échantillon étudié est fournie dans la [documentation supplémentaire 2](#).

4.1 Pétrographie générale

Trois principaux types d'échantillons peuvent être distingués sur la base de leurs compositions minéralogiques ([Tab.1](#)):

- Le type I a été collecté dans des brèches grossières de la couche D au site 1 et correspond à des portions de clastes polyminéraux ([Fig. 2](#));
- Le type II a été collecté dans la couche A au site 1 et au site 2. Il correspond à des microbreccias avec un ciment calcitique et constitué soit de 100% de clastes monominéraliques ou de clastes polyminéraux rares associés à des clastes monominéraliques prédominants;
- Le type III a été collecté dans les couches A, B et C au site 1 et correspond à des microbrèches dépourvues de tout ciment calcitique et constituées soit de 100% de clastes monominéraliques ou de clastes polyminéraux rares associés à des clastes monominéraliques prédominants.

Les échantillons de type I sont très homogènes ([Tab. 2](#) , [Fig. 4](#)). Les échantillons BCOR 71, Momo 2 et Momo 6 sont constitués de scapolite (avec inclusions d'anorthite, de phlogopite, de tourmaline et d'apatite), de phlogopite, de diopside, de tourmaline et d'épidote et de zoisite rares. Ils correspondent aux clastes des emblématiques «cornes micacées» pyrénéennes ([Lacroix, 1894](#)), c'est-à-dire aux sédiments et évaporites métamorphiques du Trias supérieur au Jurassique inférieur. L'échantillon Momo 5 est composé de scapolite, diopside, anorthite, phlogopite, hastingsite potassienne, tourmaline et calcite et correspond ainsi à quelques faciès intermédiaires entre les «cornes micacées» et les marbres environnants ([Ravier et Thiébaud, 1982](#)).

Les échantillons de type II sont également assez homogènes ([Fig. 5](#)). Six des huit échantillons comprennent des cristaux de saphirine, et les deux autres échantillons comprennent des minéraux qui se produisent couramment avec la saphirine dans nos échantillons ([Tab.2](#)). La suite complète des échantillons de type II est: saphirine (avec inclusions d'apatite et de rutile riches en Cl), enstatite (avec inclusions d'anhydrite,

d'apatite riche en F et Cl, clinocllore et zircon), spinelle alumineuse, amphiboles Mg (anthophyllite – gédrite solution solide avec inclusions de rutile), Ca-amphiboles (pargasite avec des inclusions d'apatite, de clinocllore et de zircon riches en F et Cl; tschermakite), la tourmaline, le rutile, la vermiculite et la smectite. Les rares clastes polyminéraux sont constitués de saphirine et de Mg-amphibole de la série gédrite-anthophyllite, de saphirine et de spinelle alumineuse, d'anthophyllite et de vermiculite, de saphirine et de vermiculite, ou de saphirine, vermiculite et anthophyllite (Tab. 2). Une caractéristique frappante de ces échantillons est l'abondance de vermiculite pliée avec des clivages ouverts et des bords de queue de cheval (Fig.5 (3)). Ces caractéristiques suggèrent que la vermiculite dérive de la transformation d'une ancienne phyllite, probablement une phlogopite ou une aspidolite. Les clastes monominéraux et polyminéraux sont tous anguleux, sauf la vermiculite.

Les échantillons de type III ont une composition beaucoup plus hétérogène (Tab.2):

- l'échantillon BCOR 72 est composé d'une accumulation de cristaux isolés millimétriques à plurimillimétriques, principalement de vermiculite et d'amphiboles avec, par ordre d'abondance décroissante: gédrite, pargasite, vermiculite, enstatite alumineuse, kornerupin, saphirine, diopside, tourmaline, rutile et mica blanc (Tab. 2). Des clastes polyminéraux très rares sont observés (Fig. 6 (1)). Un cristal de kornerupin millimétrique présente une forme subédrique (Fig. 6 (2)). Une matrice à grains très fins composée des minéraux précédemment répertoriés et dépourvue de toute calcite peut être observée localement;
- l'échantillon Momo 1 apparaît également sous la forme d'un grès friable brun orangé. Il comprend des clastes monominéraux angulaires et des clastes polyminéraux subangulaires à arrondis (Fig. 6 (3) et (4)). Les minéraux détritiques isolés comprennent: la magnésio-hornblende, l'enstatite, l'hercynite chromienne, la phlogopite, la muscovite, le clinopyroxène, le quartz, la chlorite et plusieurs types de plagioclase (An18-58). Les clastes polyminéraux comprennent: des roches ultramafiques non serpentinisées (Fig. 6 (3)) et serpentinisées, des méta-ophites (Fig. 6 (4)), ainsi qu'un claste de gneiss granitique. Un seul claste composé d'olivine, de plagioclase (An56.9-58.1) et d'enstatite a également été observé. Ce clast rappelle les roches connues dans le bassin de l'Aulus, à savoir un gabbro enstatite alcalin du Crétacé (gabbro des Plagnaux; [Montigny et al., 1986](#); [Ternet et al., 1997](#)) or the cumulate portion of a Triassic ophitic intrusion ([Azambre et al., 1987](#));
- L'échantillon LHZ 49 est un grès à grains fins brun-orange exclusivement constitué de clastes monominéraux angulaires submillimétriques (Fig. 6 (5)) provenant d'un protolithe ultramafique dominant. Les clastes comprennent: l'olivine (Fo89.9-91.0), le diopside, l'enstatite, la pargasite de titane, l'hercynite, l'hercynite chromienne, la chlorite et le quartz mineur (Tab. 2);
- l'échantillon BCOR 73 est un grès jaunâtre riche en phyllite qui contient un seul claste polyminéral verdâtre sous-arrondi centimétrique (Fig. 6 (6)). Le grès est composé de grains monominéraux angulaires de nature variée (par ordre décroissant d'abondance): vermiculite, pargasite, clinopyroxène, scapolite, un spinelle vert, rutile et tourmaline (Tab.2). Le clast sous-arrondi verdâtre centimétrique provient d'une amphibolite scapolitisée avec du clinopyroxène et de la vermiculite. Cet assemblage minéral dérive d'un «cornet micacé» ([Lacroix, 1894](#) ; [Ravier et Thiébaud, 1982](#)), dans laquelle la phlogopite primaire ou aspidolite a été transformée en vermiculite. Ce clast est entouré de vermiculite, orienté à peu près parallèlement au bord du clast (Fig. 6 (6)).

Table 1 Principales caractéristiques des différents types de roches qui constituent la collection d'échantillons. Des croquis simplifiés sont fournis pour chaque type de roche, en tenant compte de leurs principales caractéristiques. Différentes couleurs indiquent différentes espèces minérales. Abréviations de [Whitney et Evans \(2010\)](#) .

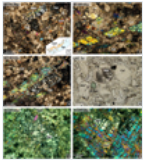
Table 2 Minéralogie de la collection d'échantillons. Abréviations de [Whitney et Evans \(2010\)](#) .

Fig. 4



Micrographies en coupe mince montrant les principales caractéristiques des échantillons de type I: (1) clast «cornes micacées». Noter la texture poikiloblastique de la scapolite centrale, avec de nombreuses inclusions (lumière polarisée plane; échantillon BCOR 71); (2) Clast «corneilles micacées». Notez les inclusions de tourmaline et d'anorthite dans la scapolite centrale (lumière polarisée dans le plan; échantillon BCOR 71). Abréviations de [Whitney et Evans \(2010\)](#) .

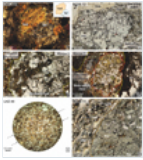
Fig. 5



Micrographies représentatives d'échantillons de type II: (1) exemple représentatif des microbreccias contenant de la saphirine (lumière polarisée croisée; échantillon BCOR 68a). Notez les clastes monomineraliques fortement fracturés dominants et le ciment calcitique. Un clast polyminéral fracturé (saphirine + gédrite) apparaît dans la partie centrale supérieure de l'image (redessiné dans l'encart); (2) clast monominéral plurimillimétrique de gédrite fragmenté avec très peu de déplacements entre les débris (lumière polarisée croisée; échantillon BCOR 68a); (3) cristal de saphirine montrant des gouffres de corrosion remplis de calcite, entourés de cristaux de vermiculite pliés présentant des clivages ouverts (lumière à polarisation croisée; échantillon BCOR 68b); (4) un cristal anthophyllite subédrique hautement fracturé, avec remplissage de calcite (lumière polarisée dans le plan; échantillon BCOR 72); (5) et (6) clastes polyminéraux montrant les relations d'intercroissance entre la saphirine et la gédrite (lumière à polarisation croisée; échantillon BCOR 68a). Abréviations de Whitney et Evans (2010).

Fig. 6

Micrographies représentatives d'échantillons de type III: (1) clast polyminéral de saphirine + gédrite montrant l'équilibre textural entre les deux phases (redessiné dans l'encart; lumière polarisée croisée; échantillon BCOR 72). Les zones apparaissant en brun dans le cristal de saphirine correspondent aux vides générés lors de la préparation de la section mince; (2) cristal de kornerupin subédrique millimétrique présentant des inclusions de rutile orientées parallèlement (lumière à polarisation plane; échantillon BCOR 72); (3) clast de péridotite. Des lignes pointillées jaunes soulignent les limites du claste polyminéral (lumière polarisée plane; échantillon Momo 1); (4) clast méta-ophite souligné par une ligne pointillée rouge. Deux clastes ultramafiques sont soulignés par des lignes pointillées jaunes (lumière polarisée dans le plan; échantillon Momo 1); (5) grès polymictique exclusivement constitué de clastes monomineraliques. Une litière grossière est soulignée par des minéraux plans (flèches noires en pointillés parallèles à la litière; lumière polarisée dans le plan; échantillon LHZ 49); (6) Clast polyminéral de scapolite (souligné par une ligne pointillée orange) enfermé dans un grès constitué de clastes monomineraliques. Notez l'orientation des flocons de vermiculite, parallèlement aux bords du clast de scapolite (lumière polarisée dans le plan; échantillon BCOR 73). Abréviations de Whitney et Evans (2010).



4.2 Analyse texturale

Les nombreuses espèces minérales qui composent les échantillons étudiés sont toutes représentées par des clastes monomineraliques anguleux et cassés qui proviennent évidemment d'une collection de différents types de roches (Fig. 4 - 6 , Tab. 2). Dans la plupart des cas, ces clastes sont des fragments submillimétriques de cristaux qui sont déconnectés de leur protolithe d'origine. On observe également des cristaux isolés plus gros, de taille millimétrique à plurimillimétrique (centimétrique dans de rares cas, comme dans les échantillons BCOR 68a et NR 94), de la même espèce que les clastes submillimétriques de la matrice. Les plus gros clastes peuvent être entourés de débris submillimétriques de la même espèce minérale (Fig.7). La plupart des clastes polyminéraux sont de taille millimétrique à plurimillimétrique. Ils sont fracturés avec des bords irréguliers (sauf dans l'échantillon Momo 1). Dans la plupart des échantillons de types II et III qui comprennent à la fois des clastes monomineraliques et polyminéraux, les espèces minérales des clastes monomineraliques sont les mêmes que celles formant les clastes polyminéraux.

Dans sept échantillons de types II et III, une stratification est observable macroscopiquement (échantillons Momo 1, Momo 2b et NR 94) ou au microscope (échantillons LHZ 49 et LHZ 7a, BCOR 72 et BCOR 73 (Figs. 8 et 9 , voir également Fig. 6 (5)). Les couches sont généralement caractérisées par l'accumulation d'un ou deux minéraux spécifiques. Des exemples représentatifs sont les échantillons BCOR 72 (Fig. 9) et BCOR 73 qui présentent tous deux une surabondance d'amphiboles et de vermiculite. Dans ces cas, la stratification est également soulignée par l'alignement des minéraux plans (en particulier les vermiculites). Dans certains exemples, la stratification est localement interrompue contre les clastes polyminéraux dont les bords sont recouverts de minéraux plans (exemple : échantillon BCOR 73, Fig.6 (6)). Dans l'échantillon Momo 1, la stratification résulte de l'accumulation de clastes polyminéraux de différentes compositions (Fig. 8 (2)). De plus, chaque couche peut présenter un tri granulométrique, comme également observé dans l'échantillon NR 94 (figure 8 (1)).

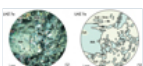
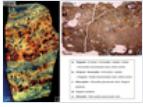


Fig. 7

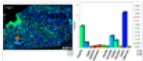
Preuve de fragmentation minérale: (1) cristal plurimillimétrique fortement fracturé d'anthophyllite (côté gauche) désagrégé en petits morceaux angulaires qui ont alimenté la microbrèche (lumière polarisée croisée; échantillon LHZ 7a); (2) dessin au trait de (1) mettant en évidence la fragmentation de l'anthophyllite. Abréviations de [Whitney et Evans \(2010\)](#).

Fig. 8



Preuve de superposition à l'échelle macro. La teneur en minéraux de chaque couche est indiquée dans l'encart. Les éléments dominants dans chaque couche sont indiqués en gras: (1) photographie de l'échantillon NR 94. La stratification est définie par une alternance de couches bleuâtres (a) et jaune-orange (b), caractérisées par différentes granulométries et par des compositions minérales légèrement différentes (voir le matériau supplémentaire SM2 pour une description complète) ; (2) photographie en coupe mince de l'échantillon Momo 1. Une superposition est soulignée par des lignes pointillées rouges.

Fig. 9



Superposition définie par une surconcentration de minéraux dans l'échantillon BCOR 72. 1) Carte de phase (analyse EDS, cartographie élémentaire); 2) pourcentage de surface de chaque espèce minérale. * Phases indéterminées, possiblement altérées. ** Non observé en section mince.

4.3 Définition de la suite minérale saphirine (SBMS)

L'étude pétrographique des seize sections minces de roches saphirines révèle que certains clastes polyminéraux ou minéraux isolés dérivent de protolithes bien connus tels que les roches ultramafiques, les méta-ophites, les cornes micacées et, rarement, les roches du socle paléozoïque. C'est le cas de notre Type I et d'une partie de notre Type III, comme indiqué ci-dessus. Néanmoins, une grande partie de la suite clastique saphirine est composée de débris mono- et polyminéraux qui proviennent de protolithes inconnus. C'est le cas des échantillons de type II et d'une partie des échantillons de type III. La suite minérale complète de ces échantillons est: saphirine + enstatite + spinelle alumineux + Mg-amphiboles + Ca-amphiboles + kornerupin + minéraux accessoires (apatite, diopside, rutile, serpentine, smectite, tourmaline, vermiculite et un mica blanc; [Tab.2](#)). La forte récurrence de ces minéraux trouvés en association avec la saphirine dans notre collection d'échantillons nous conduit à définir une «suite minérale saphirine», appelée SBMS.

Comme indiqué ci-dessus, la plupart des clastes observés dans les grès contenant de la saphirine sont monominéraux et isolés. Cependant, de rares clastes d'agrégats polyminéraux présentant un équilibre de texture sont observés dans certains échantillons. Ils sont constitués de saphirine et de Mg-amphibole, de saphirine et de spinelle alumineux, d'anthophyllite et de vermiculite, de saphirine et de vermiculite, ou de saphirine, vermiculite et anthophyllite ([Tab.2](#)). Les associations les plus fréquentes concernent la saphirine et le Mg-amphibole de la série gédrite - anthophyllite. Ces minéraux sont généralement intégrés, ce qui suggère qu'ils ont cristallisé simultanément ([Fig. 5](#) (1), (5), (6) et [Fig. 6](#) (1)).

Enfin, nous signalons que les assemblages représentés par le SBMS proviennent de roches mères métamorphiques jamais décrites jusqu'à présent dans la région de Lherz. Dans ce qui suit, notre objectif est de caractériser ces roches mères métamorphiques.

4.4 Chimie minérale du SBMS

Des analyses représentatives des principales phases constituant le SBMS sont données dans le [tableau 3](#). La chimie de certains minéraux du SBMS rarement observés dans la région est détaillée dans ce qui suit:

- la saphirine est présente dans sept échantillons ([Tab. 2](#), [Fig. 5](#) (1), (3), (5), (6), [Fig. 6](#) (1) et [Fig. 10](#) (1)). Dans les microbrèches, il apparaît comme des cristaux subédriques allant jusqu'à millimètre (LHZ 7a), bleu pâle à bleu profond, toujours fracturés et généralement corrodés. Les gouffres de corrosion sont remplis de calcite dans des échantillons de type II ([Fig. 5](#) (3) et [Fig. 10](#) (1)). Les analyses à la microsonde montrent que les clastes porteurs de saphirine présentent une teneur élevée en Mg ($X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe_{total}) = 0,91-0,92$), sauf dans la LHZ 7a pour laquelle X_{Mg} des valeurs de 0,83 à 0,86 peuvent refléter une proportion plus élevée de fer ferrique, comme le suggère l'analyse du spinelle. Avec 1,58 (4) Si par unité de formule (pfu), la saphirine est proche de la composition classique 7: 9: 3 (Mg, Fe) O: Al₂O₃:

SiO₂ (*par exemple*, Podlesskii, 2010). Il est presque dépourvu de Cr₂O₃ (<0,06% en poids) et de NiO (<0,02% en poids);

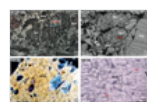
- le kornerupin apparaît dans l'échantillon BCOR 72 sous forme de cristal subédrique prismatique millimétrique et de fragments sans relation les uns avec les autres (Fig. 6 (2) et Fig. 10 (2)). Il contient 2,3% en poids de B₂O₃ selon une analyse chimique par voie humide (Monchoux, 1972a), 3,0% en poids selon l'analyse EMP du tableau 3 . Il est également caractérisé par une valeur élevée de X_{Mg} (0,93) et de faibles teneurs en Cr₂O₃ (<0,04% en poids) et en NiO (<0,08% en poids);
- l'enstatite alumineuse se présente sous forme de cristaux bleu pâle dans trois échantillons (échantillons LHZ 114a, NR 94, BCOR 72; Tab. 2). Il montre une valeur X_{Mg} cohérente de 0,90 (1), des teneurs en Al₂O₃ de 1,89 à 3,48% en poids, avec une moyenne de 2,5% en poids, soit 5 mol% de composant Mg-Tschermak (= MgAl₂SiO₆). Il s'agit de l'une des plus faibles teneurs en Al dans l'enstatite signalées dans les roches contenant de la saphirine. Les teneurs en TiO₂ (<0,11% en poids), en Na₂O (<0,19% en poids) et en Cr₂O₃ (<0,5% en poids, principalement <0,3% en poids) ne sont pas distinctives de l'enstatite de la lherzolite de Lherz (Le Roux *et al.*, 2007, sa tabulation corrigée. 2), mais les faibles teneurs en CaO sont distinctives (<0,21% en poids, contre 0,3 à 1,3% en poids dans la lherzolite);
- le spinelle alumineux se présente sous forme de fragments bleus dans des clastes mono- ou polyminéraux (Tab. 2, Fig. 5 (4)); contrairement aux clastes de spinelle brun ou vert, il ne peut pas être retracé aux types de roches communes de la région, qu'il s'agisse de sous-sols ou de corps ultramafiques. Les faibles teneurs en Cr₂O₃ (<0,1% en poids) et en Fe₂O₃ (<0,05 Fe³⁺ pfu) ainsi que les hauts Al et X_{Mg} (> 0,8) sont caractéristiques.

Les quatre espèces minérales ci-dessus sont hautement magnésiennes, comme la plupart des autres espèces du SBMS. En effet, la gédrite, l'anthophyllite, la pargasite, la vermiculite et la tourmaline ont toutes du MgO ± Al₂O₃ ± SiO₂ (± B₂O₃) comme constituants principaux (Tab. 3).

Cristaux saphirine dans des échantillons BCOR 67b, BCOR 68a et les inclusions d'apatite d'affichage de BCOR (Tab. 2, Fig. 10 (1)) qui sont extrêmement riches en Cl (04/04 à 04/07% en poids, Tab. 4), près de chlorapatite final membre. Les cristaux de Kornerupine portent des inclusions d'apatite et d'anhydrite riches en Cl (échantillon BCOR 72; Fig. 10 (2)). L'enstatite alumineuse porte des inclusions de fluorapatite riche en Cl (1,93% en poids de Cl et 2,02% en poids de F en moyenne) et d'anhydrite contenant du Sr (0,42% en poids de SrO en moyenne) qui peuvent également être associées (Fig.10 (3)), et de clinocllore (échantillon NR 94; Tableaux 2 et 4; Fig. 10 (4)). Les cristaux de Ca-amphibole présentent également de rares inclusions d'apatite (échantillon NR 94).

Table 3 Analyses représentatives des principales phases du SBMS. Lorsque plusieurs analyses sont disponibles pour une espèce minérale, la composition moyenne et la formule structurale correspondante sont données. Pour la vermiculite et la smectite, les formules structurales n'ont pas été déterminées en raison de la grande diversité des analyses de microsonde dans notre collection d'échantillons. Les valeurs moyennes sont calculées sur la base de: a) 12 analyses de quatre échantillons; b) 29 analyses à partir de deux échantillons; c) sept analyses à partir de trois échantillons; d) cinq analyses à partir de deux échantillons; e) neuf analyses à partir de quatre échantillons; f) 19 analyses à partir de trois échantillons; g) analyse unique; h) trois analyses d'un échantillon; i) analyse unique; j) cinq analyses à partir de deux échantillons; k) 46 analyses à partir de six échantillons; l) six analyses à partir de deux échantillons.

Fig. 10



Micrographies représentatives des inclusions solides observées dans les minéraux du SBMS: (1) inclusion de chlorapatite (encadrée en bleu) dans un cristal de saphirine (lumière réfléchie; échantillon BCOR 68b); (2) inclusion d'anhydrite dans un cristal de kornerupin (image électronique rétrodiffusée; échantillon BCOR 72); (3) inclusions coalescentes d'anhydrite et de chlorapatite dans un cristal d'enstatite contenant de l'Al (lumière polarisée croisée; échantillon NR 94); (4) Clinocllore inclusions in aluminous enstatite (plane-polarized light; sample NR 94, modifié d'après F. Foucard, mémoire de master non publié, Toulouse, 1997). Abréviations de Whitney et Evans (2010).

Table 4 Analyses par microsonde électronique d'inclusions solides d'affinité évaporitique dans des cristaux d'enstatite de l'échantillon NR 94. Valeurs moyennes de n analyses, avec $n = 6$ pour a), $n = 3$ pour b), $n = 5$ pour c).

4.5 Datation U-Pb du rutile dans les échantillons BCOR 68a et b

Les Pyrénées ayant connu trois épisodes métamorphiques (voir section 2.1 ci-dessus), nous avons réalisé une étude géochronologique sur le seul minéral jugé apte à la datation géochronologique: le rutile (Tab. 2). La géochronologie U-Pb du rutile a été réalisée en contexte dans les échantillons BCOR 68a et b afin de contraindre l'âge du SBMS. Compte tenu de leur contenu et de leur emplacement d'échantillonnage très similaires, nous considérons que ces deux échantillons proviennent d'un même protolithe (et encore inconnu) et ont subi les mêmes processus géologiques (Tab. 2).

Vingt-six analyses ont été acquises sur dix grains de rutile (100 à 200 μm de longueur) au cours de deux séances d'analyse (Tab. 5). Toutes les analyses ont été acquises sur des clastes de rutile monominéraliques, à l'exception de trois analyses qui ont été effectuées sur une inclusion de rutile similaire située dans un claste de cristal de saphirine (S-301018a-1, S-301018a-2, S-301018a-3; les images de l'ESB sont fournies dans Matériel supplémentaire 3). Quelle que soit leur localisation, les analyses montrent des teneurs variables en U (58-164 ppm) et en Pb (1-441 ppm) avec des quantités variables de Pb commun ($f^{206}\text{Pb}$ entre 0 et 2,3%) (Tab. 5). Dans un diagramme Tera-Wasserburg (Fig.11), ils tracent tous dans une position concordante à discordante (en fonction de la quantité de Pb commun) et définissent une date d'interception inférieure bien contrainte de $98,6 \pm 1,2$ Ma (MSWD = 1,6). Cette date est équivalente en erreur à la date corrigée ^{207}Pb (calculée en utilisant le modèle d'évolution du Pb terrestre de Stacey et Kramers (1975) calculé à 100 Ma) de $98,9 \pm 0,7$ Ma (MSWD = 1,4, $n = 26$).

Table 5 LA-ICP-MS U-Pb isotope et données d'âge pour les grains de rutile analysés dans les échantillons BCOR 72a-b. Toutes les erreurs sont signalées à 2σ . $f^{206}\text{Pb} = (207\text{Pb} / 206\text{Pb}_{\text{m}} - 207\text{Pb} / 206\text{Pb}^*) / (207\text{Pb} / 206\text{Pb}_{\text{c}} - 207\text{Pb} / 206\text{Pb}^*) \times 100$ avec $207\text{Pb} / 206\text{Pb}^*$ et $207\text{Pb} / 206\text{Pb}_{\text{c}}$ calculés à 100 Ma.

Fig. 11

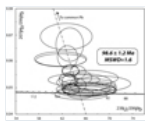


Diagramme de concordia de Tera-Wasserburg pour la datation U-Pb des grains de rutile des échantillons BCOR68a-b. Les ellipses d'erreur sont tracées à 2σ . La date d'interception inférieure de $98,6 \pm 1,2$ Ma est également signalée avec une erreur à 2σ .

5 Discussion: origine des roches saphirines

5.1 Preuve d'une origine tectono-sédimentaire

Les descriptions pétrologiques des seize échantillons prélevés sur les sites 1 et 2 montrent que la formation de grès et de brèches saphirines est un assemblage de lits de composition minéralogique et de granulométrie variées avec des épaisseurs variant de quelques millimètres à quelques décimètres.

Dans la section 4.2, nous décrivons des échantillons de microbrèche et de grès constitués de l'accumulation de minéraux très fragmentés et de clastes polyminéraux. Nous montrons que dans la plupart des échantillons, les clastes monominéraliques présentent des formes angulaires, parfois avec peu de déplacement entre les fragments, et sont de la même espèce que les minéraux formant les clastes polyminéraux. Ceci renforce l'hypothèse d'une désagrégation in-situ des plus gros clastes pour former les clastes monominéraliques submillimétriques. Cependant, dans deux échantillons, certains clastes submillimétriques monominéraliques n'ont pas leur homologue polyminéral (*par ex.*, quartz dans l'échantillon Momo 1; pargasite, rutile et spinelle vert dans l'échantillon BCOR 73), ce qui implique un mélange clast à une échelle plus grande que la taille de l'échantillon manuel. Notre analyse texturale révèle également une stratification souvent définie par l'accumulation d'un ou deux minéraux spécifiques ou clastes polyminéraux dans sept échantillons, ainsi qu'un tri granulométrique à des échelles microscopiques et macroscopiques. Les échantillons qui ne concentrent que quelques espèces minéralogiques ne correspondent à aucun protolithe classique d'origine métamorphique ou plutonique et peuvent être considérés comme des gisements de placers.

Ces observations impliquent collectivement que les grès et brèches saphirines se sont accumulés par des processus sédimentaires dans un contexte de tectonique active permettant la bréchification d'une variété d'assemblages lithologiques. L'identification de toutes les lithologies impliquées, en particulier le ou les

protolithes du SBMS est donc nécessaire avant toute tentative de compréhension du contexte géodynamique dans lequel ces processus de bréchification et de mélange se sont produits.

5.2 Décrypter les sources du matériau retravaillé dans les roches saphirines

5.2.1 Sources non équivoques

Plusieurs sources peuvent être identifiées sans ambiguïté grâce à la composition minéralogique des clastes de microbrèche étudiés, en particulier les clastes polyminéraux. Ces sources comprennent:

- roches du manteau, fraîches ou serpentinisées, comme le montrent les clastes polyminéraux comprenant la forstérite, la serpentine, l'enstatite, le diopside, l'hercynite ou l'hercynite chromienne et par des cristaux isolés de serpentine, hercynite ou hercynite chromienne;
- Méta-ophites du Trias supérieur au Jurassique inférieur ([Azambre et al. , 1987](#)) comme le montrent les clastes polyminéraux comprenant la magnésio-hornblende, le diopside et le plagioclase hébergeant d'abondantes inclusions solides et fluides, et par des cristaux de plagioclase isolés avec les mêmes inclusions;
- Les «cornes micacées» dérivant du Trias supérieur au Jurassique inférieur ([Lacroix, 1894](#) ; [Ravier et Thiébaud, 1982](#)) sont identifiées à travers des clastes polyminéraux comprenant la scapolite, l'anorthite, le diopside, la phlogopite, la tourmaline, l'épidote ou l'apatite et à travers des cristaux de tourmaline isolés;
- roches du socle continental, représentées par un seul clast polyminéral composé de quartz, phlogopite et muscovite.

La conclusion de ce premier inventaire est que, mis à part les lherzolites et les roches du socle très rares, les protolithes identifiés sans équivoque qui ont alimenté les grès et les brèches proviennent d'une séquence du Trias supérieur au Jurassique inférieur, qui est composée de sédiments évaporitiques abritant des ophites et est affectée par l'épisode métamorphique du crétacé HT-LP. Aucun protolithe contenant la minéralogie complète du SBMS n'existe à proximité de notre zone d'étude. La ou les sources du SBMS doivent encore être identifiées.

5.2.2 Source (s) du SBMS

5.2.2.1 Roches saphirines des Pyrénées: une comparaison

L'emplacement actuel du SBMS est l'interface entre le manteau exhumé de Lherz et les marbres et brèches du Mésozoïque. Une situation comparable est rencontrée pour des roches très similaires situées à 40 km à l'Est de Lherz, sur le site du Bois de Fajou ([Monchoux, 1970](#) ; [Fig. 1 \(1\)](#)). Ce dernier auteur a également évoqué des concentrés de panoramique contenant des cristaux de *saphirine euhédriques* provenant de bassins versants des Pyrénées centrales, non loin des corps de lherzolite ([Fig. 2 à Monchoux, 1972a](#)). Cela renforce l'idée de considérer les roches saphirines comme les niveaux les plus bas de la brèche de Lherz.

Dans les Pyrénées, la saphirine est également un composant d'assemblages minéraux couramment impliqués dans les grandes zones de contact entre le manteau et la croûte, formés dans des conditions granulitiques. A cet égard, des assemblages porteurs de saphirine ont été signalés à la fois dans le Massif pyrénéen nord de Castillon et à Caussou, à seulement 30 km du corps de Lherz (NPZ, Ariège, France; [Fig.1 \(1\)](#)). Dans le massif de Castillon, la saphirine a été décrite dans les amphibolites et dans les anorthosites corindons qui surgissent dans les zones de contact entre les péridotites du manteau et les kinzigites crustales ([Roux, 1977](#)). Ces amphibolites saphirines ont été interprétées comme des roches crustales métamorphosées au contact des lherzolites ([Vielzeuf et Kornprobst, 1984](#)). À Caussou, de rares cas de saphirine ont été signalés dans des péridotites riches en amphiboles ([Conquéré, 1978](#)).

Les paramètres précédemment référencés ne donnent pas des images correctes du SBMS car:

- les cristaux de saphirine sont anédriques dans ces exemples;
- aucun minéral contenant du bore (tourmaline, kornerupin) ni inclusion minérale (apatite riche en Cl et F, tourmaline, anhydrite) suggérant l'implication d'évaporites ou de saumures évaporitiques n'ont été observés jusqu'à présent dans ces assemblages;
- les assemblages présentent généralement des textures coronitiques, qui ne sont pas récupérées même sous forme de reliques dans le SBMS;
- ils présentent différents assemblages minéraux, notamment avec des composants minéraux (K-feldspath, quartz ...) issus des roches crustales environnantes.

De plus, la saphirine est presque dépourvue de Cr_2O_3 (<0,06% en poids) et NiO (<0,02% en poids) dans notre collection d'échantillons, ne montrant ainsi aucune preuve directe de la contribution du manteau. Aucun des assemblages du Massif de Castillon et du corps du manteau de Causou n'est donc un candidat approprié comme source de SBMS dans les gisements clastiques de Lherz. Même un mélange de plusieurs débris sélectionnés à partir de ces différentes sources ne reconstituera jamais le SBMS. Le manque de grenat dans le SBMS de Lherz est particulièrement significatif à cet égard, ainsi que le manque de débris de quartz et de feldspaths qui auraient forcément été une contribution majeure à notre association clastique puisque, dans le massif de Castillon, les rares roches saphirines sont hébergées par des kinzigites dominants. En résumé, à ce jour, un protolithe adapté au SBMS est inconnu dans l'ensemble des Pyrénées.

5.2.2.2 Roches saphirines dans le monde: le signal évaporitique

La plupart des occurrences de saphirine dans le monde sont liées à des roches mafiques et ultramafiques à des conditions de faciès granulitiques (*par exemple* , [Morishita et al. , 2001](#) ; [Jöns et Schenk, 2008](#) ; [Chetouani et coll. , 2016](#)). Cependant, dans plusieurs localités, un type différent de roches saphirines est décrit et attribué au métamorphisme soit de gisements évaporitiques, soit d'assemblages métasomatiques impliquant des fluides d'origine météorique, évaporitique ou hydrothermale. Un exemple emblématique est celui des schistes blancs pélitiques qui se présentent sous la forme de couches dans des séries à talc à Sar-e Sang (Afghanistan). On y trouve la saphirine avec chlorite, cordiérite, corindon, gédrite, cyanite, phlogopite, Naphlogopite, pyrite mineure, quartz, rutile, sillimanite, talc, tourmaline et xénotime ([Schreyer et Abraham, 1976](#)), ou avec enstatite, forstérite, kornerupin, magnésite, phlogopite et spinelle ([Grew, 1988](#)). Dans les deux cas, les auteurs interprètent ces roches comme des sédiments pélitiques hautement métamorphosés associés à des gisements d'évaporites. À Ødegarden Verk (sud de la Norvège), la saphirine est décrite en association avec la scapolite, le Ca-amphibole, le clinopyroxène, la phlogopite, l'enstatite, le rutile, la chlorapatite et le talc dans des métagabbros scapolitisés en relation avec un métasomatisme impliquant une circulation de saumure ([Engvik et Austrheim, 2010](#)). À Vestfold Hills (Antarctique de l'Est), la saphirine associée à l'enstatite et au spinelle est signalée dans des granulites métasomatiques hautement magnésiens encaissés par des paragneiss dérivés de mudstones évaporitiques ([Harley, 1993](#)).

5.2.2.3 Protolith (s) potentiel (s) du SBMS: roches de Keuper cataclastiques et métasomatisées?

Comme le démontrent les analyses par microsonde du [tableau 3](#) , le ou les protolithes du SBMS doivent être extrêmement riches en Al_2O_3 et MgO . Ceci est cohérent avec les anciennes analyses de [roches en vrac](#) de [Monchoux \(1972a , Tab. 6 \)](#) , même si les roches analysées ne sont pas des témoins directs de leur (s) protolithe (s) en raison de leur nature tectono-sédimentaire. La présence d'espèces minérales telles que:

- le kornerupin contenant du bore;
 - Apatite riche en F, Cl et Sr;
 - inclusions d'anhydrite dans plusieurs minéraux;
- souligne l'implication des évaporites dans la production du protolithe particulier du SBMS de Lherz.

Il est à noter que des métasédiments du Trias supérieur sont présents près de la frontière sud du corps de Lherz, au col d'Agnès ([Ravier et Thiébaud, 1982](#) ; [Ternet et al. , 1997](#)). Ces sédiments ont subi le métamorphisme créacé HT-LP et ont atteint des températures comprises entre 550 et 600 ° C au moment de l'exhumation du manteau dans le bassin de l'Aulus ([Clerc et al. , 2015](#)).

Les roches de Keuper cataclastiques et métasomatisées se trouvent couramment dans les zones de cisaillement liées aux principales discontinuités tectoniques de la NPZ, notamment la poussée frontale nord-pyrénéenne (NPFT; *par exemple* , Betchat et Bonrepaux, Pyrénées centrales; [Gleizes, 1971](#) ; [Thiébaud et al. , 1988, 1992](#)) et le NPF (*par exemple* , Larrau-Sainte-Engrâce; [Thiébaud et al. , 1992](#)). A Betchat et Bonrepaux, une formation bréchique du Trias tardif métamorphosée dans des conditions épizonales inférieures forme la semelle du NPFT ([Gleizes, 1971](#) ; [Thiébaud et al. , 1988 , 1992](#)). Il est constitué de lentilles de gypse qui hébergent des minéraux magnésiens dominants (chlorite, dolomite, pargasite, phlogopite, talc) et aluminieux (chlorite, scapolite, phlogopite), avec une petite quantité de célestite, d'ilménite, de quartz, de plagioclase sodique, de rutile et de tourmaline ([Gleizes, 1971](#) ; [Thiébaud et al. , 1992](#)). Ce matériau évaporitique se trouve dans une matrice magnésienne riche en chlorite + illite qui héberge des couches de dolomite associées à des stocks de talc et d'ophite de taille plurihémométrique. A Arignac-Bedeilhac, au nord du NPF, une situation similaire est affichée par une formation bréchique épizonale de Keuper qui contient à nouveau des (méta-) évaporites (anhydrite et gypse) et plusieurs phases également retrouvées dans le SBMS, notamment: F- et Cl-apatite riche, chlorite, dolomite, hornblende magnésienne, phlogopite, rutile, scapolite, talc et tourmaline ([Bouscary, 1966](#) ; [Thiébaud et al. , 1988 , 1992](#)). Ces derniers auteurs ont souligné les teneurs élevées en Mg, Al, Na, Cl, F et B de ces roches. Dans les Pyrénées occidentales, des roches cataclastiques et métasomatisées épizonales de Keuper sont également décrites à l'interface entre le manteau exhumé, les unités crustales continentales felsiques et les sédiments mésozoïques du rift syn dans les massifs d'Urdach et de Sarailé

(Corre *et coll.*, 2018 ; Lagabrielle *et coll.*, 2019). Ils forment une couche boudinée constituée d'un mélange de clastes polyminéraux (dolomite, roches métamorphiques felsiques métasomatées et micaschistes, métaphites) noyés dans une matrice schisteuse de talc et de Mg-chlorite (Corre *et al.*, 2018 ; Lagabrielle *et al.*, 2019). Une formation épizonale de Keuper comparable est également connue dans le bassin basque-cantabrique (DeFelipe *et al.*, 2017).

La question de savoir si l'altération métasomatique était responsable au moins d'une partie de la richesse en Al-Mg dans le SBMS avant ou pendant le métamorphisme est une question ouverte. En effet, l'implication de fluides métasomatiques est probable, compte tenu des rapports des Pyrénées occidentales et du bassin basque-cantabrique (Corre *et al.*, 2018 ; DeFelipe *et al.*, 2017 ; Salardon *et coll.*, 2017 ; Lagabrielle *et coll.*, 2019). La dérivation de Mg à partir du métasomatisme des sédiments dolomitiques mésozoïques est peu probable. En effet, bien que les formations carbonatées soient souvent dolomitiques dans la zone de métamorphisme HT-LP de la NPZ (Fig. 1 (1)), cela est considéré comme reflétant l'addition métasomatique de Mg qui a précédé la formation de talc. Cette addition de Mg a été obtenue grâce à des rapports fluide-roche très élevés, comme en témoigne l'énorme gisement de talc Trimouns (Boulvais *et coll.*, 2006 ; Boutin *et coll.*, 2016). En conséquence, l'autre source possible de Mg est les saumures Keuper elles-mêmes.

Tous les marqueurs géologiques autour des dépôts clastiques de saphirine de Lherz indiquent qu'ils résident à l'emplacement d'un détachement majeur coiffant le manteau exhumé. En conséquence, nous pouvons supposer que le ou les protolithes originaux du Lherz SBMS ont évolué dans une faille de détachement, assistée par une quantité variable de fluides contenant des éléments tels que Si, Mg, Fe, Ca, Cl, B, Sr, F. Transformation du Trias Le matériau le long des failles de détachement majeures a déjà été souligné par Corre *et al.* (2018). Ces derniers auteurs décrivent des contacts tectoniques entre les roches du manteau et les sédiments mésozoïques caractérisés par la présence de matériel cataclastique triasique affecté par d'intenses circulations hydrothermales syn-cinématiques. Ces contacts représentent les failles de détachement le long desquelles le manteau sous-continental a été exhumé vers les niveaux crustaux supérieurs lors de l'ouverture du rift Albio-Cénomaniens au locus de la future NPZ.

Table 6 Analyses des roches massives par Monchoux (1972a) : 1, 2, 3: roches saphirines dépourvues de calcite, trouvées à une distance croissante du corps de Lherz; 4, 5: roches saphirines avec calcite. Loi: perte au feu.

5.2.3 Conditions de formation PT du ou des protolith (s) Lherz SBMS

Le calcul des conditions de formation P et T à partir du SBMS est problématique car:

- le SBMS, en raison de sa nature tectono-sédimentaire, pourrait provenir soit d'un seul protolithe, soit d'un mélange de plusieurs protolithes;
- même dans le cas d'un seul protolithe, les clastes contenant de la saphirine sont trop petits pour identifier toute la paragenèse primaire et la chimie de la roche entière qui sont nécessaires pour la thermobarométrie multi-équilibres;
- les données thermodynamiques de la saphirine restent très incertaines (Podlesskii *et al.*, 2008; Wheller and Powell, 2014);
- une contribution des fluides dérivés de l'évaporite est donc susceptible de rendre le calcul du PT fortement dépendant de l'activité réduite de H_2O (Nijland *et coll.*, 1998 ; Engvik et Austrheim, 2010).

Par conséquent, nous tenterons uniquement de fixer des limites aux estimations PT.

En l'absence de corindon (ou pyrope), une limite T inférieure est donnée par l'ampleur de la substitution Tschermak dans l'orthopyroxène, par la réaction indépendante du fluide enstatite + corindon = $MgAl_2SiO_6$ ('Mg-Tschermak'). Les 5–6 mol% Mg-Tschermak mesurés dans l'enstatite alumineuse indiquent une T minimale d'environ 550 ° C à basse pression et de ~600 ° C à 1,5 GPa (*par exemple* ,Gasparik, 1994), indépendamment de la présence ou de la composition du fluide.

Une autre indication indépendante du fluide est donnée par la stabilité de l'anthophyllite (vs talc + enstatite dans le système $MgO-SiO_2-H_2O$), ce qui implique un T minimum variant de ~550 ° C à très basse pression à ~750 ° C à 1 GPa (Berman *et al.*, 1986).

Selon l'inclusion et les relations intercroissance observées dans les fragments, les paires enstatite-chlorite, saphirine-anthophyllite et saphirine-spinelle sont stables dans la roche du SBMS (Tab. 2 , Fig. 5 (1), (5), (6), Fig.6 (1) et Fig.10 (4)). Dans le système magnésien, la stabilité de la saphirine (+ H_2O) combinée à celles de la chlorite + enstatite et de l'anthophyllite définit un croissant relativement étroit dans le champ PT, large d'environ 50 ° C dans sa partie la plus large, concave vers le P- axe et s'étendant d'environ 600 ° C à P très bas à environ 800 ° C près de 1 GPa P_{H_2O} (Seifert, 1974 ; Berman *et coll.*, 1986). Cependant, toutes les réactions

impliquées sont des réactions de déshydratation et donc tout le croissant peut passer à des températures plus basses avec une activité de H_2O décroissante.

En laissant de côté les assemblages à très haute température comme la saphirine-quartz ou le spinelle-quartz (*par exemple*, Wheller et Powell, 2014), la cristallisation des assemblages contenant de la saphirine dans les systèmes pauvres en silice indique le plus souvent des conditions de faciès de la limite amphibolite-granulite à granulitique, avec températures allant de 700 ° à 900 ° C et pressions de 0,3 à 1,1 GPa (*par exemple*, Ackermann et al., 1982; Windley et al., 1984; Christy, 1989; Vry et Cartwright, 1994). Pour les assemblages naturels les plus proches du SBMS trouvés dans la littérature, les estimations de PT se situent autour de 700–800 ° C et de 0,35–1,0 GPa (Ackermann et al., 1982 ; Vry et Cartwright, 1994). Il faut cependant garder à l'esprit que:

- dans le système magnésien, d'environ 0,03 à au moins 0,7 GPa P_{H_2O} , la saphirine (+ H_2O) peut se former à partir de chlorite + spinelle + corindon à des températures comprises entre 600 ° et 750 ° C, selon la pression (Seifert, 1974);
- à n'importe quelle pression donnée, le chlorite se déshydrate à une T de moins de 50 ° C plus élevée que la formation de saphirine (Seifert, 1974);
- en présence de saumures et / ou d'une activité H_2O abaissée, des réactions de déshydratation (celles formant la saphirine en particulier) se produisent à des températures plus basses, jusqu'à 120 ° C de moins pour une activité H_2O réduite à 0,4 (*par exemple*, Simon and Chopin, 2001).

En conséquence, et compte tenu de l'abondance des vermiculites qui dérivent probablement de la phlogopite ou de l'aspidolite, la meilleure plage d'estimation de T pour le développement du SBMS est de 550 à 700 ° C, pour un P maximum de 1 GPa. Si l'on suppose alors que le couple enstatite-saphirine était stable dans la roche mère, la faible teneur en Al de l'enstatite indique des températures autour de 600–650 ° C et des pressions de quelques kilobars (Fig. 4 in Gasparik, 1994). De plus, l'instabilité de l'assemblage alternatif cordiérite – spinelle implique un *minimum de P*, décroissant à de telles températures de ~0,3 GPa à ~0,1 GPa avec une activité H_2O décroissante (Podlesskii et al., 2008, sa Fig.7), qui est certainement le cas en présence de saumures métamorphiques (*par exemple*, Aranovich et Newton, 1997).

La zone de Lherz est, avec le bassin de Boucheville, le lieu où le métamorphisme nord-pyrénéen HT-LP du Crétacé a atteint les températures les plus élevées (Golberg et Leyreloup, 1990 ; Clerc et al., 2015 ; Chelalou et coll., 2016). Dans le bassin de l'Aulus, la température maximale la plus élevée a été jusqu'à présent estimée à un maximum de 625 ° C par le RSCM dans les roches liassiques situées à 1,5 km au sud du corps de Lherz, alors que les températures maximales autour de 550 ° C sont généralement obtenues dans le Trias (1 km au sud du corps de Lherz) et Jurassique (300 m à 4,4 km des bords du corps de Lherz) (Clerc et al., 2015). Par conséquent, le SBMS enregistre des conditions T métamorphiques qui égalent ou dépassent légèrement les valeurs les plus élevées de la zone.

Dans le contexte d'un amincissement crustal extrême lors de la formation du bassin de l'Aulus (Lagabrielle et al., 2016), les conditions P maximales pour la formation du SBMS sont directement liées à l'épaisseur initiale du pré-rift (Trias à Aptien) + amas sédimentaire syn-rift (Albien à Turonien) au-dessus du manteau exhumé. La compilation des données stratigraphiques existantes à l'échelle de l'ensemble de la ZPN suggère une épaisseur maximale d'environ 6 à 8 km pour cette pile sédimentaire (Debroas, 1978 ; Canérot et Delavaux, 1986 ; Canérot, 1991). Par conséquent, les données expérimentales et thermodynamiques combinées permettant la formation de saphirine dans la gamme 0,1–0,2 GPa, en particulier à T relativement «bas» près de 600–650 ° C et sous une activité H_2O réduite (Podlesskii et al., 2008), sont conforme aux contraintes géologiques.

5.3 Calendrier des événements vécus par le SBMS

La datation U-Pb du rutile, qui fournit un âge apparent céno-manien (section 4.4), doit être confrontée à des caractéristiques minéralogiques et texturales avant d'être attribuée à la formation du SBMS. Trois scénarii *a priori* peuvent être envisagés:

- 1) les grains de rutile datés proviennent d'un protolithe variscain qui a été bréchifié et sédimenté avant le Céno-manien. Ce sédiment a été réchauffé pendant l'épisode métamorphique du Crétacé HT-LP;
- 2) le protolithe des échantillons BCOR 68a-b a connu un épisode métamorphique unique qui s'est produit pendant le Crétacé et il a ensuite été bréchifié et sédimenté à faible profondeur pendant le Crétacé supérieur;
- 3) même histoire que (2) mais la bréchification et la sédimentation sont survenues plus tard, très probablement lors du raccourcissement paléogène pyrénéen et encore plus récemment en ce qui concerne la sédimentation.

Nous rejetons l'hypothèse (1) sur la base de trois arguments. Comme mentionné précédemment, les roches variscaines avec une telle minéralogie et compositions sont inconnues dans le sous-sol régional. De plus, même si de telles roches seraient un composant très discret de ce sous-sol, il est tout à fait impossible d'imaginer que les sédiments ne contiennent que des clastes issus de ce composant tandis que les minéraux majeurs communs de la croûte varisque, à savoir le quartz et les feldspaths issus de granitoïdes et felsiques les roches métamorphiques font défaut (Tab. 2). Enfin, l'hypothèse (1) n'est pas cohérente avec les textures des roches. La température de fermeture du système U-Pb dans le rutile est fortement contrôlée par la granulométrie et considérée comme d'environ 600 ° C pour les cristaux avec des tailles allant de 100 à 200 µm, bien qu'elle puisse être aussi basse que ca. 400 ° C (Cherniak, 2000 ;Mezger *et al.*, 1989; Meinhold, 2010 ;Blackburn *et coll.* , 2011). Un tel intervalle de température est cependant compatible avec les pics de températures métamorphiques crétacés connus dans la région de Lherz (Clerc *et al.* , 2015), c'est-à-dire avec le faciès des amphibolites. Dans de telles conditions, la recristallisation d'un sédiment associant des clastes de taille et de composition très différentes induirait des traits de texture caractéristiques tels que la croissance de gros clastes au détriment de petits clastes similaires à leur contact, ce qui n'est jamais observé. Au contraire, toutes les textures observées plaident pour la fracturation, la désagrégation et la dispersion des plus gros cristaux (voir section 5.1). En conséquence, nous considérons que le ca. La date de 100 Ma ne correspond pas à un événement de réinitialisation. L'hypothèse (3) est également difficile à concilier avec le fait qu'aucun des échantillons formant le SBMS ne présente de clastes provenant des formations jurassiques au crétacé environnantes du bassin de l'Aulus qui alimentaient cependant les brèches de Lherz très dominantes sur le plan volumétrique. A l'opposé, l'hypothèse (2) concorde avec les données géochronologiques U-Pb et la prévalence des clastes ultramafiques et triasiques dans les brèches saphirines et leur localisation systématique en contact avec des corps ultramafiques. En conséquence, nous concluons que le métamorphisme et la bréchification se sont produits pendant l'événement de rifting du Crétacé. Le moment de la sédimentation est cependant peu contraint.

5.4 Un modèle possible de mise en place des roches saphirines

Les roches saphirines ne se trouvent que dans une zone de contact en bordure du corps de Lherz et constituent l'unité la plus basse des brèches de Lherz. Par conséquent, selon des modèles récents d'exhumation du manteau sous-continentale dans la NPZ (*par exemple* , Jammes *et al.* , 2009 ; Lagabrielle *et al.* , 2016), ils sont de bons candidats pour représenter la partie basale de la pile sédimentaire métamorphique qui est entrée en contact tectonique avec les péridotites exhumées lors de l'événement d'extension du Crétacé. Les estimations T pour la cristallisation du matériau SBMS (550–700 ° C, et plus probablement 600–650 ° C) ainsi que les données géochronologiques U-Pb sont cohérentes avec une formation contemporaine de l'événement métamorphique pyrénéen à T élevé, à savoir pendant l'activité de la faille de détachement qui a accueilli le soulèvement des péridotites sous l'ouverture du bassin d'Aulus (Fig.12).

Dans cette étude, nous avons rapporté de nombreuses preuves d'une origine Keuper dominante du matériau retravaillé dans les roches saphirines. Nous avons également fait valoir que le ou les protolithes SBMS dérivent de la transformation métasomatique des sédiments évaporitiques tectonisés de Keuper sous l'influence des circulations de fluides. Ainsi, nous pouvons supposer que le ou les protolithes SBMS ont pris naissance le long d'une faille de détachement majeure aux étapes finales de l'éclaircie crustale extrême lorsque les roches du manteau ont atteint la base du tas sédimentaire mésozoïque, dans des conditions de température sévères.

Notre compréhension des processus d'exhumation du manteau crétacé dans les Pyrénées manque de contraintes géologiques et reste encore incomplète. Dans cette rubrique, notre étude fournit les résultats suivants:

- la texture bréchique et la présence de caractéristiques sédimentaires sans équivoque dans les roches saphirines montrent que le matériau métasomaté de Keuper a d'abord traversé la transition ductile-fragile puis a été désagrégé mécaniquement avant de subir une sorte de vannage en conditions sous-marines;
- on en déduit que ces roches ont subi une remobilisation spatiale mineure depuis leur exposition de surface, ce qui est cohérent avec le mauvais mélange observé entre les différentes sources.

Ainsi, le scénario le plus plausible pour l'origine des roches saphirines intégrant toutes nos observations est le suivant:

(je) l'exhumation progressive du détachement extensif et de sa paroi inférieure vers des niveaux peu profonds a induit le passage d'une déformation ductile à fragile responsable de la fracturation initiale des roches et des cristaux;

(ii) le soulèvement s'accompagnait d'un dégagement progressif des niveaux profonds de la faille de détachement au fond du bassin;

(iii) l'exposition des roches de faille a permis le remaniement et le tri primaire du matériau cataclastique par des processus gravitaires.

Déterminer si ces derniers processus de remaniement ont eu lieu entièrement pendant l'événement d'exhumation ou un peu plus tard dépasse le cadre du présent document et nécessite une discussion sur l'ensemble du système des brèches de Lherz, y compris les types de carbonates écrasants.

Dans le scénario proposé, le statut de la calcite sparitique qui forme le ciment entre les fragments et comble les fissures dans les clastes monominéraliques dans les échantillons de type II est équivoque. Il peut s'agir d'un composant principal (ciment ophicalcitique, comme illustré par [Denny et coll. \(2016\)](#)), ou composant dolomitique des sédiments de Keuper eux-mêmes), métamorphosés puis redistribués, ou il aurait pu être introduit uniquement lors de l'étape de bréchification comme le ciment calcitique des brèches de Lherz. Le déchiffrement entre ces deux hypothèses nécessite des recherches plus approfondies (*par exemple*, RSCM, géochimie des isotopes stables).

Fig. 12



Position du protolithe principal du SBMS suggéré par cette étude dans le rift pyrénéen (étoile rouge). La géométrie de la faille est redessinée d'après [Duretz et al. \(2019\)](#). Les conditions PT de métamorphisme du protolithe du Trias supérieur au Jurassique inférieur au contact du manteau asthénosphérique déduites de cette étude sont données avec leurs incertitudes dans l'encart.

6 Conclusion

Cette étude pétrographique détaillée des roches saphirines exposées dans une zone de contact entre les péridotites du manteau de Lherz et les brèches de Lherz révèle que certains échantillons sont composés de clastes polyminéraux et de minéraux isolés qui dérivent de protolithes bien reconnus, principalement des roches ultramafiques et des méta-ophites et «cornes micacées». Cependant, une grande partie de la suite clastique saphirine est composée de débris mono- et polyminéraux provenant de protolithes inconnus. Nous avons ainsi défini une «suite minérale saphirine» (SBMS) composée de débris monominéraliques comprenant: saphirine + enstatite + spinelle alumineux + Mg-amphiboles + Ca-amphiboles + kornerupin + minéraux accessoires (tourmaline, rutile, vermiculite et smectite).

L'étude minéralogique du SBMS indique une chimie particulière riche en Al-Mg et révèle la présence d'inclusions évaporitiques riches en F, Cl, Sr dans les minéraux de la suite riche en Al-Mg. Ceci est cohérent avec une dérivation du SBMS à partir de la transformation métamorphique des sédiments évaporitiques de Keuper dans des conditions de T élevé et de P bas, typiques du métamorphisme pyrénéen du Crétacé. Cela contredit l'ancienne interprétation de la suite saphirine de Lherz en tant que roches felsiques du socle crustal modifiées en profondeur le long du contact avec les roches ultramafiques du corps de Lherz lors de leur ascension vers des profondeurs moins profondes. Notre hypothèse est également étayée par la localisation des roches saphirines dans la zone de contact précise entre le corps de Lherz exhumé et les brèches de Lherz.

Selon des modèles récents d'exhumation du manteau sous-continentale dans la ZPN ([Lagabrielle et Bodinier, 2008](#); [Clerc et al., 2015](#); [Lagabrielle et al., 2016](#)), nous proposons que les roches saphirines représentent la première formation déposée sur les péridotites exposées sur le plancher du bassin de l'Aulus en raison de l'activité d'une faille de détachement. Les estimations T pour la cristallisation du matériau SBMS (550–700 °C, et plus probablement 600–650 °C) et les âges U-Pb de *ca.* 100 Ma obtenus sur rutile sont cohérents avec une formation contemporaine de l'événement métamorphique pyrénéen HT, c'est-à-dire lors de l'activité de la faille qui a accueilli le soulèvement des péridotites sous l'ouverture du bassin d'Aulus.

Les observations de terrain et microscopiques impliquent que les grès et brèches saphirines se sont formés dans un contexte de tectonique active permettant la bréchification de divers assemblages lithologiques et leur mélange mécanique et sédimentaire. Un scénario qui intègre toutes nos observations est le suivant:

(je) fracturation initiale des roches et des cristaux due au soulèvement progressif du détachement d'extension vers des niveaux peu profonds traversant la transition de la déformation ductile à la déformation fragile;

(ii) débouchage progressif des niveaux profonds de la faille de détachement au fond du bassin;

(iii) exposition des roches de faille suivie d'un remaniement et d'un tri primaire du matériau cataclastique par des processus gravitaires.

Déclaration d'intérêt

Remerciements

Ces travaux ont été soutenus par l'UMR 6118 - Géosciences Rennes et par le projet RGF-Pyrénées du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM, T. Baudin, directeur). Nous remercions chaleureusement B. Azambre pour son aide sur l'analyse pétrographique et pour les discussions fructueuses à Géosciences Rennes. Nous remercions également M. Ducoux et un critique anonyme pour leurs commentaires perspicaces qui ont contribué à améliorer la clarté du manuscrit.

Les références

Abraham K, Monchoux P, Roux L, Seifert F. 1977. Observations sur les exsolutions dans les orthoamphiboles des roches à saphirine des Pyrénées. *Bulletin de la Société française de Minéralogie et Cristallographie* 100: 329–333. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Ackermann D, troupeau RK, Windley BF. 1982. Relations chimographiques dans les roches saphirines de la ceinture du Limpopo, Afrique australe. *Revista Brasileira de Geociencias* 12 (1–3): 292–300. [[Google Scholar](#)]

Albarède F, Michard-Vitrac A. 1978. Âge et importance du métamorphisme nord-pyrénéen. *Lettres* 40: 327–332 de la *Terre et de la Science Planétaire*. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Avé Lallemand HG. 1968. Analyse structurale et pétrofabrication d'une péridotite «de type alpin»: la lherzolite des Pyrénées françaises. *Leidsche Geologische Mededelingen* 42: 1–57. [[Google Scholar](#)]

Aranovich LY, Newton RC. 1997. Activité H_2O dans des solutions concentrées de KCl et KCl-NaCl à des températures et pressions élevées mesurées par l'équilibre brucite-périclase. *Contributions à la minéralogie et à la pétrologie* 127 (3): 261–271. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Arima M, Barnett RL. 1984. Granulites contenant de la saphirine de la région du lac Sipiwek du terrain granulitique de Pikwitonei de la fin de l'Archéen, Manitoba, Canada. *Contributions à la minéralogie et la pétrologie* 88: 102–112. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Asti R, Lagabrielle Y, Fourcade S, Corre B, Monié P. 2019. Comment les continents se déforment-ils lors de l'exhumation du manteau? Perspectives de la marge paléo-passive inversée du nord de la péninsule ibérique, Pyrénées occidentales (France). *Tectonique*. DOI: [10.1029 / 2018TC005428](https://doi.org/10.1029/2018TC005428). [[Google Scholar](#)]

Azambre B, Rossy M, Lago M. 1987. Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéitiques d'âge triasique (ophites) du domaine pyrénéen. *Bulletin de Minéralogie* 110: 379–396. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Berman RG, Engi M, Greenwood HJ, Brown TH. 1986. Dérivation de données thermodynamiques cohérentes en interne par la technique de la programmation mathématique: un examen avec application du système $MgO-SiO_2-H_2O$. *Journal of Petrology* 27 (6): 1331–1364. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Bixel F, Lucas C. 1987. Approche géodynamique du Permien et du Trias des Pyrénées dans le cadre du Sud-Ouest Européen. *Cuadernos de Geología Ibérica = Journal of Iberian Geology: an international publication of earth sciences* 11: 57–82. [[Google Scholar](#)]

Blackburn T, Bowring SA, Schoene B, Mahan K, Dudas F. 2011. Thermochronologie U-Pb: création d'un enregistrement temporel de l'évolution thermique de la lithosphère. *Contributions à la minéralogie et la pétrologie* 162 (3): 479–500. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Bodinier JL, Guiraud M, Fabriès J, Dostal J, Dupuy C. 1987. Pétrogenèse de pyroxénites en couches des corps ultramafiques de Lherz, Freychinede et Prades (Ariège, Pyrénées françaises). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51 (2): 279–290. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Boillot G, Grimaud S, Mauffret A, et al. 1980. Limite océan-continent au large de la marge ibérique: un diapir de serpentinite à l'ouest du banc de Galice. *Lettres de la Terre et de la science planétaire* 48 (1):

23–34. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Boulvais P, De Parseval P, D'Hulst A, Paris P. 2006. Altération carbonatée associée à la minéralisation de talc-chlorite dans les Pyrénées orientales, avec un accent sur le Massif de Saint-Barthélemy. *Minéralogie et pétrologie* 88 (3–4): 499–526. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Boulvais P, Ruffet G, Cornichet J, Mermet M. 2007. Albitisation crétacée et déquartzification du granite peralumineux hercynien dans le Massif des Salvezines (Pyrénées françaises). *Lithos* 93: 89–106. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Boutin A, de Saint Blanquat M, Poujol M, *et al.* 2016. Succession d'événements métasomatiques du Permien et du Mésozoïque dans les Pyrénées orientales avec un accent sur le gisement de talc-chlorite de Trimouns. *Journal international des sciences de la terre* 105: 747–770. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Bouscary C. 1966. Les minéraux de métamorphisme du Trias de Bédailhac (Ariège). *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse* 102(5): 286–291. [\[Google Scholar\]](#)

Briqueu L, Innocent C. 1993. Datation U/Pb sur zircon et géochimie isotopique Sr et Nd du volcanisme permien des Pyrénées occidentales (Ossau et Anayet). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 316(5): 623–628. [\[Google Scholar\]](#)

Canérot J. 1991. Etude comparative des bassins mésozoïques des Ibères orientales (Espagne) et des Pyrénées occidentales (France). *Paléogéographie, paléoclimatologie, paléoécologie* 87 (51-4): 1–28. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Canérot J, Delavaux F. 1986. Tectonique et sédimentation sur la marge nord-ibérique des chaînons béarnais (Pyrénées-béarnaises). Remise en question de la signification des lherzolites du sommet de Sarailhé. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 302(15): 951–956. [\[Google Scholar\]](#)

Chelalou R, Nalpas T, Bousquet R, *et al.* 2016. New sedimentological, structural and paleo-thermicity data in the Boucheville Basin (eastern North Pyrenean Zone, France). *Comptes Rendus de Géoscience* 348(3–4): 312–321. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Cherniak D. 2000. Diffusion de Pb dans le rutile. *Contributions et Mineralogy and Petrology* 139: 198–207. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Chetouani K, Bodinier JL, Garrido CJ, Marchesi C, Amri I, Targuisti K. 2016. Variabilité spatiale des couches de pyroxénite dans la péridotite orogénique Beni Bousera (Maroc) et implications pour leur origine. *Comptes Rendus de Géoscience* 348 (8): 619–629. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Choukroune P. 1970. Contribution à l'étude structurale de la zone métamorphique nord-pyrénéenne ; tectonique et métamorphisme des formations secondaires de la forêt de Boucheville (Pyrénées orientales). *Bulletin du Bureau des Recherches Géologiques et Minières* 4: 46–63. [\[Google Scholar\]](#)

Choukroune P. 1973. La brèche de Lherz dite « d'explosion liée à la mise en place des lherzolites » est une brèche sédimentaire d'âge Cénozoïque (Pyrénées ariégeoises). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série D* 277: 2621–2624. [\[Google Scholar\]](#)

Choukroune P. 1976. Structure et évolution tectonique de la Zone Nord-Pyrénéenne : analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale. *Mémoires de la Société géologique de France* 127. [\[Google Scholar\]](#)

Christy AG. 1989. La stabilité de la sapphirine + clinopyroxène: implications pour les relations de phase dans le système $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ dans des conditions de la croûte profonde et du manteau supérieur. *Contributions à la minéralogie et à la pétrologie* 102: 422–428. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Clerc C, Lagabriele Y, Neumaier M, Reynaud JY, de Saint Blanquat M. 2012. Exhumation de roches du manteau sous-continentale: preuves de dépôts clastiques ultramafiques à proximité du corps de péridotite de Lherz, Pyrénées françaises. *Bulletin de la Société Géologique de France* 183 (5): 443–459. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Clerc C, Boulvais P, Lagabrielle Y, de Saint Blanquat M. 2014. Ophicalcites du nord de la ceinture pyrénéenne: étude de terrain, pétrographique et isotopique stable. *Journal international des sciences de la Terre* 1–23. [[Google Scholar](#)]

Clerc C, Lagabrielle Y. 2014. Contrôle thermique sur les modes d'amincissement crustal conduisant à l'exhumation du manteau: aperçus des paléomargins chauds pyrénéens du Crétacé. *Tectonics* 33: 1340–1359. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Clerc C, Lahfid A, Monié P, *et al.* 2015. Métamorphisme à haute température lors d'un amincissement extrême de la croûte continentale: une réévaluation de la marge paléo-passive nord pyrénéenne. *Solid Earth Discussions* 6: 1–61. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Clerc C, Lagabrielle Y, Labaume P, *et al.* 2016. Découplage sous-sol – couverture et exhumation progressive des sédiments métamorphiques à la marge riftée chaude. Aperçu de l'analogie des Pyrénées du Nord-Est. *Tectonophysics* 686: 82–97. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Conquéré F. 1978. Pétrologie des complexes ultramafiques de l'Ariège, Doctoral Dissertation, Université Pierre et Marie Curie, 333 p. [[Google Scholar](#)]

Corre B, Lagabrielle Y, Labaume P, Fourcade S, Clerc C, Ballèvre M. 2016. Deformation associated with mantle exhumation in a distal, hot passive margin environment: new constraints from the Sarailé Massif (Chaînons Béarnais, North-Pyrenean Zone). *Comptes Rendus de Géoscience* 348(3–4): 279–289. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Corre B, Boulvais P, Boiron MC, Lagabrielle Y, Marasi L, Clerc C. 2018. Circulations de fluides en réponse à l'exhumation du manteau à la marge passive dans la zone nord pyrénéenne, France. *Minéralogie et pétrologie* 112 (5): 647–670. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Costa S, Maluski H. 1988. Utilisation de la méthode de chauffage par étapes ^{40}Ar – ^{39}Ar pour la datation des zones de mylonite: un exemple du massif de Saint-Barthélémy (Pyrénées du Nord, France). *Géologie chimique: Isotope Geoscience section* 72 (2): 127–144. [[Google Scholar](#)]

Dauteuil O, Ricou LE. 1989. Une circulation de fluides de haute-température à l'origine du métamorphisme crétacé nord-pyrénéen. *Geodinamica Acta* 3(3): 237–249. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Debroas EJ. 1978. Evolution de la fosse du flysch d'ardoise de l'Albien supérieur au Sénonien inférieur (zone métamorphique interne des Pyrénées navarro-languedociennes). *Bulletin de la Société géologique de France* 7 (5): 639–648. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Debroas EJ, Bilotte M, Canérot J, Astruc G. 2010. Réinterprétation des brèches de la Faille nord-pyrénéenne ariégeoise (France). *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse* 146: 77–88. [[Google Scholar](#)]

DeFelipe I, Pedreira D, Pulgar JA, Iriarte E, Mendia M. 2017. Exhumation et métamorphisme du manteau dans le bassin basque-cantabrique (nord de l'Espagne): analyse des isotopes stables et groupés dans les carbonates et comparaison avec les ophicalcites de la zone nord-pyrénéenne (Urdach et Lherz). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 18 (2): 631–652. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Denèle Y, Paquette JL, Olivier P, Barbey P. 2012. Granites permians dans les Pyrénées: le pluton d'Aya (Pays Basque). *Terra Nova* 24 (2): 105–113. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Denèle Y, Laumonier B, Paquette JL, Olivier P, Gleizes G, Barbey P. 2014. Moment de la mise en place du granite, de l'écoulement crustal et de la formation du dôme de gneiss dans le segment variscain des Pyrénées. *Geological Society, Londres, Publications spéciales* 405 (1): 265–287. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Denny AR, Kelley DS, Früh-Green GL. 2016. Évolution géologique du champ hydrothermal Lost City. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 17 (2): 375–394. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

de Saint Blanquat M., Bajolet F, Grand'Homme A, *et al.* 2016. Cretaceous mantle exhumation in the central Pyrenees: new constraints from the peridotites in eastern Ariège (North Pyrenean zone,

France). *Comptes Rendus de Géoscience* 348(3–4): 268–278. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Ducoux M. 2017. Structure, thermicité et évolution géodynamique de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées, Doctoral Dissertation, Université d'Orléans, 643 p. [[Google Scholar](#)]

Duretz, T, Asti R, Lagabrielle Y, Brun JP, Jourdon A, Clerc C, Corre B. 2019. Modélisation numérique du Rifting pyrénéen du Crétacé: l'interaction entre l'exhumation du manteau et la tectonique du sel syn-rift. *Recherche de bassin*. DOI: [10.1111 / bre.12389](#) . [[Google Scholar](#)]

Engvik AK, Austrheim H. 2010. Formation de saphirine et de corindon dans le gabbro scapolitisé et métasomaté au Mg. *Terra Nova* 22 (3): 166–171. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Espurt N, Callot JP, Totterdell J, Struckmeyer H, Vially R. 2009. Interactions entre la dynamique de rupture continentale et l'évolution du système delta à grande échelle: aperçus du système delta du Crétacé Ceduna, bassin de Bight, marge sud de l'Australie. *Tectonique* 28 (6). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Fabriès J, Lorand JP, Bodinier JL, Dupuy C. 1991. Evolution du manteau supérieur sous les Pyrénées: évidence de massifs de Iherzolite spinelle orogénique. *Journal of Petrology* (2): 55–76. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Fallourd S, Poujol M, Boulvais P, Paquette JL, de Saint Blanquat M, Rémy P. 2014. Datation in situ LA-ICP-MS U-Pb titanite du métasomatisme Na-Ca dans les ceintures orogéniques: l'exemple des Pyrénées Nord. *Journal international des sciences de la Terre* 103 (3): 667–682. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Feneyrol J. 2012. Pétrologie, géochimie et genèse des gisements de tsavorite associés aux gneiss et roches calco-silicatées graphiteux de Lemshuku et Namalulu, Tanzanie, Doctoral dissertation, Université de Lorraine, 885 p. [[Google Scholar](#)]

García Senz J. 2002. Vastes bassins du Crétacé inférieur dans les Pyrénées centrales. Formation et investissement ultérieur. Université de Barcelone. [[Google Scholar](#)]

Garrido-Megías A. 1972. Synthèse géologique du secondaire et du tertiaire entre les fleuves Cinca et Segre (Pyrénées centrales du versant sud des Pyrénées, provinces de Huesca et Lérida). *Bulletin géologique et minier d'Espagne* 83: 1–47. [[Google Scholar](#)]

Gasparik T. 1994. Une grille pétrogénétique pour le système MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Le Journal of Geology* 102 (1): 97-109. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Gillard M, Manatschal G, Autin J. 2016. Comment les failles de détachement asymétrique peuvent-elles générer des transitions symétriques de continent océanique? *Terra Nova* 28 (1): 27–34. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Gleizes G. 1971. Étude géologique et minéralogique du Trias de Betchat et de Bonrepaux (Ariège), Thèse de troisième cycle, Université Paul-Sabatier – Toulouse III and Bureau des Recherches Géologiques et Minières, 121 p. [[Google Scholar](#)]

Golberg JM, Maluski H. 1988. Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen = Age of the Pyrenean metamorphism: new data and discussion. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 306(6): 429–435. [[Google Scholar](#)]

Golberg JM, Leyreloup AF. 1990. Métamorphisme crétacé à haute température et basse pression lié à un amincissement de la croûte (Est de la zone des Pyrénées du Nord, France). *Contributions à la minéralogie et la pétrologie* 104: 194–207. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Gong Z, Langereis CG, Mullender TAT. 2008. La rotation d'Iberia pendant l'Aptien et l'ouverture du golfe de Gascogne. *Lettres* 273: 80–93 de la *Terre et de la science planétaire* . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Grew ES. 1988. Kornerupine à Sar e Sang, Afghanistan, localité de Whiteschist: implications pour la distribution tourmaline-kornerupine dans les roches métamorphiques. *American Mineralogist* 73 (3–4): 345–357. [[Google Scholar](#)]

Grew ES, Chernosky JV, Werding G, Abraham K, Marquez N, Hinthorne JR. 1990. Chimie du kornéropin et des minéraux associés, un produit chimique humide, une microsonde ionique et une étude aux rayons X mettant l'accent sur les teneurs en Li, Be, B et F. *Journal of Petrology* 31 (5): 1025–1070.

[\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Handy MR, Schmid SM, Bousquet R, Kissling E, Bernoulli D. 2010. Réconcilier les reconstructions tectoniques des plaques de Téthys alpines avec le bilan géologique et géophysique de l'étalement et de la subduction dans les Alpes. *Earth-Science Reviews* 102: 121–158. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Harley SL. 1993. Granulites saphirines des collines Vestfold, Antarctique orientale: évolution géochimique et métamorphique. *Antarctic Science* 5 (4): 389–402. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Harley SL, Motoyoshi Y. 2000. Zonage Al dans l'orthopyroxène dans un quartzite saphirine: preuve d'un métamorphisme UHT > 1120 ° C dans le complexe de Napier, Antarctique, et implications pour l'entropie de la saphirine. *Contributions à la minéralogie et à la pétrologie* 138 (4): 293–307. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Hawthorne FC, Cooper MA, Grew ES. 2009. La chimie cristalline de la série kornéropite-prismatine. III. Relations chimiques. *Canadian Mineralogist* 47: 275–296. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Henry P, Azambre B, Montigny R, Rossy M, Stevenson RK. 1998. Évolution du manteau tardif du manteau lithosphérique sous-continentale pyrénéen à la lumière des nouveaux âges ^{40}Ar – ^{39}Ar et Sm–Nd sur pyroxénites et péridotites (Pyrénées, France). *Tectonophysics* 296 (1–2): 103–123. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Jammes S, Manatschal G, Lavie L, Masini E. 2009. Évolution tectonosédimentaire liée à un amincissement crustal extrême en amont d'un océan en propagation: exemple des Pyrénées occidentales. *Tectonique* 28 (4). [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Jöns N, Schenk V. 2008. Reliques de l'océan du Mozambique dans l'orogène du centre de l'Afrique de l'Est: preuve du bloc Vohibory du sud de Madagascar. *Journal of Metamorphic Geology* 26: 17–28. [\[Google Scholar\]](#)

Lacroix A. 1892. Sur l'axinite des Pyrénées, ses formes et les conditions de son gisement. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 739–741. [\[Google Scholar\]](#)

Lacroix A. 1894. Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de France* 6: 307–346. [\[Google Scholar\]](#)

Lacroix A. 1900. Les roches basiques accompagnant les lherzolites et les ophites des Pyrénées. *Comptes Rendus du VIII^e Congrès Géologique International*. [\[Google Scholar\]](#)

Lagabrielle Y, Bodinier JL. 2008. Retraitement sous-marin de roches mantelliques sous-continentales exhumées: preuves de terrain des péridotites de Lherz, Pyrénées françaises. *Terra Nova* 20: 11–21. [\[CrossRef\]](#) [\[EDP Sciences\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Lagabrielle Y, Labaume P, de Saint Blanquat M. 2010. Exhumation du manteau, dénudation crustale et tectonique gravimétrique pendant le rifting crétaïque dans le royaume pyrénéen (SW Europe): aperçus du cadre géologique des corps lherzolites. *Tectonique* 29 (4). [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Lagabrielle Y, Clerc C, Vauchez A, *et al.* 2016. Gradient géothermique très élevé lors de l'exhumation du manteau enregistré dans les marbres mylonitiques et les brèches carbonatées d'une paléomarge pyrénéenne mésozoïque (région de Lherz, zone pyrénéenne nord, France). *Comptes Rendus de Géoscience* 348: 290–300. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Lagabrielle Y, Asti R, Fourcade S *et al.* 2019. Exhumation du manteau aux marges continentales passives pauvres en magma. Partie I. Architecture 3D et évolution métasomatique d'un domaine de manteau fossile exhumé (Urdach lherzolite, nord-ouest des Pyrénées, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 190 (1): 8. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Lago M, Arranz E, Pocovi A, Galé C, Gil-Imaz, A. 2004. Magmatisme permien et dynamique des bassins dans les Pyrénées méridionales: un bilan de la transition de la transtension varisque tardive à l'extension alpine précoce. *Geological Society, Londres, Publications spéciales* 223 (1): 439–464.

[\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Le Roux V, Bodinier JL, Tommasi A, *et al.* 2007. La lherzolite spinelle de Lherz: manteau refertilisé plutôt que vierge. *Lettres de science terrestre et planétaire* 259 (3): 599–612. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Masini E, Manatschal G, Tugend J, Mohn G, Flament JM. 2014. L'évolution tectono-sédimentaire d'un bassin de rift hyper-étendu: l'exemple du système de rift Arzacq – Mauléon (Pyrénées occidentales, sud-ouest de la France). *Journal international des sciences de la terre* 103 (6): 1569–1596. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

McClay KR, Whitehouse PS, Dooley T, Richards M. 2004. Evolution 3D des ceintures de pliage et de poussée formées par convergence oblique. *Marine and Petroleum Geology* 21 (7): 857–877. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Meinhold G. 2010. Le rutile et ses applications en sciences de la terre. *Earth-Science Reviews* 102 (1–2): 1–28. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Mezger K, Hanson GN, Bohlen SR. 1989. Âges U-Pb de haute précision du rutile métamorphique: application à l'histoire du refroidissement des terranes de haute qualité. *Lettres* 96: 106–118 de la *Terre et de la science planétaire*. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Minnigh LD, Van Calsteren PWC, Den Tex E. 1980. Trempe: Un modèle supplémentaire pour la mise en place de l'lherzolite à Lers (Pyrénées françaises). *Geology* 8 (1): 18–21. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Monchoux P. 1969. Corindon, kornerupine, saphirine. *Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie* 92: 397–399. [\[Google Scholar\]](#)

Monchoux P. 1970. Les lherzolites pyrénéennes : contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur genèse et de leurs transformations. Doctoral Dissertation, Université de Toulouse, 180 p. [\[Google Scholar\]](#)

Monchoux P. 1972a. Roches à saphirine au contact des lherzolites pyrénéennes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 37: 47–64. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Monchoux P. 1972b. Description des gisements de saphirine associés aux lherzolites pyrénéennes : I. Gisements de l'étang de Lherz. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*: 410–419. [\[Google Scholar\]](#)

Montigny R, Azambre B, Rossy M, Thuizat R. 1986. Etude K-Ar du magmatisme et du métamorphisme créacé dans les Pyrénées: âge et durée de rotation de la péninsule ibérique. *Tectonophysics* 129: 257–213. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Moore, PB. 1969. La structure cristalline de la saphirine. *Minéralogiste américain: Journal of Earth and Planetary Materials* 54 (1–2): 31–49. [\[Google Scholar\]](#)

Morishita T, Arai S, Gervilla F. 2001. Roches mafiques alumineuses à haute pression du massif de péridotite de Ronda, sud de l'Espagne: importance des assemblages minéraux contenant de la saphirine et du corindon. *Lithos* 57 (2–3): 143–161. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Nijland TG, Touret JL, Visser D. 1998. *Le Journal of Geology* 106 (5): 575–590. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Olivet JL. 1996. La cinématique de la plaque ibérique. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine* 20: 131–195. [\[Google Scholar\]](#)

Péron-Pinvidic G, Manatschal G. 2009. L'évolution finale du rifting aux marges passives profondes pauvres en magma d'Ibérie-Terre-Neuve: un nouveau point de vue. *Journal international des sciences de la terre* 98 (7): 1581–1597. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Péron-Pinvidic G, Osmundsen PT. 2016. Architecture des domaines distal et externe de la marge rifted mi-norvégienne: aperçus du système de crêtes Rån-Gjallar. *Marine and Petroleum Geology* 77: 280–299. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Podlesskii KK, Aranovitch LY, Gerya TV, Kosyakova NA. 2008. Assemblages à saphirine dans le système $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$: une ambiguïté persistante. *Journal européen de minéralogie* 20: 721–734. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Podlesskii KK. 2010. Stabilité des assemblages minéraux contenant de la saphirine dans le système $FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ et paramètres P – T métamorphiques des granulites alumineux. *Petrology* 18: 350–368. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Poujol M, Boulvais P, Kosler J. 2010. Albitisation à l'échelle régionale du Crétacé dans les Pyrénées: preuve de datation U – Th – Pb in situ de la monazite, de la titanite et du zircon. *Journal de la Société Géologique de Londres* 167: 751–767. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Ravier J. 1959. Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. *Mémoires de la Société Géologique de France* 86: 250 p. [[Google Scholar](#)]

Ravier J, Thiébaud J. 1982. Sur l'origine lagunaire des marbres et cornéennes mésozoïques du col d'Agnes (Ariège). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 294: 127–130. [[Google Scholar](#)]

Rosenbaum G, Lister GS, Duboz C. 2002. Mouvements relatifs de l'Afrique, de la péninsule ibérique et de l'Europe au cours de l'orogénèse alpine. *Tectonophysics* 359: 117–129. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Roux L. 1977. L'évolution des roches du faciès granulite et le problème des ultramafitites dans le massif de Castillon (Ariège), Doctoral Dissertation, Université de Toulouse, 487 p. [[Google Scholar](#)]

Salardon R, Carpentier C, Bellahsen N, Pironon J, France-Lanord C. 2017. Interactions entre tectonique et circulations de fluides dans un bassin hyper-étendu inversé: Exemple de roches carbonatées mésozoïques de la zone nord-pyrénéenne ouest (Chaînon Béarnais, France). *Marine and Petroleum Geology* 80: 563–586. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Saspiturry N, Razin P, Baudin T, Serrano O, Issautier B, Lasseur E, *et al.* 2019. Symétrie vs asymétrie d'une faille hyper-amincie: exemple du bassin de Mauléon (Pyrénées occidentales, France). *Marine and Petroleum Geology* 104: 86–105. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Schärer U, Parseval PD, Polvé M, de Saint Blanquat M. 1999. Formation du gisement de talc-chlorite Trimouns (Pyrénées) à partir d'une activité hydrothermale persistante entre 112 et 97 Ma. *Terra Nova* 11 (1): 30–37. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Schreyer W, Abraham K. 1976. Histoire métamorphique en trois étapes d'un schiste blanc de Sar e Sang, Afghanistan, dans le cadre d'un ancien gisement d'évaporite. *Contributions à la minéralogie et à la pétrologie* 59 (2): 111–130. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Seifert F. 1974. Stabilité de la saphirine: une étude de la partie alumineuse du système $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Le Journal of Geology* 82 (2): 173–204. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Sibuet JC, Srivastava S, Manatschal G. 2007. Croûte de transition formant un manteau exhumé dans le rift Terre-Neuve-Ibérie et anomalies magnétiques associées. *Journal of Geophysical Research* 112: B06105. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Simon G, Chopin C. 2001. Assemblages liés à une fissure enstatite – saphirine dans des mégablastes pyropes à ultra-haute pression, Massif de Dora-Maira, Alpes occidentales. *Contributions à la minéralogie et la pétrologie* 140: 422–440. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Stacey JS, Kramers JD. 1975 Approximation de l'évolution des isotopes terrestres du plomb par un modèle en deux étapes. *Lettres* 26: 207–221 de la *Terre et de la science planétaire*. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Ternet Y, Colchen M, Debroas EJ, *et al.* 1997. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille 1086, Aulus-les-Bains. Orléans: BRGM éditions, Bureau des Recherches Géologiques et Minières. [\[Google Scholar\]](#)

Thiébaud J, Debeaux M, Durand-Wackenheim C, *et al.* 1988. Métamorphisme et halocinèse crétacés dans les évaporites de Betchat le long du chevauchement frontal nord-Pyrénéen (Haute-Garonne et Ariège, France). *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série 2* 307: 1535–1540. [\[Google Scholar\]](#)

Thiébaud J, Durand-Wackenheim C, Debeaux M, Souquet P. 1992. Métamorphisme des évaporites triasiques du versant nord des Pyrénées centrales et occidentales. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse* 128: 77–84. [\[Google Scholar\]](#)

Tugend J, Manatschal G, Kuszniir NJ, Masini E. 2015. Caractérisation et identification des domaines structuraux aux marges continentales riftées: application aux marges du golfe de Gascogne et à ses restes fossiles des Pyrénées occidentales. *Geological Society, Londres, Publications spéciales* 413 (1): 171–203. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Vauchez A, Clerc C, Bestani L, *et al.* 2013. Exhumation préorogénique du massif de l'Agly pyrénéen nord (Pyrénées-Orientales-France). *Tectonics* 32: 1–12. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Vielzeuf D, Kornprobst J. 1984. Fractionnement crustal et mise en place de lherzolites et granulites pyrénéens. *Earth Planetary Science Letters* 67 (1): 87–96. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Vry JK, Cartwright I. 1994. Roches saphirine-kornerupine de la chaîne de Reynolds, Australie centrale: contraintes sur l'histoire de soulèvement d'un terrain de basse pression protérozoïque. *Contributions à la minéralogie et à la pétrologie* 116 (1-2): 78–91. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Wheller CJ, Powell R. 2014. Un nouveau modèle thermodynamique pour la saphirine: équilibres de phase calculés en $K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - TiO_2 - Fe_2O_3$. *Journal of Metamorphic Geology* 32: 287–299. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Whitney DL, Evans BW. 2010. Abréviations des noms des minéraux formant des roches. *American Mineralogist* 95: 185–187. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Windley BF, Ackermann D, troupeau RK. 1984. Histoire des roches saphirines / kornerupin et du soulèvement crustal de la ceinture du Limpopo, Afrique australe. *Contributions à la minéralogie et la pétrologie* 86 (4): 342–358. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Citer cet article comme suit: Uzel J, Lagabrielle Y, Fourcade S, Chopin C, Monchoux P, Clerc C, Poujol M. 2020. Les roches saphirines en contact avec le corps péridotite de Lherz: Nouvelles données minéralogiques, âge et interprétation, *BSGF - Bulletin* 191 des sciences de la Terre : 5.

Matériel complémentaire

Matériel supplémentaire 1. Conditions de fonctionnement de l'équipement LA-ICP-MS.

Matériel supplémentaire 2. Description des sections minces.

Matériel supplémentaire 3. Images ESB de certains grains de rutile utilisés pour la datation U-Pb.

[\(Accédez ici\)](#)

All Tables

Table 1 Principales caractéristiques des différents types de roches qui constituent la collection d'échantillons. Des croquis simplifiés sont fournis pour chaque type de roche, en tenant compte de leurs principales caractéristiques. Différentes couleurs indiquent différentes espèces minérales. Abréviations de [Whitney et Evans \(2010\)](#).

[↑ Dans le texte](#)

Table 2 Minéralogie de la collection d'échantillons. Abréviations de [Whitney et Evans \(2010\)](#).

[↑ Dans le texte](#)

Table 3 Analyses représentatives des principales phases du SBMS. Lorsque plusieurs analyses sont disponibles pour une espèce minérale, la composition moyenne et la formule structurale correspondante sont données. Pour la vermiculite et la smectite, les formules structurales n'ont pas été déterminées en raison de la grande diversité des analyses de microsonde dans notre collection d'échantillons. Les valeurs moyennes sont calculées sur la base de: a) 12 analyses de quatre échantillons; b) 29 analyses à partir de deux échantillons; c) sept analyses à partir de trois échantillons; d) cinq analyses à partir de deux échantillons; e) neuf analyses à partir de quatre échantillons; f) 19 analyses à partir de trois échantillons; g) analyse unique; h) trois analyses d'un échantillon; i) analyse unique; j) cinq analyses à partir de deux échantillons; k) 46 analyses à partir de six échantillons; l) six analyses à partir de deux échantillons.

[↑ Dans le texte](#)

Table 4 Analyses par microsonde électronique d'inclusions solides d'affinité évaporitique dans des cristaux d'enstatite de l'échantillon NR 94. Valeurs moyennes de n analyses, avec $n = 6$ pour a), $n = 3$ pour b), $n = 5$ pour c).

[↑ Dans le texte](#)

Table 5 LA-ICP-MS U-Pb isotope et données d'âge pour les grains de rutile analysés dans les échantillons BCOR 72a-b. Toutes les erreurs sont signalées à 2σ . $f_{206\%} = (207Pb / 206Pbm - 207Pb / 206Pb^*) / (207Pb / 206Pbc - 207Pb / 206Pb^*) \times 100$ avec $207Pb / 206Pb^*$ et $207Pb / 206Pbc$ calculés à 100 Ma.

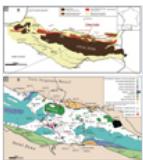
[↑ Dans le texte](#)

Table 6 Analyses des roches massives par [Monchoux \(1972a\)](#) : 1, 2, 3: roches saphirines dépourvues de calcite, trouvées à une distance croissante du corps de Lherz; 4, 5: roches saphirines avec calcite. Loi: perte au feu.

[↑ Dans le texte](#)

Tous les chiffres

Fig. 1



(1) Croquis géologique des Pyrénées montrant la localisation du corps de Lherz. NPFT: poussée frontale nord-pyrénéenne; NPF: Faille Nord-Pyrénéenne; SPF: Faille Sud-Pyrénéenne; SPFT: poussée frontale pyrénéenne sud; NPZ: Zone des Pyrénées Nord; SPZ: Zone pyrénéenne sud (modifiée après [Corre et coll. , 2016](#)); (2) carte géologique du bassin de l'Aulus (modifiée après [Lagabrielle et coll. , 2016](#)). Les emplacements des sites étudiés 1 et 2 sont indiqués par des étoiles rouges. Les unités de carbonates massifs sont séparées par de larges zones de brèches sédimentaires polymictiques. Les brèches ultramafiques sont limitées à la partie centrale du bassin d'Aulus où les corps de péridotite sont concentrés. Les températures maximales obtenues par géothermométrie RSCM (spectroscopie Raman du matériau carboné) sur des échantillons de marbre du Mésozoïque proviennent de [Clerc et al. \(2015\)](#) . Site 1: $42^{\circ} 48'30.52'' N$ $1^{\circ} 22'52.85'' E$. Site 2: $42^{\circ} 48'26,78'' N$ $1^{\circ} 23'7,97'' E$.

[↑ Dans le texte](#)

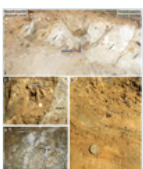


Fig. 2

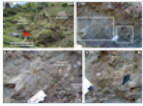
Photographies de terrain du site 1: (1) succession de couches clastiques au site 1. Quatre types de couches peuvent être distingués (voir le texte pour une description complète). La couche dominante A correspond à des grès gris clair et grossiers. La

couche B correspond à des couches brun foncé de brèches ultramafiques et de microbrèches composées de clastes angulaires dominants de lherzolite serpentinisée dans une matrice sableuse ultramafique. La couche C est représentée par des brèches et des grès constitués de clastes ultramafiques dominants et de petits clastes de méta-ophite du Trias. La couche D est une brèche grossière composée de clastes angulaires de taille cm à dm de roches ultramafiques, de microbrèches blanches, de méta-ophites du Trias à Jurassique inférieur et de «cornes micacées»; (2) contact net entre les brèches ultramafiques de la couche B (à gauche) et les grès gris clair de la couche A (à droite); (3) gros plan de la litière graduée observée dans les microbrèches de la couche B; (4) vue détaillée de la brèche de la couche D.

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 3

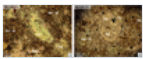
Photographies de terrain du site 2: (1) photographie de la zone de contact entre les péridotites du manteau et les brèches de Lherz au site 2 et emplacement du site d'échantillonnage des roches saphirines (étoile rouge). Des lignes pointillées blanches soulignent la transition progressive existant entre le corps Lherz et les brèches en marbre Lherz. Autour de la ligne pointillée blanche n° 1, une transition progressive des roches saphirines vers les brèches et microbrèches de marbre pur a été observée; (2) vue détaillée du site d'échantillonnage 2 et emplacement des photographies rapprochées 3 et 4 ci-dessous; (3) vue détaillée du côté gauche de l'exposition. Il se compose d'une microbrèche vert pâle à gris clair montrant une litière rugueuse avec des couches de grès à grains fins plongeant vers le sud-est (lignes pointillées). La microbrèche contient de nombreux clastes angulaires de taille cm de lithologies variables comprenant des «cornes micacées» et de la lherzolite mal serpentinisée (contours blancs, déterminés sur coupes minces); (4) vue détaillée du côté droit de l'exposition. Les grès comprennent de nombreux clastes angulaires de taille cm de compositions variables (contours blancs). Un clast noir de méta-ophite est observé macroscopiquement (en bas à droite de la photographie).



[↑ Dans le texte](#)

Fig. 4

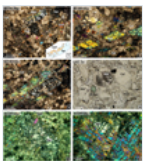
Micrographies en coupe mince montrant les principales caractéristiques des échantillons de type I: (1) clast «cornes micacées». Noter la texture poikiloblastique de la scapolite centrale, avec de nombreuses inclusions (lumière polarisée plane; échantillon BCOR 71); (2) Clast «corneilles micacées». Notez les inclusions de tourmaline et d'anorthite dans la scapolite centrale (lumière polarisée dans le plan; échantillon BCOR 71). Abréviations de [Whitney et Evans \(2010\)](#).



[↑ Dans le texte](#)

Fig. 5

Micrographies représentatives d'échantillons de type II: (1) exemple représentatif des microbreccias contenant de la saphirine (lumière polarisée croisée; échantillon BCOR 68a). Notez les clastes monominéraliques fortement fracturés dominants et le ciment calcitique. Un clast polyminéral fracturé (saphirine + gédrite) apparaît dans la partie centrale supérieure de l'image (redessiné dans l'encart); (2) clast monominéral plurimillimétrique de gédrite fragmenté avec très peu de déplacements entre les débris (lumière polarisée croisée; échantillon BCOR 68a); (3) cristal de saphirine montrant des gouffres de corrosion remplis de calcite, entourés de cristaux de vermiculite pliés présentant des clivages ouverts (lumière à polarisation croisée; échantillon BCOR 68b); (4) un cristal anthophyllite subédrique hautement fracturé, avec remplissage de calcite (lumière polarisée dans le plan; échantillon BCOR 72); (5) et (6) clastes polyminéraux montrant les relations d'intercroissance entre la saphirine et la gédrite (lumière à polarisation croisée; échantillon BCOR 68a). Abréviations de [Whitney et Evans \(2010\)](#).



[↑ Dans le texte](#)

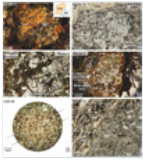
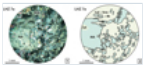


Fig. 6

Micrographies représentatives d'échantillons de type III: (1) clast polyminéral de saphirine + gédrite montrant l'équilibre textural entre les deux phases (redessiné dans l'encart; lumière polarisée croisée; échantillon BCOR 72). Les zones apparaissant en brun dans le cristal de saphirine correspondent aux vides générés lors de la préparation de la section mince; (2) cristal de kornerupin subédrique millimétrique présentant des inclusions de rutile orientées parallèlement (lumière à polarisation plane; échantillon BCOR 72); (3) clast de péridotite. Des lignes pointillées jaunes soulignent les limites du claste polyminéral (lumière polarisée plane; échantillon Momo 1); (4) clast méta-ophite souligné par une ligne pointillée rouge. Deux clastes ultramafiques sont soulignés par des lignes pointillées jaunes (lumière polarisée dans le plan; échantillon Momo 1); (5) grès polymictique exclusivement constitué de clastes monomineraliques. Une litière grossière est soulignée par des minéraux plans (flèches noires en pointillés parallèles à la litière; lumière polarisée dans le plan; échantillon LHZ 49); (6) Clast polyminéral de scapolite (souligné par une ligne pointillée orange) enfermé dans un grès constitué de clastes monomineraliques. Notez l'orientation des flocons de vermiculite, parallèlement aux bords du clast de scapolite (lumière polarisée dans le plan; échantillon BCOR 73). Abréviations de [Whitney et Evans \(2010\)](#).

[↑ Dans le texte](#)

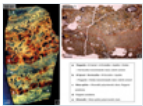
Fig. 7



Preuve de fragmentation minérale: (1) cristal plurimillimétrique fortement fracturé d'anthophyllite (côté gauche) désagrégé en petits morceaux angulaires qui ont alimenté la microbrèche (lumière polarisée croisée; échantillon LHZ 7a); (2) dessin au trait de (1) mettant en évidence la fragmentation de l'anthophyllite. Abréviations de [Whitney et Evans \(2010\)](#).

[↑ Dans le texte](#)

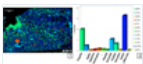
Fig. 8



Preuve de superposition à l'échelle macro. La teneur en minéraux de chaque couche est indiquée dans l'encart. Les éléments dominants dans chaque couche sont indiqués en gras: (1) photographie de l'échantillon NR 94. La stratification est définie par une alternance de couches bleuâtres (a) et jaune-orange (b), caractérisées par différentes granulométries et par des compositions minérales légèrement différentes (voir le *matériau supplémentaire SM2 pour une description complète*); (2) photographie en coupe mince de l'échantillon Momo 1. Une superposition est soulignée par des lignes pointillées rouges.

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 9



Superposition définie par une surconcentration de minéraux dans l'échantillon BCOR 72. 1) Carte de phase (analyse EDS, cartographie élémentaire); 2) pourcentage de surface de chaque espèce minérale. * Phases indéterminées, possiblement altérées. ** Non observé en section mince.

[↑ Dans le texte](#)

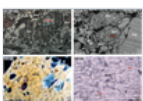


Fig. 10

Micrographies représentatives des inclusions solides observées dans les minéraux du SBMS: (1) inclusion de chlorapatite (encadrée en bleu) dans un cristal de saphirine (lumière réfléchie; échantillon BCOR 68b); (2) inclusion d'anhydrite dans un cristal de kornerupin (image électronique rétrodiffusée; échantillon BCOR 72); (3) inclusions coalescentes d'anhydrite et de chlorapatite dans un cristal d'enstatite contenant de l'Al (lumière polarisée croisée; échantillon NR 94); (4) Clinocllore inclusions in aluminous enstatite (plane-polarized light; sample NR 94, modifié d'après F. Foucard,

mémoire de master non publié, Toulouse, 1997). Abréviations de [Whitney et Evans \(2010\)](#).

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 11

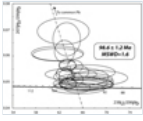


Diagramme de concordia de Tera-Wasserburg pour la datation U-Pb des grains de rutile des échantillons BCOR68a-b. Les ellipses d'erreur sont tracées à 2σ . La date d'interception inférieure de $98,6 \pm 1,2$ Ma est également signalée avec une erreur à 2σ .

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 12



Position du protolithe principal du SBMS suggéré par cette étude dans le rift pyrénéen (étoile rouge). La géométrie de la faille est redessinée d'après [Duretz *et al.* \(2019\)](#). Les conditions PT de métamorphisme du protolithe du Trias supérieur au Jurassique inférieur au contact du manteau asthénosphérique déduites de cette étude sont données avec leurs incertitudes dans l'encart.

[↑ Dans le texte](#)

BSGF - Bulletin des sciences de la Terre

Editor-in-Chief: Laurent JOLIVET - [Editorial board](#)

ISSN: 0037-9409 - eISSN: 1777-5817

© SGF ([Société Géologique de France](#))



[Mentions légales](#)

[Contacts](#)