



HAL
open science

**Chronologie et dynamique des circulations fluides
associées aux minéralisations polymétalliques
Pb-Zn-Ag-(F-Ba) des Alpes occidentales (Alpes du Nord
françaises)**

Maxime Bertauts

► **To cite this version:**

Maxime Bertauts. Chronologie et dynamique des circulations fluides associées aux minéralisations polymétalliques Pb-Zn-Ag-(F-Ba) des Alpes occidentales (Alpes du Nord françaises). Géologie appliquée. Université Grenoble Alpes [2020-..], 2023. Français. NNT : 2023GRALU024 . tel-04842206

HAL Id: tel-04842206

<https://theses.hal.science/tel-04842206v1>

Submitted on 17 Dec 2024

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

École doctorale : STEP - Sciences de la Terre de l'Environnement et des Planètes

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Environnement

Unité de recherche : Institut des Sciences de la Terre

Chronologie et dynamique des circulations fluides associées aux minéralisations polymétalliques Pb-Zn-Ag-(F-Ba) des Alpes occidentales (Alpes du Nord françaises)

Chronology and dynamics of fluid circulations associated to polymetallic Pb-Zn-Ag-(F-Ba) mineralizations in the Western Alps (French Northern Alps)

Présentée par :

Maxime BERTAUTS

Direction de thèse :

EMILIE JANOTS

MAITRE DE CONFERENCES HDR, Université Grenoble Alpes

Directrice de thèse

Magali ROSSI

MAITRE DE CONFERENCES, Université Savoie Mont-Blanc

Co-encadrante de thèse

Isabelle DUHAMEL-ACHIN

CADRE SCIENTIFIQUE DES EPIC, Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)

Co-encadrante de thèse

Rapporteurs :

Robert Moritz

FULL PROFESSOR, Université de Genève

Bénédicte Cenki-Tok

MAITRE DE CONFERENCES HDR, Université de Montpellier

Thèse soutenue publiquement le 23 juin 2023, devant le jury composé de :

Emilie JANOTS

MAITRE DE CONFERENCES HDR, Université Grenoble Alpes

Directrice de thèse

Robert Moritz

FULL PROFESSOR, Université de Genève

Rapporteur

Bénédicte Cenki-Tok

MAITRE DE CONFERENCES HDR, Université de Montpellier

Rapporteuse

Laurent Truche

PROFESSEUR DES UNIVERSITES, Université Grenoble Alpes

Président de jury

Michel Cathelineau

DIRECTEUR DE RECHERCHE, CNRS

Examineur

Blandine Gourcerol

CADRE SCIENTIFIQUE DES EPIC, Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)

Examinatrice

Invités :

Marie-Christine Boiron

CHARGE DE RECHERCHE HDR, CNRS

Denis Thieblemont

CADRE SCIENTIFIQUE DES EPIC, Bureau de Recherches Géologique et Minières (BRGM)





**Chronologie et dynamique des circulations fluides
associées aux minéralisations polymétalliques Pb-Zn-
Ag-(F-Ba) des Alpes occidentales (Alpes du Nord
françaises)**

Auteur – Maxime Bertauts

2023

Direction de thèse – Emilie Janots, Magali Rossi, Isabelle Duhamel-Achin





Résumé

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du chantier RGF-Alpes portés par le BRGM et entend revisiter les modèles métallogéniques des gîtes à Pb-Zn-Ag-(F-Ba) des Alpes occidentales et leurs relations avec les cycles orogéniques Varisque et Alpin. Pour cela, nous avons combiné des investigations de terrain, pétrologiques, microstructurales, minéralogiques (composition des sulfures), géochronologiques, thermobarométriques (phyllosilicates, sphalérite), microthermométriques et géochimiques sur inclusions fluides (IF). Au total, onze gîtes ont été échantillonnés le long d'un transect E-O, depuis les Alpes internes (Briançonnais) aux Massifs Cristallins Externes (MCE ; Rocheray et Belledonne). Cette thèse s'est focalisée sur six gîtes : (i) Macôt-La Plagne (MP) et Peisey-Nancroix (PN) dans la couverture sédimentaire permo-triasique du Briançonnais ; (ii) Bois Feuillet (BF) et Sapey (SAP) recoupant le socle et la couverture du Rocheray ; et (iii) Le Gros Villan (LGV) et Penay (PEN) dans la bordure orientale de Belledonne.

Une priorité de ce travail a consisté à contraindre les âges des minéralisations. Des techniques innovantes ont été appliquées en combinant des datations in situ non seulement en U-Th-Pb (monazite/allanite), mais aussi en Rb-Sr (mica blanc, feldspath-K et gangue). Les résultats sont cohérents entre les méthodes et confirment le potentiel de ces nouveaux géochronomètres pour dater les minéralisations Pb-Zn-Ag. Nul héritage de minéralisation varisque n'a été identifié, mais trois événements hydrothermaux du cycle alpin ont été identifiés : l'un associé à l'ouverture jurassique de l'océan Téthys (BF, SAP) et deux durant la collision éocène-miocène (PN-MP et LGV-PEN). Les microstructures et âges indiquent plusieurs pulses de mobilisation/recristallisation associés à chaque événement hydrothermal.

Les minéralisations éocènes-miocènes de Belledonne et du Briançonnais sont localisées dans la foliation de l'encaissant mylonitisé à proximité de contacts tectoniques majeurs. À MP-PN, les déformations des porphyroclastes de quartz et les conditions P-T-t (6.25 ± 0.75 kbar ; 315 ± 35 °C ; 35.1 ± 0.6 Ma) démontrent que la minéralisation Pb-Ag est syndéformation et associée au chevauchement du Briançonnais interne sur le Briançonnais externe. En Belledonne, un premier stade de minéralisation à Pb-Zn-Ag se met en place à l'Éocène (37.1 ± 0.7 Ma), lors du chevauchement des Alpes internes sur les Alpes externes, à partir de circulations de fluides crustaux chauds (>360 °C), dans les zones de cisaillement des MCE. Un second stade se produit aux conditions P-T-t ($4.5-6.9$ kbar ; $320-360$ °C ; 18.5 ± 3.6 Ma) du métamorphisme des MCE.

Les veines à F-Ba-Pb-Zn-Ag du Rocheray se forment dans des failles normales associées à la transition rifting-océan (134 ± 34 Ma). Les études microthermométriques sur IF de quartz, fluorite et sphalérite indiquent que la minéralisation cristallise par le mélange d'une saumure (~ 14 wt% eq. NaCl) et d'un fluide de recharge (~ 2 wt% eq. NaCl), pour des conditions P-T de $0.4-1.3$ kbar et $150-190$ °C. Au pic de métamorphisme alpin des MCE, des fluides chauds (314 ± 45 °C) localisés à l'éponte de la

veine et du granite entraînent des remobilisations en bordure des minéraux primaires et redistribuent les métaux critiques (enrichissement en Bi, Ag et Te dans les galènes et appauvrissement en Ga et Ge dans les sphalérites secondaires).

Les gîtes à Pb-Zn-Ag-(F-Ba) des Alpes occidentales se sont donc formés au cours des principales étapes de structuration des Alpes. Les gisements de MP et PN, exploités entre le XVIII^e et le XX^e siècle, montrent que des minéralisations de Pb-Ag orogéniques ont pu avoir une importance économique. Cette thèse propose un nouveau modèle métallogénique des minéralisations Pb-Zn-Ag orogéniques en contexte de collision. Ce travail ouvre donc des perspectives pour réenvisager le potentiel du contexte orogénique à précipiter ou remobiliser les métaux de base et métaux critiques.

Mots Clés : Minéralisations Pb-Zn-Ag-(F-Ba) ; Alpes occidentales ; Modèles P-T-t alpin ; Minéralisations Pb-Zn-Ag orogéniques ; Minéralisations F-Ba-Pb-Zn-Ag de discordance ; Datation U-Th-Pb et Rb-Sr in situ

Abstract

This PhD thesis is part of the RGF-Alpes project carried out by BRGM and aims at revisiting the metallogenic models of the Pb-Zn-Ag-(F-Ba) deposits of the Western Alps and their relationships with the Variscan and Alpine orogenic cycles. For this purpose, we have combined field, petrological, microstructural, mineralogical (sulfide composition), geochronological, thermobarometric (phyllosilicates, sphalerite) investigations with microthermometric and geochemical analyzes on fluid inclusions (FI). Eleven deposits were sampled along an E-W transect, from the Internal Alps (Briançonnais) to the External Crystalline Massifs (ECM ; Rocheray and Belledonne). This work focused on six deposits: (i) Macôt-La Plagne (MP) and Peisey-Nancroix (PN) in the permo-triassic sedimentary cover of the Briançonnais; (ii) Bois Feuillet (BF) and Sapey (SAP), which cross-cut the Rocheray basement and its sedimentary cover; and (iii) Le Gros Villan (LGV) and Penay (PEN) along the eastern side of Belledonne.

Constraining the mineralizations ages was a priority. Innovative techniques were applied by combining in situ U-Th-Pb (monazite/allanite) and Rb-Sr (white mica, K-feldspar and gangue) dating. The results are consistent between the two methods and confirm the potential of these new geochronometers to date Pb-Zn-Ag ores. No variscan inheritance has been recognized but three hydrothermal events of the Alpine cycle were identified: one associated with the jurassic opening of the Tethys Ocean (BF, SAP) and two during the eocene-miocene collision (PN-MP and LGV-PEN). The microstructures and ages indicate several mobilization/recrystallization pulses associated with each hydrothermal event.

The Belledonne and Briançonnais eocene-miocene mineralizations are hosted within the foliation of the mylonitized host rocks, near major tectonic contacts. At MP-PN, the deformation of the quartz porphyroclasts and the P-T-t conditions (6.25 ± 0.75 kbar; 315 ± 35 °C; 35.1 ± 0.6 Ma) demonstrate that the Pb-Ag mineralization is syn-deformation and associated with the overthrusting of the internal Briançonnais onto the external Briançonnais. In the Belledonne massif, a first stage of Pb-Zn-Ag mineralization occurred during the Eocene (37.1 ± 0.7 Ma), in relation with the thrusting of the internal Alps onto the external Alps, from hot crustal fluids (>360 °C) flowing along the the ECM shear zones. A second stage occurred at the P-T-t conditions ($4.5-6.9$ kbar; $320-360$ °C; 18.5 ± 3.6 Ma) of the ECM metamorphism.

The F-Ba-Pb-Zn-Ag veins of the Rocheray massif formed in normal faults associated with the rifting-ocean transition (134 ± 34 Ma). Microthermometric studies on quartz, fluorite and sphalerite FI indicate that the mineralization crystallized from mixing brine (~ 14 wt% eq. NaCl) and a recharge fluid (~ 2 wt% eq. NaCl), for P-T conditions of $0.4-1.3$ kbar and $150-190$ °C. At the peak of the ECM alpine metamorphism, hot fluids (314 ± 45 °C) located along the vein and granite contact caused remobilization

at the edge of the primary minerals and redistributed the critical metals (enrichment in Bi, Ag and Te in galena and depletion in Ga and Ge in the secondary sphalerites).

The Pb-Zn-Ag-(F-Ba) deposits of the Western Alps were thus formed during the main stages of the Alps structuration. The MP and PN deposits, mined between the 18th and 20th centuries, show that orogenic Pb-Ag mineralizations have been of economic importance in the past. This work proposes a new metallogenic model for orogenic Pb-Zn-Ag mineralizations in a collisional context. It opens new perspectives to revisit the potential of the orogenic context to precipitate or remobilize base and critical metals.

Key words : Pb-Zn-Ag-(F-Ba) deposits ; Western Alps ; P-T-t Alpine ore deposits models ; Pb-Zn-Ag orogenic mineralizations ; F-Ba-Pb-Zn-Ag unconformity mineralizations ; In situ U-Th-Pb and Rb-Sr dating

Cadre du projet

Ce projet de thèse s'inscrit dans le cadre du chantier Alpes (2018-*en cours*) porté par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) visant à mettre à jour les données du Référentiel Géologique Français (RGF). L'acquisition des nouvelles données de cette thèse viendront compléter l'inventaire de la géologie alpine dans un référentiel unique, le Référentiel Lithostratigraphique avec pour objectif d'appréhender la géologie dans l'espace.

Table des matières

Résumé.....	1
Abstract.....	3
Cadre du projet.....	5
Table des matières.....	7
1 Introduction	15
1.1 Les minéralisations de Pb-Zn-Ag-(F-Ba) dans les cycles orogéniques.....	16
1.2 Vers l'établissement de modèles métallogéniques	17
1.2.1 Apports de la géochronologie pour contraindre les modèles métallogéniques	18
1.2.2 Apports de la composition en traces des sulfures	21
1.3 Les minéralisations Pb-Zn-Ag-(F-Ba) dans les Alpes occidentales.....	21
1.4 Problématique et stratégie d'échantillonnage.....	25
1.5 Organisation du manuscrit.....	26
2 Les gisements Pb-Ag orogéniques des Alpes internes (Briançonnais) : Macôt-la Plagne (MP) et Peisey-Nancroix (PN).....	33
2.1 ARTICLE — A New Alpine Metallogenic Model for the Pb-Ag Orogenic Deposits of Macôt-la Plagne and Peisey-Nancroix (Western Alps, France).....	33
2.1.1 Introduction	35
2.1.2 Geological setting and ore mineralization	36
2.1.3 Field description, structural analyses and sampling	40
2.1.4 Analytical methods.....	41
2.1.5 Petrographic results	44
2.1.6 Sulfides and sulfosalts trace element composition	49
2.1.7 Thermobarometric results.....	52
2.1.8 Monazite characterization and U-Pb in-situ dating	57
2.1.9 Discussion	60
2.1.10 Conclusion	67
2.1.11 References.....	67
2.1.12 Supplementary material	73

2.2	Les inclusions fluides dans les porphyroclastes de quartz.....	75
2.3	Synthèse des connaissances sur les minéralisations Pb-Ag de MP et PN.....	78
3	Les minéralisations Pb-Zn-Ag du flanc oriental du massif cristallin externe de Belledonne : Le Gros Villan (LGV) et Le Penay (PEN).....	81
3.1	Contexte géologique des Massifs Cristallins Externes (MCE)	81
3.2	Descriptions de terrain, analyses structurales et échantillonnage.....	82
3.2.1	Descriptions de terrain.....	82
3.2.2	Échantillonnage	88
3.3	Résultats pétrographiques.....	91
3.3.1	Descriptions pétrographiques et paragenèse de LGV.....	91
3.3.2	Descriptions pétrographiques et paragenèse de PEN	95
3.3.3	Description pétrographique de la minéralisation du Crozat	100
3.4	Composition en éléments traces des sulfures et sulfosels	102
3.4.1	La galène	104
3.4.2	La sphalérite	106
3.4.3	Chalcopyrite	108
3.4.4	Tétraédrite	109
3.5	Thermobarométrie	109
3.5.1	Chlorite.....	109
3.5.2	Sphalérite.....	111
3.5.3	Phengite.....	112
3.6	Caractérisation des monazites et datations U-Th-Pb in situ à l'EPMA	115
3.7	ARTICLE — Decoding Alpine fluid circulation events — progress from in situ Rb–Sr dating of white micas	118
3.7.1	Abstract	119
3.7.2	Introduction	120
3.7.3	Regional Geology.....	121
3.7.4	Methods.....	123
3.7.5	Results	124
3.7.6	Discussion	128

3.7.7	Conclusion and perspectives	131
3.7.8	References	131
3.7.9	Supplementary material.....	135
3.8	Discussion	143
3.8.1	Des minéralisations et remobilisations Pb-Zn-Ag alpines.....	143
3.8.2	Un modèle de minéralisation orogénique.....	147
3.8.3	Corrélation P-T-t entre la genèse des gisements à Pb-Zn-Ag et la tectonique alpine dans les zones de cisaillement des MCE.....	150
3.9	Conclusions et perspectives.....	152
3.10	Synthèse des connaissances sur les minéralisations Pb-Zn-Ag de LGV et PEN.....	153
4	Les veines à F-Ba-Pb-Zn-Ag du massif cristallin externe du Rocheray : Bois Feuillet (BF) et le Sapey (SAP)	157
4.1	Descriptions de terrain et échantillonnage	157
4.2	Résultats pétrologiques et paragenèse	162
4.2.1	Description pétrologique et paragenèse de SAP.....	162
4.2.2	Description pétrologique et paragenèse de BF	166
4.3	Compositions des éléments traces dans les sulfures.....	170
4.3.1	Galène.....	172
4.3.2	Sphalérite.....	174
4.3.3	Chalcopyrite	176
4.4	Thermométrie	177
4.4.1	Sphalérite.....	177
4.4.2	Chlorite.....	179
4.5	Géochimie des inclusions fluides dans le quartz, la fluorite et la sphalérite	182
4.5.1	Analyse pétrographique des inclusions fluides, microthermométrie et analyses des gaz au Raman.....	182
4.5.2	Caractérisation des fluides au LA-ICP-MS	189
4.5.3	Thermométrie des inclusions fluides.....	191
4.6	Analyses Rb-Sr in situ	196
4.6.1	Résultats isotopiques du Sr.....	196

4.6.2	Datation in situ Rb-Sr sur adulaire, mica blanc et fluorite	197
4.7	Discussion	201
4.7.1	Paragenèse et âge des circulations de fluide.....	201
4.7.2	Caractérisation des circulations hydrothermales	202
4.7.3	Modèle métallogénique primaire mésozoïque.....	208
4.7.4	Impact de la remobilisation alpine	213
4.8	Conclusion.....	220
4.9	Synthèse des connaissances sur les minéralisations F-Ba-Pb-Zn-Ag de SAP et BF...	221
5	Synthèse, conclusions et perspectives	225
5.1	Apport des nouveaux développements analytiques au laboratoire ISTerre (Grenoble)....	225
5.1.1	Développement d'une plateforme d'analyse microthermométrique sur inclusions fluides	225
5.1.2	Développement d'un protocole de quantification du Bi à l'EPMA	225
5.1.3	Développement de protocoles de datation Rb-Sr in situ par LA-ICP-MS	226
5.2	Succès de la datation des minéralisations F-Ba-Pb-Zn-Ag des Alpes occidentales....	226
5.2.1	Datation in situ U-Th-Pb sur monazite et allanite	227
5.2.2	Datations in situ Rb-Sr	228
5.2.3	Héritage et remobilisation	229
5.3	Formation des minéralisations à Pb-Zn-Ag-(F-Ba) dans le cycle orogénique Alpin ..	230
5.3.1	Extension océanique mésozoïque.....	230
5.3.2	Collision alpine cénozoïque	234
5.4	La caractérisation des éléments traces dans les sulfures des gîtes alpins	237
5.5	Conclusions générales et perspectives.....	243
	Références.....	249
	Annexe	267
A.1	Observations pétrologiques et minéralogiques.....	267
A.1.1	Macôt-La-Plagne (MP).....	267
A.1.2	Peisey-Nancroix (PN).....	272
A.1.3	Le Gros Villan (LGV)	277

A.1.4	Le Penay (PEN).....	283
A.1.5	Le Crozat (CRO)	287
A.1.6	Le Roc Blanc (RB)	291
A.1.7	Le Sapey (SAP).....	292
A.1.8	Bois Feuillet (BF).....	297
A.1.9	Le Longeray (LON).....	299
A.1.10	L'Argentière-La-Bessée (ALB).....	300
A.2	Analyses des éléments majeurs et traces dans les sulfures et sulfosels (EPMA et LA-ICP-MS).....	303
A.2.1	Analyses des éléments majeurs et mineurs dans les sulfures et sulfosels à l'EPMA.	303
A.2.2	Analyses des éléments traces dans les sulfures et sulfosels au LA-ICP-MS.....	318
A.3	Chimie des phyllosilicates et tectosilicates et calcul thermobarométrique	327
A.4	Inclusions fluides (microthermométrie, Raman, LA-ICP-MS).....	349
A.4.1	Analyse microthermométrie et développement de la plateforme au laboratoire ISTERre de Grenoble.....	349
A.4.2	Analyses Raman sur les inclusions fluides.....	362
A.4.3	Analyses de la composition chimique des inclusions fluides au LA-ICP-MS	363
A.5	Géochronologie	367
A.5.1	Résumé des protocoles et analyses U-Th-Pb sur monazite et allanite à l'EPMA et au LA-ICP-MS.....	367
A.5.2	Résumé des protocoles et analyses Rb-Sr sur Mica blanc, feldspath, fluorite et carbonate au LA-ICP-MS-MS	401
A.6	Synthèse analytique.....	415

Tableau 0.1: Table des acronymes utilisés dans le manuscrit.

Acronyme FR	Signification	Acronym EN	Signification
BF	Bois Feuillet		
BSE	Electron rétrodiffusé	BSE	Backscattered Electron
CL	Cathodoluminescence	CL	Cathodoluminescence
DBS	Décollement Basal Subalpin	BSF	Basal Subalpine Fault
DRR	Décrochement de Roc-Rouge	RRF	Roc-Rouge Fault
EPMA	Microscope électronique	EPMA	Electron Probe Micro Analysis
FB	Front Briançonnais	BF	Briançonnais Fault
FBO	Faille Bordière Orientale	OBF	Oriental Border Fault
FBI	Faille du Briançonnais Interne	IBF	Internal Briançonnais Fault
FO	Faille d'Ornon	OF	Ornon Fault
FP	Front Pennique	PF	Penninic Front
FSB	Front Sub-Briançonnais	SBF	Sub-Briançonnais Fault
FSL	Faille des Schistes Lustrés	SLF	Schistes Lustrés Fault
FV	Faille de Vizille	VF	Vizille Fault
IF	Inclusion Fluide	FI	Fluid Inclusion
LA-ICP-MS	Spectromètre de masse à plasma induit par couplage inductif par ablation au laser	LA-ICP-MS	Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry
LGV	Le Gros Villan		
MCE	Massif Cristallin Externe	ECM	External Cristalline Massif
MEB	Microscope Eletronique à Balayage	SEM	Scanning Electron Microscope
MO	Microscope optique	OM	Optical Microscope
MP	Macôt-la Plagne		
PEN	Penay		
PN	Peisey-Nancroix		
SAP	Sapey		
SE	Electron Secondaire	SE	Secondary Electron
SM	Synclinal Median	BMF	Belledonne Median Fault
$T_m \text{ CO}_2$	Température de fusion de la phase volatile pour les inclusions de fluide carbonique	$T_m \text{ CO}_2$	Melting temperature of the volatile phase for carbonic fluid inclusions
$T_h \text{ CO}_2$	Température d'homogénéisation de la phase volatile pour les inclusions de fluide carbonique	$T_h \text{ CO}_2$	Homogenization temperature of the volatile phase for carbonic fluid inclusions
T_e	Température eutectique ou eutectique apparente définie comme la température à laquelle le premier liquide apparait dans l'inclusion de fluide congelée lors des mesures à basse température	T_e	Eutectic or apparent eutectic temperature defined as the temperature at which the first liquid appears in the frozen fluid inclusion during low temperature measurements
$T_m \text{ ice}$	Température de fusion finale de la glace	$T_m \text{ ice}$	Final melting temperature of ice
$T_m \text{ cl}$	Température de fusion du clathrate	$T_m \text{ cl}$	Melting temperature of clathrate
$T_h \text{ (L ou V)}$	Température d'homogénéisation totale (L vers la phase liquide ou V vers la phase vapeur respectivement)	$T_h \text{ (L ou V)}$	Total homogenization temperature (L to liquid phase or V to vapor phase respectively)

Chapitre 1 |

Introduction

1 Introduction

Au cours d'un cycle orogénique, d'intenses circulations de fluides se localisent au niveau des contacts lithologiques et des zones de déformation telles que les zones de cisaillement et les fractures. La redistribution des fluides crustaux (magmatiques et/ou hydrothermaux) est à l'origine de transferts de matière et de chaleur, qui peuvent aboutir à la formation de minéralisations métalliques (ayant pu ou pouvant présenter un intérêt économique) et/ou de minéralisations non-métalliques. Ces minéralisations (métalliques ou non) sont donc des marqueurs des circulations de fluides et de la tectonique associées à leur mise en place. L'étude détaillée de ces minéralisations (minéralogie, géochimie, isotopie, géochronologie) permet de contraindre les sources et l'échelle des transferts de matière et de fluides, dans la croûte continentale, au cours d'un cycle orogénique. L'objectif principal de cette thèse est de contraindre la chronologie et la dynamique des circulations de fluides minéralisateurs en relation avec la tectonique Varisque et Alpine, en se focalisant sur les gîtes de Pb-Zn-Ag-(F-Ba) des Alpes du Nord françaises (Figure 1.1). Ces minéralisations ont été privilégiées, car elles sont majoritaires dans les Alpes et présentent un assemblage minéralogique commun entre les gîtes.

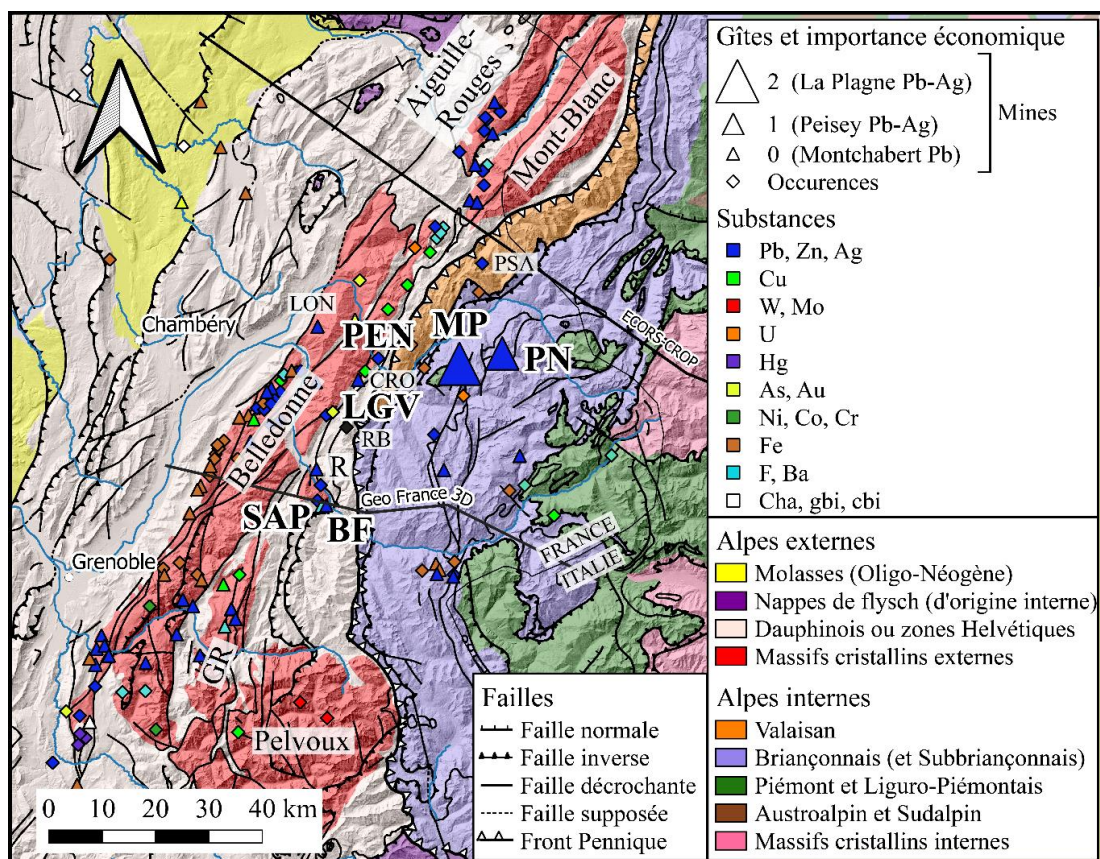


Figure 1.1 : Carte lithostructurale de la partie nord des Alpes occidentales avec la position des substances principales exploitées ou identifiées en France. Les données proviennent de la base de données SIG française "Armada" ; disponible en ligne sur <http://infoterre.brgm.fr>. Abréviations des Massifs Cristallins Externes (MCE) : GR : Grandes Rousses ; R : Rocheray ; et des gîtes échantillonnés : BF : Bois Feuillet ; CRO : Crozat ; LGV : Le Gros Villan ; LON : Le Longeray ; MP : Macôt-La Plagne ; PEN : Le Penay ; PN : Peisey-Nancroix ; PSA : Pont Saint-Antoine ; SAP : Le Sapey.

1.1 Les minéralisations de Pb-Zn-Ag-(F-Ba) dans les cycles orogéniques

Le cycle orogénique, ou cycle de Wilson, implique dans un premier temps un contexte géodynamique en extension marquée généralement par une étape de rifting suivie d'une océanisation, puis dans un second temps d'une inversion des contraintes passant alors en convergence et entraînant la subduction de la croûte océanique et continentale, suivie d'un stade de collision aboutissant à la formation d'une chaîne de montagnes. À chaque étape, différents types de minéralisations métalliques se mettent en place, dans différents contextes géodynamiques et lithostructuraux (Figure 1.2). Ces minéralisations peuvent être associées à des circulations de fluides hydrothermaux, à des transferts et à la cristallisation de magmas, ou à des processus sédimentaires. Dans le cas, des gisements de Pb-Zn-Ag et F-Ba-Pb-Zn-Ag, ceux-ci se développent principalement au stade (2) lors du rifting (stade océanique immature).

Pendant l'extension océanique, des filons à F-Ba-Pb-Zn-Ag peuvent se mettre en place le long des failles normales qui recoupent le socle des marges continentales (p. ex., [Azza, 1998](#); [Boiron et al., 2010](#) et références incluses; [Cathelineau et al., 2012](#); [Jebrak et al., 1983](#); [Piqué et al., 2008](#); [Scharrer et al., 2021](#)). Les principaux types de gisements actuellement exploités pour le Pb-Zn-Ag sont les gisements encaissés dans les carbonates de type Mississippi-Valley-Type (MVT), irlandais (Irish) et les *sedimentary exhalative* (SEDEX), qui se forment sur les marges continentales en contexte extensif et/ou en bordure de bassin d'avant-arc ou d'avant chaîne en contexte compressif ([Aquilina et al., 2011](#); [Banks et al., 2002](#); [Boiron et al., 2010](#) et références incluses; [Disnar, 1996](#); [Leach et al., 2001, 2005](#) et références incluses). Durant la convergence (subduction), des gisements épithermaux à Pb-Zn-Ag se forment en subsurface, associés à la remontée et à la cristallisation de magmas ([Akaryali and Akbulut, 2016](#); [Arribas, 1995](#); [Canet et al., 2011](#); [Zhai et al., 2020](#)), et des skarns à Pb peuvent se former dans les roches carbonatées situées à proximité des magmas ([Einaudi et al., 1981](#); [Newberry et al., 1991](#); [Palinkaš et al., 2013](#)). Enfin, des filons hydrothermaux à Pb-Zn-Ag en contexte de collision se forment à l'avant de la chaîne, mais leur modèle de formation reste mal contraint ([Zheng et al., 2019](#)).

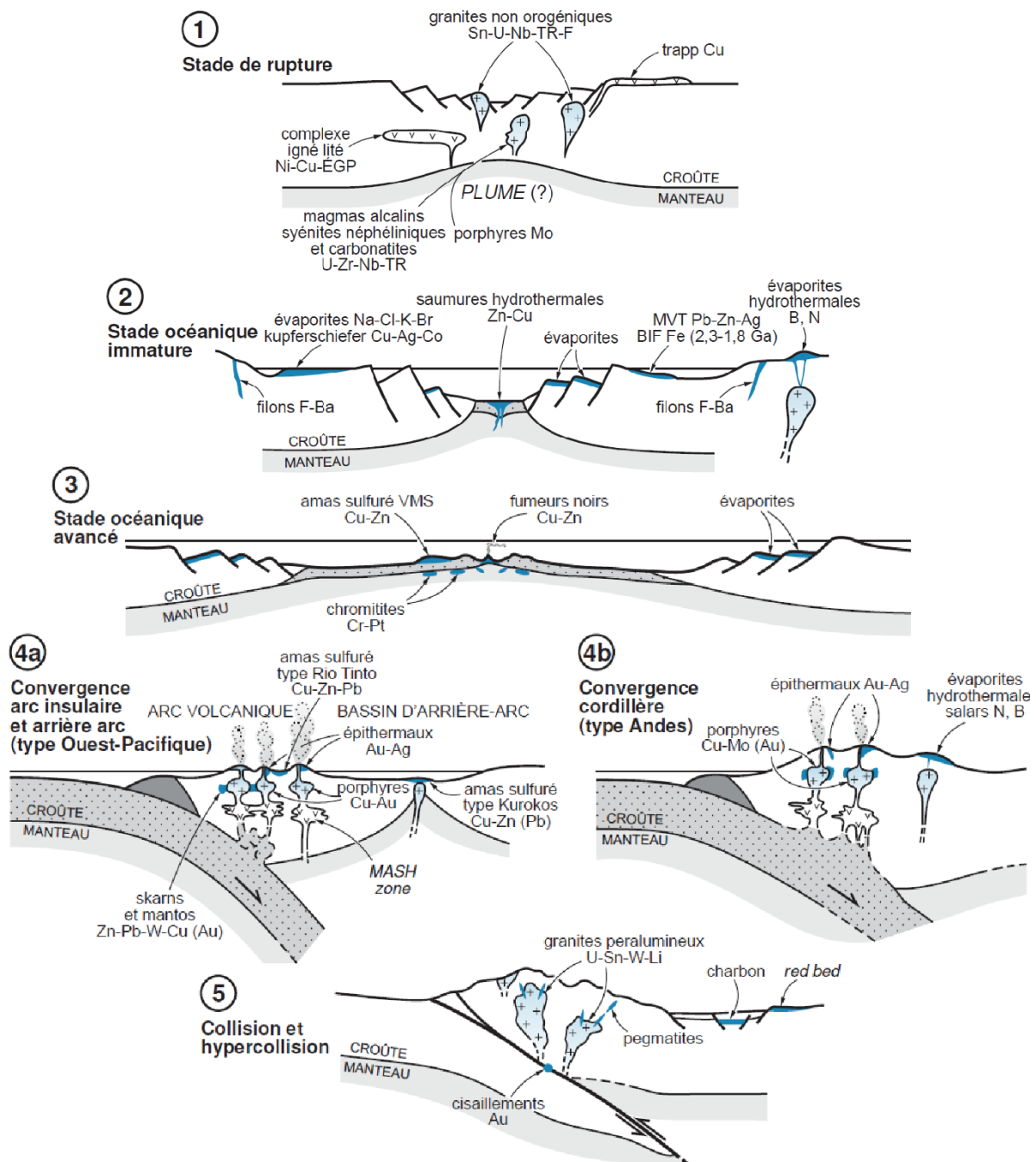


Figure 1.2 : Les cinq grandes étapes du cycle de Wilson avec les principaux types de minéralisations attachés à chacune. Certains types de minéralisations (p. ex., évaporites, MVT) peuvent apparaître à plusieurs étapes. N et B correspondent aux dépôts de borates et nitrates des évaporites hydrothermales. Figure de [Jébrak and Marcoux \(2008\)](#).

1.2 Vers l'établissement de modèles métallogéniques

Les modèles métallogéniques visent à comprendre les mécanismes ayant abouti à la formation de minéralisations métalliques. L'objectif est de réussir à contraindre le modèle de source-transport-dépôt du gîte étudié ([Figure 1.3](#)) et à le replacer dans son contexte géodynamique et tectonique (conditions

pression-température-temps-déformation – P-T-t-d). Ainsi, en fonction du type de minéralisation (hydrothermale, magmatique ou sédimentaire), le modèle de source-transport-dépôt et le contexte géodynamique diffèrent.

La formation de minéralisations métalliques nécessite une ou plusieurs sources de métaux (et de soufre dans le cas de minéralisations sulfurées ou sulfatées) et de fluides (Jébrak and Marcoux, 2008). Les fluides peuvent avoir des origines très diverses : eaux météoriques, eau de mer, fluides aqueux d'origine magmatique ou issus de la dévolatilisation des minéraux hydratés durant le métamorphisme, etc. (Hedenquist and Lowenstern, 1994; White, 1974). Ces fluides s'infiltrent dans les roches et peuvent circuler sur des distances importantes (jusqu'à 1000 km ; Burisch et al. 2022) à la faveur d'un milieu à forte perméabilité (p. ex., roches sédimentaires poreuses et perméables, roches du socle fracturées ou faillées) et de sources de chaleur, d'une contrainte gravitaire ou tectonique (Figure 1.3). Lors de leur transfert, ces fluides vont se réchauffer et interagir avec les roches encaissantes : en lessivant les roches, elles vont se minéraliser pour former des fluides hydrothermaux plus ou moins minéralisés, salés et chauds. Le dépôt de minerai se fait par précipitation lorsque les métaux en solution dans le fluide hydrothermal deviennent sursaturés du fait de changements de conditions physico-chimiques du fluide et/ou à la faveur d'un piège stratigraphique ou gravitaire (Brugger et al., 2016; Figure 1.3). L'étude des inclusions fluides (microthermométrie, composition chimique et isotopique) est capitale pour contraindre la chimie du ou des fluides minéralisateurs et par extension sa source et son transport (p. ex., Boiron et al., 2010). La source des métaux est souvent difficile à déterminer dans les minéralisations hydrothermales. La signature isotopique du Pb des minerais, l'analyse des traces dans les sulfures, ou les inclusions fluides peuvent permettre de contraindre la source des métaux, si l'on connaît la source et le chemin emprunté par les fluides minéralisateurs (Champion and Huston, 2016; Tosdal et al., 1999). Des études structurales, microstructurales, thermobarométriques et géochronologiques permettent de contraindre les conditions P-T-t(d) et ainsi le contexte tectonique et géodynamique de mise en place des minéralisations et des circulations de fluides associées. Récemment, de nombreuses nouvelles méthodes géochronologiques (p. ex., Olierook et al., 2020; Şengün et al., 2019) et de caractérisation de la chimie du minerai et du fluide (p.ex., Frenzel et al., 2016; Stoffell et al., 2008) ont permis de contraindre certains paramètres de la genèse des minéralisations.

1.2.1 Apports de la géochronologie pour contraindre les modèles métallogéniques

La datation des minéralisations apparaît comme la clé pour intégrer les circulations de fluides minéralisateurs dans leur contexte géodynamique et ainsi réviser certains modèles proposés par la littérature (p. ex., Cheilietz et al., 2010; Rossi et al., 2016). Dater la formation d'une minéralisation hydrothermale est complexe, car les cristallisations s'y produisent en milieu ouvert et sont souvent cycliques et polyphasées. Sous ces conditions, les données géochronologiques peuvent être perturbées

par une remise à zéro partielle ou totale des systèmes isotopiques utilisés. Ceci explique en partie l'absence de contraintes temporelles qui existent encore pour un grand nombre de gisements mondiaux (Frei and Pettke, 1996), et notamment pour ceux des massifs alpins (Nägler et al., 1995). Depuis quelques années, l'émergence de la datation de phosphates de terres rares (monazite et xénotime) s'est révélée pleine de promesses pour dater l'activité hydrothermale associée à des minéralisations de Pb-Zn-Ag (Rossi et al., 2016), d'or (Sukhoi Log en Russie; Meffre et al., 2008), de type IOGC (Mauritanide Belt, Meyer et al., 2006), polymétalliques (Australie-Occidentale, Rasmussen et al., 2010; Zi et al., 2015 ; Sin Quyen au Vietnam, Li et al., 2018). La monazite est un minéral accessoire communément rencontré dans les gisements métalliques. La précipitation de ce minéral résulte souvent d'enrichissements en REE (métaux critiques), qui peuvent atteindre des concentrations d'exploitation (wt. %), comme dans le cas du gisement de Co-Cu de Blackbird district (Aleinikoff et al., 2012). En milieu ouvert et dynamique, la monazite peut enregistrer plusieurs épisodes de croissance, avec des perturbations du système géochronologique mineures, contrôlables texturalement (zonation chimique) et isotopiquement (concordance du système U-Th-Pb) grâce aux techniques modernes d'observation et de datation in situ. Dans les massifs alpins, la datation in situ U-Th-Pb de cristaux millimétriques de monazite collectés dans des fissures confirme que ce géochronomètre date avec succès les épisodes d'activité hydrothermale associés à la déformation (Gnos et al., 2015; Grand'Homme et al., 2016; Janots et al., 2012). L'une des limites que peut avoir cette approche réside dans la rareté relative des phases riches en actinides, souvent combinée à une taille micrométrique dans les domaines en équilibre avec un environnement de croûte supérieure (Engi, 2017). La datation K-Ar et Ar-Ar du mica reste une alternative courante pour dater les réactions assistées par des fluides dans ces conditions (Freeman et al., 1997 ; Müller et al., 2000), notamment pour les gîtes minéralisés (p. ex., Cheillett et al., 2010; Toulkeridis and Liewig, 2020; Zheng et al., 2017), malgré les limitations dues à la difficulté de déterminer les teneurs initiales en Ar radiogénique ou hérité (Freeman et al., 1997 ; Willigers et al., 2004). En outre, les textures cryptocristallines typiques de la (re)cristallisation assistée par des fluides favorisent régulièrement la production d'âges mixtes K-Ar et Ar-Ar (Dunlap and Kronenberg, 2001). Le mica blanc peut contenir plusieurs centaines de ppm de Rb, ce qui entraîne une augmentation rapide du Sr radiogénique qui, en plus de la tendance des micas blancs à recristalliser pendant les événements de circulation de fluides, fait de la datation Rb-Sr des micas blancs une alternative appropriée pour dater les événements de circulation de fluides. Jusqu'à récemment cependant, les interférences isobariques empêchaient la datation Rb-Sr in situ. Le succès récent des analyses isotopiques Rb-Sr in situ des phases à haute teneur en Rb-Sr (Hogmalm et al., 2017 ; Zack and Hogmalm, 2016) ouvre de nouvelles possibilités pour la datation des veines hydrothermales (Tillberg et al., 2020, 2017) et des minéralisations métalliques (Olierook et al., 2020 ; Şengün et al., 2019).

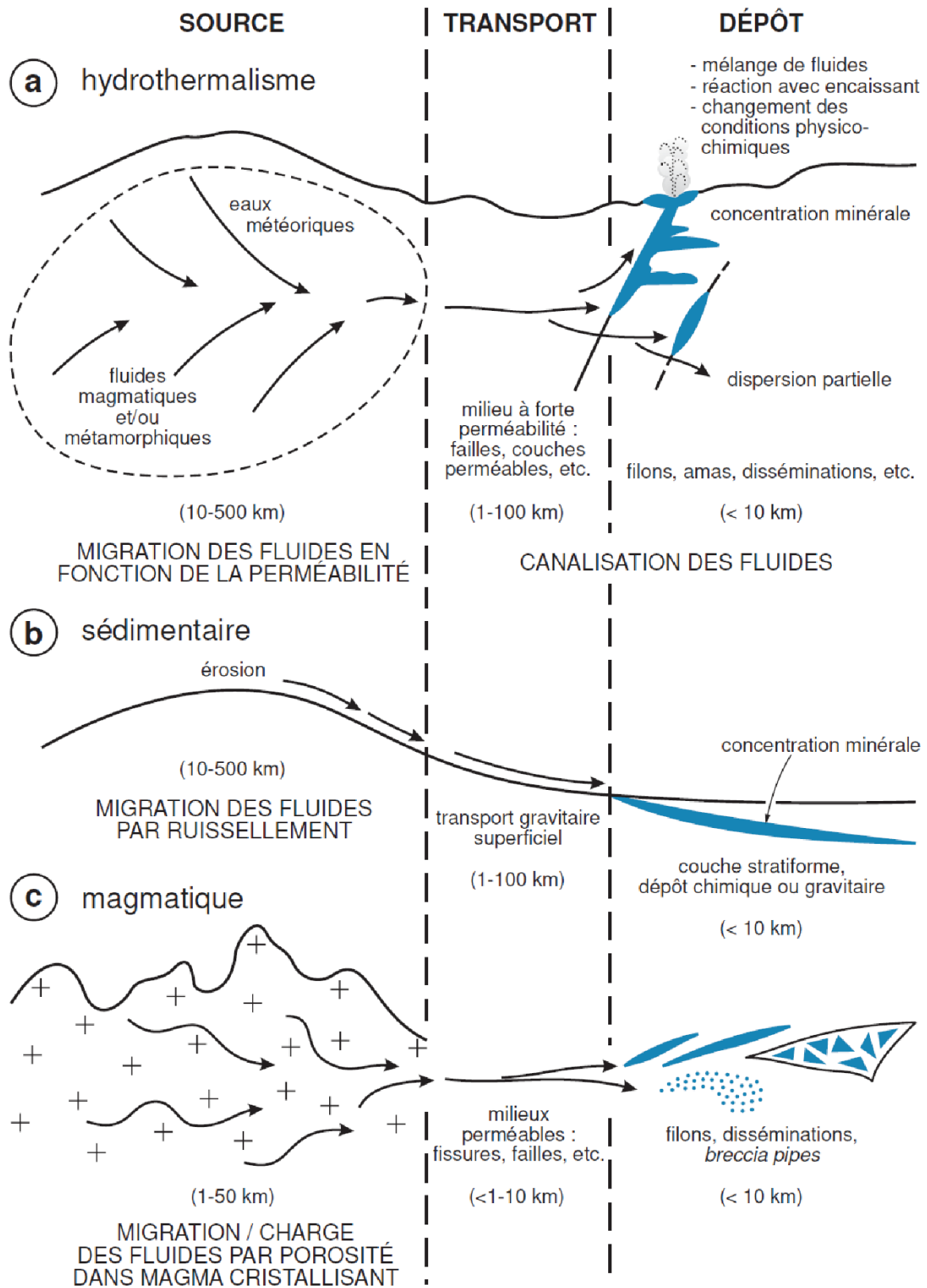


Figure 1.3 : Les trois étapes de formation d'une minéralisation : source-transport-dépôt, illustrée dans trois environnements : hydrothermal, sédimentaire et magmatique. Le cheminement peut être horizontal ou vertical. Figure de [Jébrak and Marcoux, 2008](#).

1.2.2 Apports de la composition en traces des sulfures

La caractérisation des compositions en éléments traces associées aux zonations et microstructures des sulfures-sulfosels, est une méthode puissante pour contraindre le nombre de phases de cristallisation et/ou d'évolution du fluide dans un gisement (Gourcerol et al., 2018). La comparaison de concentration d'un élément entre les différents sulfures et sulfosels peut confirmer leur cogénélicité (George et al., 2017). Dans les minéralisations hydrothermales à métaux de base, des zonations importantes dans certains métaux critiques à travers et entre les zones minéralisées peut s'expliquer par leurs sensibilités aux variations de température (p. ex., Bi dans la galène Tooth et al., 2013 ; Ge, Ga et In dans la sphalérite (Frenzel et al., 2016). De plus la proximité avec la source semble être un facteur important dans la redistribution des éléments traces, comme pour le Bi dans la galène de certains gisements (p. ex., SEDEX and skarn ; Cave et al., 2020; George et al., 2015). Enfin, certains sulfures peuvent contenir des concentrations significatives en métaux rares et économiquement stratégiques, tels que le Ge, Ga, In dans la sphalérite ou le Se, Bi, Ag, Sb, Te et Tl dans la galène. Il est donc nécessaire d'identifier le comportement de ces métaux rares lors de la formation et de la remobilisation/recristallisation du minerai (Cugerone et al., 2021). Les succès de la caractérisation des IF dans la sphalérite permettent de déterminer in situ la chimie des fluides entraînant la cristallisation des phases porteuses des métaux et de la comparer avec celle des fluides à l'origine de la cristallisation de la gangue (Stoffell et al., 2008). Le couplage entre analyses des inclusions fluides, composition en traces, thermométrie et déformation, fait de l'étude de la sphalérite l'une des pierres angulaires dans la compréhension de la formation des minéralisations hydrothermales (Belissant et al., 2014; Cook et al., 2009; Cugerone et al., 2021; Frenzel et al., 2016), notamment dans un contexte géodynamique complexe comme les orogènes. Récemment, Cave et al. (2022) ont utilisé ces nouvelles méthodologies (géochronologie et traces dans les sulfures) pour revisiter le modèle synorogénique de formation des gisements à Pb-Zn-Ag du nord de l'Australie.

1.3 Les minéralisations Pb-Zn-Ag-(F-Ba) dans les Alpes occidentales

Dans les Alpes du Nord françaises, il existe de nombreux gîtes minéralisés (~250) principalement à métaux de bases (Figure 1.1) : Pb-Zn-Ag (44%) et Fe-Cu (29%). Deux provinces métallogéniques se distinguent de part et d'autre du Front Pennique (Ceriani et al., 2001; Dumont et al., 2008), un chevauchement majeur séparant à l'ouest les Alpes externes peu métamorphisées lors de la collision alpine (maximum faciès schistes verts; Bellahsen et al., 2014 et références incluses) des Alpes internes à l'est, composées d'une succession de nappes chevauchant vers l'ouest et métamorphisées à l'Alpin (schiste vert supérieur à éclogitique d'ouest en est; Bucher and Bousquet, 2007; Chopin et al., 1991; Goffé et al., 2004). Dans les Alpes externes, la plupart des gîtes sont associés aux massifs cristallins externes (MCE). Ils se localisent principalement au contact socle varisque-couverture mésozoïque, le

long d'importants accidents NE-SO principalement décrochants (ayant un héritage varisque) et qui enregistrent une histoire complexe et polyphasée, impactée par le cycle orogénique Alpin : rifting et océanisation au Mésozoïque ; et collision tardi-Eocène à Oligocène. À l'exception de la mine de Fe-Cu de Saint-Georges-d'Hurtières (massif de Belledonne), ces gîtes sont de faibles importances. Dans les Alpes internes, la seconde province métallogénique se localise essentiellement dans la zone Briançonnaise au contact de grands chevauchements alpins. Les gîtes, qui sont moins nombreux et moins diversifiés que dans les MCE (Figure 1.1), se mettent en place principalement dans le socle carbonifère et la couverture permo-triasique. Les gisements à Pb-Ag de Macôt-La Plagne (MP) et de Peisey-Nancroix (PN), localisés dans le Briançonnais (Figure 1.1), représentent à eux seuls l'essentiel de l'exploitation de Pb-Ag des Alpes française (Meloux, 1975).

La plupart des travaux académiques portant sur les minéralisations métalliques des Alpes françaises ont été réalisés dans les années 1960-1970. À partir de l'analyse du contexte structural et de l'analyse pétrographique des minéralisations, ces travaux suggèrent l'existence de minéralisations Pb-Zn-Ag tardi-Varisque (gisement des Sarrasins; Caby, 1963), associées au rifting et à l'ouverture de l'océan Téthys (gisements de Macôt-La Plagne, d'Allevard et du Rocheray; Bouladon, 1969; Ducros, 1974; Rogel, 1963, 1961; Sivade, 1989) et à des circulations hydrothermales lors de la collision alpine (gisements de Macôt-La Plagne, du Reveuret et du massif du Pormenaz; Cabrol, 1967; Caby, 1968; Polliand and Moritz, 1999; Raguin, 1938; Waline, 1960). D'après Court (1971), Ochoa Alencastre (1979), Negga (1984) et Sivade (1989) les minéralisations d'Argentine, du Rocheray et de la Lauzière résulteraient quant à elles en partie ou totalement de la remobilisation alpine de minéralisations varisques ou mésozoïques. Ainsi, dans sa synthèse des gîtes des Alpes du Nord (France), Meloux (1975) identifie trois éléments qui semblent avoir eu un rôle majeur dans la mise en place des minéralisations des Alpes du Nord françaises : (1) l'importance des accidents majeurs varisques ; (2) l'importance de la limite socle-Trias ; et (3) l'influence de la nature des terrains encaissants. Bien que les principaux épisodes minéralisateurs proposés pour ces minéralisations soient cohérents avec les principaux événements tectoniques et la mise en place de gisements métalliques dans le massif Central et les Alpes Centrales et Orientales (p. ex., Burisch et al., 2022 et références incluses; Cathelineau et al., 2012; Dill et al., 2008 et références incluses; Kreissl et al., 2018; Marignac and Cuney, 1999; Marshall et al., 1998; Ostendorf et al., 2019; Pohl and Belocky, 1999), aucune donnée géochronologique, minéralogique ou isotopique ne vient étayer les modèles de formation des minéralisations métalliques des Alpes occidentales françaises. De même, le contenu en métaux traces et/ou métaux critiques n'a jamais été analysé.

Contrairement aux minéralisations métalliques dans les Alpes occidentales françaises, les circulations de fluides non minéralisatrices ont été revues récemment à la lumière des développements analytiques (notamment concernant la géochimie isotopique et la géochronologie). Ces travaux montrent que les minéralisations non-métalliques sont associées à l'orogénèse Varisque (p. ex., Pohl et al., 2018; Simonetti et al., 2018), à l'ouverture de l'océan Téthys (Kappler and Zeeh, 2000), à la

subduction alpine des massifs internes (Rubatto and Angiboust, 2015; Rubatto and Hermann, 2003) ou à la collision alpine et à l'exhumation des massifs cristallins externes (p. ex., pour les Alpes françaises, Grand'Homme et al., 2016; Gnos et al., 2021; Rolland and Rossi, 2016; Rossi and Rolland, 2014). La combinaison des données géochronologiques et pétrologiques dans les zones de cisaillement et veines des Alpes externes a montré qu'il existait trois périodes principales de cristallisation autour de 24-30 Ma, 12-20 Ma et 6-12 Ma, attribuées à différents épisodes de déformation dans les massifs cristallins externes du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges (Bergemann et al., 2019; Leloup et al., 2005; Rolland and Rossi, 2016; Rossi and Rolland, 2014), de Belledonne (Gasquet et al., 2010; Grand'Homme et al., 2016) et du Pelvoux (Simon-Labric et al., 2009). Les inclusions fluides (p. ex., Mullis et al., 1994) et les datations U-Th-Pb in situ sur monazite (p. ex., Janots et al., 2012) témoignent de pulses de croissance sur des temps courts (<0,1 Ma), mais répétitifs. À partir de données isotopiques, d'éléments traces, de la composition chimique des inclusions fluides et de la datation sur monazite, certaines études proposent une cristallisation des fentes alpines par des fluides anormalement chauds (>150-200°C par rapport à leurs encaissants) et d'origine profonde (15-20 km; Janots et al., 2019; Rossi and Rolland, 2014).

Les contextes géodynamiques de circulations de fluides minéralisateurs ont été les mieux décrits dans le massif Central, où les minéralisations économiques sont beaucoup plus abondantes (nombre, diversité et tonnage) que dans les Alpes (Figure 1.4). Plusieurs auteurs (Aquilina et al., 2011; Bouchot et al., 2005; Harlaux et al., 2021; Marignac and Cuney, 1999; Toulkeridis and Liewig, 2020) ont ainsi montré que les minéralisations varisques (Figure 1.4a) résultent essentiellement de l'hypercollision qui se manifeste par des décrochements dextres le long de failles NO-SE à NE-SO et des flux de chaleur associés à la délamination lithosphérique qui ont provoqué une fusion crustale régionale à l'origine de nombreux gisements magmatiques et hydrothermaux (W, métaux rares). Au début du Permien, le passage à un contexte extensif a permis la circulation de fluides dans des zones de cisaillement et des fractures (Au-Sn et U). Enfin, à la transition Trias-Jurassique inférieur, le rifting et l'océanisation liés à l'ouverture de la Téthys sont associés à la mise en place de gisements de basses températures dans un contexte distensif (Pb-Zn de type MVT et remobilisations de F-Ba et d'U varisques; Figure 1.4a,b). La moindre présence de gisements métalliques dans les Alpes par rapport au Massif Central s'expliquerait en partie par l'absence de processus de délamination lithosphérique au cours de l'orogénèse alpine (Marignac and Cuney, 1999). Toutefois, l'héritage varisque est encore mal compris pour les minéralisations alpines.

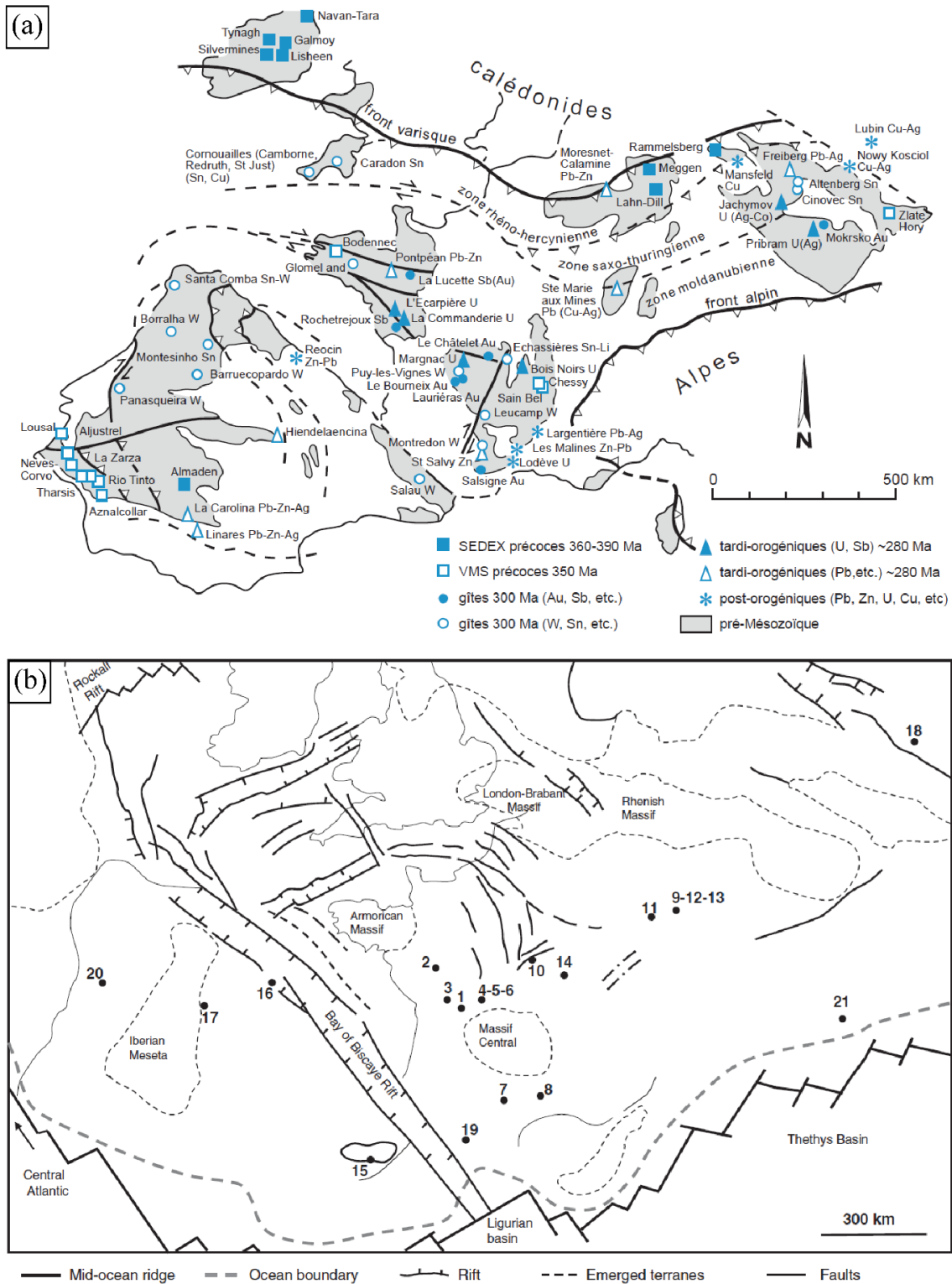


Figure 1.4 : (a) Carte géologique simplifiée de l'Hercynien d'Europe occidentale. Les principales minéralisations varisques sont représentées. Figure de [Jébrak and Marcoux \(2008\)](#). (b) Distribution des événements minéralisateurs entre 140-155 Ma (± 15 Ma) de l'Europe occidentale en lien avec le rifting Atlantique-Ligure. Localisations 1 : Charroux ; 2 : Mauzé ; 3 : Melle/Thorigne ; 4 : Chaillac ; 5 : Charbonnière/Chatenet ; 6 : Bernardan ; 7 : Montroc ; 8 : Malines ; 9-12 : Forêt Noire ; 10 : Sancerre ; 11 : Saverne/Lembach ; 13 : Käfersteige ; 14 : Voltenne ; 15 : Massif Côtier Catalan ; 16 : Asturies ; 17 : Guadarrama ; 18 : Silesia supérieur ; 19 : Luzenac ; 20 : Panasqueira ; et 21 : Alpes du Nord Calcaires. Figure et références incluses dans [Cathelineau et al. \(2012\)](#).

1.4 Problématique et stratégie d'échantillonnage

Les modèles minéralisateurs des gîtes des Alpes occidentales demeurent mal établis, en raison d'études peu nombreuses et l'absence de données géochronologiques fiables. À la connaissance des modèles de mise en place des minéralisations dans le Massif Central, des minéralisations non-métalliques des Alpes occidentales, de la géodynamique de la chaîne Alpine et des variations de lithologie comme encaissant des minéralisations alpines, plusieurs questions apparaissent :

- (1) Dans quel(s) contexte(s) géodynamique(s) les minéralisations alpines se mettent-elles en place ? Plusieurs contextes semblent propices comme lors de l'orogénèse Varisque, l'ouverture de la Téthys (rifting et océanisation), ou lors de la collision alpine.
- (2) Les minéralisations du Briançonnais et des MCE se sont-elles mises en place lors d'un même événement géodynamique/hydrothermal, ou plusieurs événements sont-ils impliqués dans la formation des minéralisations des Alpes internes et des Alpes externes ?
- (3) La diversité des minéralisations des MCE résulte-t-elle d'un seul événement minéralisateur ou de plusieurs événements ?
- (4) Existe-t-il ou non une relation (chronologique ou génétique) entre la formation des minéralisations métalliques et celle des minéralisations non métalliques ? Quels sont les paramètres des circulations de fluides qui entraînent la formation d'un gîte par rapport à une minéralisation non-métallique (stérile) ?

Pour apporter des éléments de réponses à ces questions, les gîtes étudiés ont été sélectionnés le long d'un transect E-O ([Figure 1.1](#) et [Figure 1.5](#)) perpendiculaire aux unités alpines (internes et externes), à l'axe du rift et de la dorsale, et aux orientations varisques (NE-SO), afin de comparer des minéralisations de différents contextes lithostructuraux. Au total, onze sites ont été échantillonnés dans des contextes lithostructuraux, encaissants ou types d'accidents différents, qui sont d'est en ouest : les gisements de Macôt-La Plagne (MP), de Peisey-Nancroix (PN) et de l'Argentière-La-Bessée (ALB), en veines de Pb-Ag stratoïdes dans la couverture sédimentaire permo-triasique du Briançonnais ; les veines de Pont Saint-Antoine (PSA) recoupant les quartzites et dolomies triasiques du Valaisan ; Le Roc Blanc (RB) dont les veinules principalement stériles recoupent la couverture Jurassique de Belledonne ; les veines à F-Ba-Pb-Zn-Ag de Bois Feuillet (BF) et du Sapey (SAP) localisées le long de failles normales recoupant le socle et la couverture du MCE du Rocheray ; les veines à Pb-Zn-Ag de Le Gros Villan (LGV), du Penay (PEN) et du Crozat (CRO) localisées dans la foliation des zones de cisaillement de la bordure orientale du MCE de Belledonne, recoupant le socle varisque (granitique et métamorphique) ; et les veines du Longeray (LON, ou Bonvillard) qui recoupent la bordure occidentale du socle varisque du massif de Belledonne.

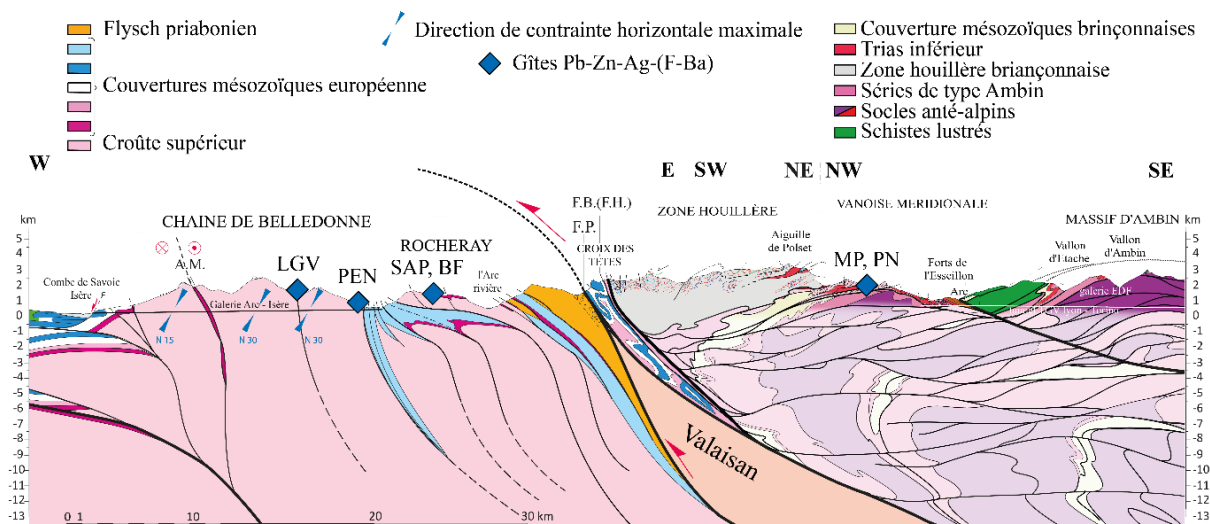


Figure 1.5 : Coupe E-O "GeoFrance 3D" des massifs cristallins externes au Briançonnais (modifiée de Tardy et al., Communication personnelle). La position de la coupe se trouve sur la Figure 1.1. Les minéralisations de cette étude sont replacées schématiquement sur la coupe par des losanges bleus.

1.5 Organisation du manuscrit

Ce manuscrit est organisé en cinq chapitres. Les méthodologies appliquées et les tableaux de données se trouvent en [Annexe](#).

Au cours de cette thèse, 93 lames minces (30 μm) et épaisses (150 μm) provenant de onze localisations différentes ont été étudiées. La synthèse des analyses effectuées sur chacune de ces minéralisations est résumée dans le [Tableau 1.1](#).

Une grande partie de cette thèse a été consacrée à une caractérisation pétrologique détaillée afin de définir les paragenèses et les microstructures, et à la recherche de minéraux accessoires datables et à leurs relations avec les minéralisations (p. ex., monazite). Suite à la première étape de prospection des minéraux datables, les minéralisations du Longeray (LON) et de Pont-Saint-Antoine (PSA) ont été écartées. Les minéralisations du Crozat (CRO) et de l'Argentière-La-Bessée (ALB) ont été échantillonnées plus tardivement et sont donc moins détaillées que les minéralisations de Macôt-La-Plagne (MP), Peisey-Nancroix (PN), Le Gros Villan (LGV), Le Penay (PEN), Le Sapey (SAP) et Bois-Feuillet (BF) qui forment le cœur des résultats de ce manuscrit. Les échantillons des veines du Roc Blanc (RB) contenant des allanites et prélevés par Emilie Janots en 2018 sont venus compléter notre jeu de datation afin de contraindre les circulations de fluides et le métamorphisme des MCE et de leurs couvertures. Les analyses ont été réalisées dans quatre laboratoires distincts (ISTerre, GeoRessource, BRGM et l'université de Berne) en fonction des spécialités de chacun. L'étude de la chimie des fluides et des traces dans les sulfures-sulfosels a été réalisée au laboratoire GeoRessources de Nancy. Les datations U-Th-Pb sur monazite et Th-Pb sur allanite ont été réalisées au BRGM d'Orléans et à l'université de Berne respectivement. Enfin la caractérisation pétrologique, la chimie des phyllosilicates,

tectosilicates, sulfures-sulfosels et des monazites, ainsi que la datation Rb-Sr et l'isotopie du Sr ont toutes été réalisées au laboratoire ISTerre de Grenoble.

De nombreuses et fructueuses collaborations ont été effectuées notamment concernant : la caractérisation chimique des sulfures-sulfosels au LA-ICP-MS et la chimie des fluides avec Marie-Christine Boiron chargée de recherche CNRS et Chantal Peiffert ingénieure de recherche au laboratoire GeoRessources à Nancy ; la datation U-Th-Pb sur monazite avec Philippe Lach ingénieur de recherche au BRGM à Orléans ; la datation Th-Pb sur allanite avec Pierre Lanari assistant professeur à l'université de Bern ; la thermobarométrie sur les phyllosilicates (chlorite et phengite) avec Laura Airaghi maître de conférence à l'université d'Orléans et Pierre Lanari ; la caractérisation chimique des sulfures-sulfosels, minéraux de REE, phyllosilicates et tectosilicates à l'EPMA avec Valérie Magnin ingénieure d'étude au laboratoire ISTerre de Grenoble ; les cartographies de sulfures avec Blandine Gourcerol economic geologist et project manager au BRGM ; et l'observation MEB avec Nathaniel Findling alors ingénieur d'étude à ISTerre. Plusieurs stagiaires de Master 1 ont travaillé ponctuellement lors de leurs stages d'une durée moyenne de deux mois sur le traitement des résultats chimiques des sulfures à l'EPMA (Théau Iveton en 2021 et Simon Mousseigne en 2022), l'acquisition des données microthermométriques sur les inclusions fluides (Candice Filoche en 2022), et sur la bibliographie du métamorphisme des Alpes occidentales (Alexis Bernard en 2020).

Chaque chapitre présente pour chacun des gîtes étudiés : le contexte géologique, une description des terrains et des échantillons étudiés (analyse structurale et pétrologique), les données minéralogiques (éléments traces dans les sulfures), des estimations thermobarométriques, une caractérisation des fluides à partir de l'étude d'inclusions fluides (pour BF, SAP et PN seulement), et les données de datation. Pour chaque gîte, un modèle métallogénique est finalement proposé et discuté. Le résumé des analyses par échantillon pour chaque site se trouve dans la Partie A.6 Synthèse analytique des Annexes.

L'un des principaux objectifs de la thèse étant la datation des minéralisations, les sites de PSA et de LON ont été rapidement écartés et ne seront pas discutés dans le reste de ce manuscrit, car ils ne contenaient pas d'indice de minéraux de terres rares datables par la méthode in situ U-Pb.

Le **chapitre 1** présente le contexte général de la thèse et la nécessité de (re)voir les modèles de formation des gîtes alpins à l'aune des nouvelles techniques analytiques.

Les chapitres 2 à 4 présentent les principaux résultats obtenus durant cette thèse. Chaque chapitre est centré sur un contexte lithostructural différent et présente les données de deux gîtes pour comparaison. Chaque chapitre est organisé sous la forme d'un article scientifique à différents stades d'avancement.

Le **chapitre 2** se focalise sur les gisements Pb-Ag orogéniques des Alpes internes (Briançonnais) : Macôt-la Plagne (MP) et Peisey-Nancroix (PN). Il a été publié dans un volume spécial sur les Alpes dans Géosciences en aout 2022 ([Bertauts et al., 2022](#)).

Le **chapitre 3** se concentre sur les minéralisations Pb-Zn-Ag du flanc oriental du Massif Cristallin Externe de Belledonne : Le Gros Villan (LGV) et Le Penay (PEN). Il est proche de l'état de soumission.

Le **chapitre 4** se focalise sur les veines à F-Ba-Pb-Zn-Ag du massif cristallin externe du Rochemaur : Bois Feuillet (BF) et le Sapey (SAP).

Enfin, le **chapitre 5** présente une synthèse et compare les résultats obtenus entre les différents sites étudiés, afin de proposer une vision globale de formation des minéralisations Pb-Zn-Ag-(F-Ba) des Alpes occidentales associées aux circulations de fluides hydrothermaux dans les cycles orogéniques Varisque et Alpin.

Tableau 1.1 : Synthèse analytique réalisée sur chaque minéralisation étudiée au cours de cette thèse. Le code couleur indique le laboratoire d'analyse.

		MP	PN	LGV	PEN	BF	SAP	CRO	RB	PSA	LON	ALB	
Nombre d'échantillons étudiés	Roche	10	7	11	6	5	9	5	4	5	14	5	
	Lame	11	7	13	9	7	8	5	4	6	18	5	
Observation optique et chimique (BSE+CL)	Microscope optique (nbr lames)	11	7	6	8	5	7	5	4	5	14	5	
	Macroscopie optique (nbr lames)	3	7	7	6	2	2	5	4	4	13	5	
	MEB (nbr lames)	8	7	6	6	5	7	0	0	2	14	0	
Chimie des sulfures et sulfosels (nombre d'analyse)	EPMA	Galène	23	23	33	35	71	12	-	-	-	-	-
		Sphalérite	4	6	19	36	31	28	-	-	-	-	-
		Chalcopyrite	-	10	33	5	11	2	-	-	-	-	-
		Tétraédrite	-	53	11	-	-	-	-	-	-	-	-
	LA-ICP-MS	Galène	24	21	15	14	25	7	-	-	-	-	-
		Sphalérite	-	-	14	28	32	16	-	-	-	-	-
		Chalcopyrite	-	8	10	4	10	-	-	-	-	-	-
		Tétraédrite	1	5	5	-	-	-	-	-	-	-	-
Chimie des phyllosilicates et tectosilicates	EPMA (ponctuelle)	Mica Blanc	40	15	51	29	-	-	-	-	2	-	-
		Chlorite	94	-	-	14	10	-	-	-	-	-	-
		Albite	-	-	-	9	-	-	-	-	-	-	-
	EPMA (cartographie)	Mica Blanc	2	-	3	2	-	-	-	-	-	-	-
		Chlorite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Chimie des fluides	Microthermométrie	Fl-Qz-Sp	-	36	-	-	179	173	-	-	-	-	
	RAMAN	Fl-Qz-Sp	-	9	-	-	23	13	1	-	-	-	
	LA-ICP-MS	Fl-Qz-Sp	-	-	-	-	26	28	-	-	-	-	
Chimie des REE-phases	EPMA (ponctuelle)	Monazite	12	36	84	-	-	-	-	-	-	-	
		Monazite	1	3	34	-	-	-	-	-	-	-	
	EPMA (cartographie)	Xénotime	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	
Isotopie du Sr	LA-ICP-MS	Fluorite	-	-	-	-	12	90	-	-	-	-	
		Calcite	-	-	-	-	-	5	-	-	-	-	
		Albite	-	-	-	6	-	-	-	-	-	-	
Datation	LA-ICP-MS	Mnz (U-Th-Pb)	17	44	43	-	-	-	-	-	-	-	
		Aln (Th-Pb)	-	-	-	10	-	-	-	39	-	-	
		Ph (Rb-Sr)	-	54	117	35	-	42	-	-	-	-	
		Fds-K (Rb-Sr)	-	-	-	-	47	23	-	-	-	-	
		Cel (Rb-Sr)	-	-	-	-	-	38	-	-	-	-	
ISTerre (Grenoble)		BRGM (Orléans)		GeoRessource (Nancy)		Bern University		ISTerre et GeoRessource					

Chapitre 2 |

Les gisements Pb-Ag orogéniques des Alpes internes (Briançonnais)

Macôt-la Plagne (MP) et Peisey-Nancroix (PN)

2 Les gisements Pb-Ag orogéniques des Alpes internes (Briançonnais) : Macôt-la Plagne (MP)
et Peisey-Nancroix (PN)

2 Les gisements Pb-Ag orogéniques des Alpes internes (Briançonnais) : Macôt-la Plagne (MP) et Peisey-Nancroix (PN)

2.1 **ARTICLE** — A New Alpine Metallogenic Model for the Pb-Ag Orogenic Deposits of Macôt-la Plagne and Peisey-Nancroix (Western Alps, France)

Résumé :

La compréhension des transferts de masse associés à la circulation des fluides et à la déformation dans l'orogénèse alpine est souvent rendue complexe en raison de la fréquente cristallisation multiphasée. Par exemple, dans deux gisements emblématiques et historiques de Pb-Ag des Alpes françaises, Macôt-la Plagne (MP) et Peisey-Nancroix (PN), une origine sédimentaire ou orogénique est toujours débattue. Afin de discriminer les modèles métallogéniques des deux gisements, une méthodologie intégrative combinant des données de terrain, microstructurales, minéralogiques, thermobarométriques et géochronologiques a été appliquée pour établir les conditions de Pression-Température-Temps-Déformation (P-T-t-d) de la minéralisation. Les deux gisements sont situés dans des quartzites permotriassiques du Briançonnais externe, le long du front du Briançonnais interne (Alpes occidentales internes). Le minerai se présente principalement sous forme de veines et de textures disséminées contenant de la galène, de la pyrite et des teneurs variables en tétraédrite-tennantite et chalcopryrite. Les porphyroclastes de quartz et les microstructures des sulfures indiquent une recristallisation dynamique des quartzites pendant l'épisode principal de circulation de fluide minéralisateur. L'analyse chimique des chlorites et des K-micas blancs (phengite) et la modélisation thermodynamique à partir des cartes de composition indiquent un début de minéralisation à 280 °C, avec une phase de cristallisation principale à 315 ± 35 °C et $6,25 \pm 0,75$ kbar. La datation U-Pb in situ sur la monazite, syngénétique avec les sulfures, donne des âges d'environ 35 Ma pour les deux gisements. L'ensemble des données converge vers une minéralisation alpine de Pb-Ag de MP-PN cogénétique, pendant la déformation en relation avec le chevauchement de la "Nappe des Gypses" et du Briançonnais interne lors du pic de métamorphisme.

A new Alpine metallogenic model for the Pb-Ag orogenic deposits of Macôt-la Plagne and Peisey-Nancroix (Western Alps, France)

Maxime Bertauts ^{1,*}, Emilie Janots ¹, Magali Rossi ², Isabelle Duhamel-Achin ³, Marie-Christine Boiron ⁴, Laura Airaghi ⁵, Pierre Lanari ⁶, Philippe Lach ⁷, Chantal Peiffert ⁴, and Valérie Magnin ¹

¹ Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, Univ. Gustave Eiffel, ISTerre, 38000 Grenoble, France

² Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont-Blanc, CNRS, EDYTEM, 73000 Chambéry, France

³ Bureau de Recherche Géologiques et Minières (BRGM), Direction régionale PACA, 13276 Marseille, France

⁴ Univ. de Lorraine, CNRS, GeoRessources, 54000 Nancy, France

⁵ Univ. d'Orléans, CNRS, BRGM, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

⁶ Institute of Geological Sciences, University of Bern, 3012 Bern, Switzerland

⁷ Bureau de Recherche Géologiques et Minières (BRGM), Siège social, 45100 Orléans, France

* Correspondence : bertauts.maxime@gmail.com; +33-64-688-6527

Citation : Bertauts, M.; Janots, E.; Rossi, M.; Duhamel-Achin, I.; Boiron, M.-C.; Airaghi, L.; Lanari, P.; Lach, P.; Peiffert, C.; Magnin, V. A New Alpine Metallogenic Model for the Pb-Ag Orogenic Deposits of Macôt-la Plagne and Peisey-Nancroix (Western Alps, France). *Geosciences* 2022, *12*, 331. <https://doi.org/10.3390/geosciences12090331>

Academic Editor: O. Adrian Pfiffner, Maria Iole Spalla, Gianni Balestro, Eduard Kissling, Olivier Lacombe and Jesus Martinez-Frias

Received: 29 June 2022

Accepted: 19 August 2022

Published: 31 August 2022

Abstract : Understanding mass transfer associated with fluid circulation and deformation in the Alpine orogeny is often complex due to common multistage crystallization. For example, in two emblematic and historic Pb-Ag deposits of the French Alps, Macôt-la Plagne (MP) and Peisey-Nancroix (PN), a sedimentary or orogenic origin is still debated. To discriminate between the metallogenic models of the two deposits, an integrative methodology combining field, microstructural, mineralogical, thermobarometrical and geochronological data was here applied for establishing detailed Pressure-Temperature-Time-Deformation (P-T-t-d) mineralization conditions. Both deposits are located in Permo-Triassic quartzite of the External Briançonnais domain along the Internal Briançonnais Front (Internal Western Alps). The ore mainly occurs as veins and disseminated textures containing galena, pyrite and variable content of tetrahedrite-tennantite and chalcopyrite. Quartz porphyroclasts and sulfides microstructures indicate a dynamic recrystallization of the quartzite during the main fluid mineralization episode. Chlorites and K-white micas (phengite) chemical analysis and thermodynamic modeling from compositional maps, indicate an onset of the mineralization at 280°C, with a main precipitation stage at 315 ± 35 °C and 6.25 ± 0.75 kbar. *In-situ* U-Pb dating on monazite, cogenetic with

sulfides, gives ages around 35 Ma for both deposits. The integrative dataset converges for a cogenetic MP-PN Alpine Pb-Ag mineralization during deformation in relation to the thrusting of the “Nappe des Gypses” and the Internal Briançonnais at metamorphic peak.

Keywords : Pb-Ag orogenic deposits; Western Alps; Briançonnais; U-Th-Pb geochronology; syn-tectonic mineralization; hydrothermal circulation; trace elements in sulfides; chlorite-phengite thermobarometry

2.1.1 Introduction

Fluid circulations associated with deformation in an orogenic context are at the origin of mass transfers, which can lead to the transport-deposition and remobilization of polymetallic deposits. Understanding the processes and scales of transfer and remobilization of metals is complex, because deformation and fluid circulation are preferentially located at lithological contacts and on structures inherited from previous tectonic episodes. The French Alps present abundant polymetallic mineralizations that provide evidence of fluid circulation and major mass transfer in the crust during successive orogenic cycles. Around 250 deposits and occurrences are identified by the BRGM (Bureau de Recherche Géologiques et Minières) in the northern French Alps (“Armada” the GIS database of French metallic occurrences ; last accessed 19 July 2019; available online <http://infoterre.brgm.fr>), mainly as Pb-Zn-Ag (44%) and Fe-Cu (29%) mineralizations, hosted in the Variscan basement, the Carboniferous and Permo-Triassic cover, and in the Liassic limestones (Figure 2.1 ; Meloux, 1975). These polymetallic mineralizations were mainly investigated between the 60s and 80s, based mainly on the analysis of the structural context and petrographic analysis. Metallogenic models for most of these deposits are generally ambiguous with no consensus on the geodynamic context that is proposed as late-Variscan (Sarrazins deposit; Caby, 1963), linked to Tethys Ocean opening (Macôt-la Plagne deposits; Bouladon, 1969 ; Rogel, 1963, 1961) and to hydrothermal circulation during the Alpine collision (Macôt-la Plagne and Le Reveyret deposits; Cabrol, 1967 ; Raguin, 1938 ; Waline, 1960). According to previous authors, (e.g., Court, 1971 ; Negga, 1984 ; Ochoa Alencastre, 1979 ; Ypma, 1963) several mineralizations of the external crystalline massifs could result from previous mineralizations remobilized during the Alpine orogeny. In this study, we propose to evaluate the metallogenic models of two Pb-Ag deposits of the French Alps : the Macôt-la Plagne (MP) and Peisey-Nancroix (PN). These two ore deposits are emblematic as being among the most economically important Pb-Ag ore deposits in France during the 19th century. They are located in the same litho-structural context in Permo-Triassic phyllitic quartzite of the External Briançonnais domain of the Internal Alps. In absence of ages or mineralizing conditions (P, T, speciation), metallogenic models are still debated because of the stratiform or vein-like type mineralizations that could either result from sedimentary or orogenic processes (Bouladon, 1969 ; Cabrol, 1967 ; Raguin, 1938 ; Rogel, 1963, 1961 ; Routhier, 1963 ; Waline, 1960). This study proposes for the first time a multi-technique investigation on these two deposits, coupling field observations, microstructure and mineral

paragenesis identification, thermobarometry and geochronology. Based on recent success for determining ages of Alpine clefts by in-situ dating of monazite (e.g., [Gasquet et al., 2010](#) ; [Gnos et al., 2021](#) ; [Grand’Homme et al., 2016](#)), a special interest was set on monazite characterization in all the investigated samples. Thermobarometry was based on detailed chlorite-phengite characterization using compositional maps.

2.1.2 Geological setting and ore mineralization

2.1.2.1 Regional geology

The Peisey-Nancroix and Macôt-la Plagne mining sites are located in the Western Alpine arc, in the Briançonnais domain (Internal Alps, [Figure 2.1a](#)). The arrangement of the nappe pile shows a subduction-type structure in which most of the tectonic units dip southeastward. The current architecture of the Internal Alps results from the closure of the Valais and Piedmont-Liguria oceans (branches of the Alpine Tethys) during the Late-Cretaceous and Cenozoic convergence between the European and African (Apulian/Adrian) tectonic plates. The Briançonnais domain corresponds to the continental margin sandwiched between both oceans which was subducted under the African tectonic plates and thrust over the European tectonic plate during the alpine convergence ([Figure 2.1a](#)) ([Schmid et al., 2004](#)). The Internal metamorphic Alps are separated from the “unmetamorphic” External Alps by a major thrust called the Penninic Front, which delimits the onset of the collision of the European margin at around 35 Ma ([Figure 2.1a, b](#)) ([Ceriani et al., 2001](#)). The External Alps correspond to the European margin; they comprise the Dauphinois and the Ultra Dauphinois domains. The Internal Alps consist of a stack of oceanic (Valais and Piedmont Schistes Lustrés nappes and associated ophiolites) and continental-margin derived nappes (the Briançonnais domain and some pieces of the Adrian plate such as the Margna-Sesia fragments). The Briançonnais domain is divided into two units (the External and Internal Briançonnais) that are separated by the Internal Briançonnais Front (IBF). The IBF is a major detachment zone highlighted by a late Triassic (Carnian) formation called the “Nappe des Gypses”, which is composed of hundreds of meters (from 100 to 400 m) of dominant massive evaporites (mainly anhydrites), marine carbonates (dolomites tectonically transformed into cagneules), shales and clays (metamorphosed into the Schistes Lustrés micaschists ; [Barré et al. \(2020\)](#) and references therein). To the East of the IBF, the Internal Briançonnais is composed of Mesozoic sediments lying on top of a pre-Carboniferous metamorphic basement locally called the Vanoise-Mont Pourri unit. To the West of the IBF, the External Briançonnais is composed of the Variscan Sapey gneiss ([Giorgis et al., 1999](#) ; [Guillot et al., 2002](#)), and Carboniferous black schists containing anthracitic lenses, arkoses and conglomerates, which are locally called the Briançonnais Houiller Zone (BHZ) ([Fabre, 1958](#) ; [Lanari et al., 2012](#)). This basement rock is overlain by a Permo-Triassic sedimentary cover represented by a series of schists, quartzites, limestones and dolomites from bottom to top ([Ellenberger, 1958](#) ; [Guillot, 1987](#)). The

External Briançonnais exhibits a low-grade alpine metamorphism, from lower greenschist facies to upper greenschist facies (Bousquet et al., 2008 ; Goffé et al., 2004).

2.1.2.2 Structural evolution of the Briançonnais Zone

The internal part of the Western alpine arc experienced a complex and polyphase tectonic history. Precise dating highlights a diachronic tectono-metamorphic evolution, with a rejuvenation of the ages towards the West (Agard et al., 2002 ; Ganne, 2003 ; Ganne et al., 2007 ; Gerber, 2008 ; Strzeczynski et al., 2012). In the External Briançonnais, Bertrand et al. (1996) proposed three compressional stages (D1, D2 and D3 events), followed by a late extensional one.

1. The D1 event is characterized by an intense and penetrative schistosity (S1) oriented sub-parallel to S0 and by isoclinal folding. This early tectonic phase is interpreted as a top-to-the northwest thrusting of the Internal Briançonnais over the External Briançonnais (Strzeczynski et al., 2012 ; Lanari et al., 2012 and references therein). The D1 deformation occurred during the metamorphic peak and the early stage of exhumation of the Internal Briançonnais. The D1 absolute age was constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser ablation on white-mica, between 55 and 43 Ma (Ganne, 2003 ; Gerber, 2008) and until 35 Ma in the most external part of the Internal Briançonnais (Modane-Aussois unit ; Strzeczynski et al., 2012). The P-T conditions for D1 were constrained between 250-300 °C and 4-8 kbar in the BHZ (Lanari et al., 2012), and 320-370 °C and 9-11 kbar in the cover of the Internal Briançonnais (Strzeczynski et al., 2012). In the “Nappe des Gypses”, the P-T conditions for the D1-D2 transition were estimated at 350 ± 20 °C and 6.5 ± 1.8 kbar using a $\delta^{18}\text{O}$ thermometer on carbonates (Barré et al., 2020).
2. The D2 event consists of a top-to-the east shearing and thrusting highlighted by large-scale east-verging recumbent folds associated with the S2 schistosity, which is dipping to the west except into the western part of the BHZ. The D2 deformation occurred under greenschist facies conditions (Ganne et al., 2007). In the most internal part of the Briançonnais domain, the large-scale D2 shear zones are often parallel to S1 and interpreted as detachment faults related to extension (Ganne et al., 2007). The tectonic significance of the D2 event is still debated, as backthrusting (Freeman et al., 1997 ; Gabalda, 2008 ; Lanari et al., 2012 ; Platt and Lister, 1985 ; Strzeczynski et al., 2012) or as backfolding (Bucher et al., 2003) during the continental collision, or as a detachment predating the continental collision (Ganne et al., 2007 ; Gerber, 2008). The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on white-mica suggests that extensional top-to-the east shear zones occurred between 43 and 35 Ma into the internal crystalline massifs (Ganne et al., 2007). Ages of backthrusting using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr dating on white-mica are constrained between 35 and 32 Ma into the Internal Briançonnais (Freeman et al., 1997 ; Strzeczynski et al., 2012). The D2-D3 transition occurred at P-T conditions

between 230-300 °C and 1-3 kbar in the “Nappe des Gypses” and sedimentary cover of the Internal Alps (Barré et al., 2020 ; Gerber, 2008 ; Strzeczynski et al., 2012).

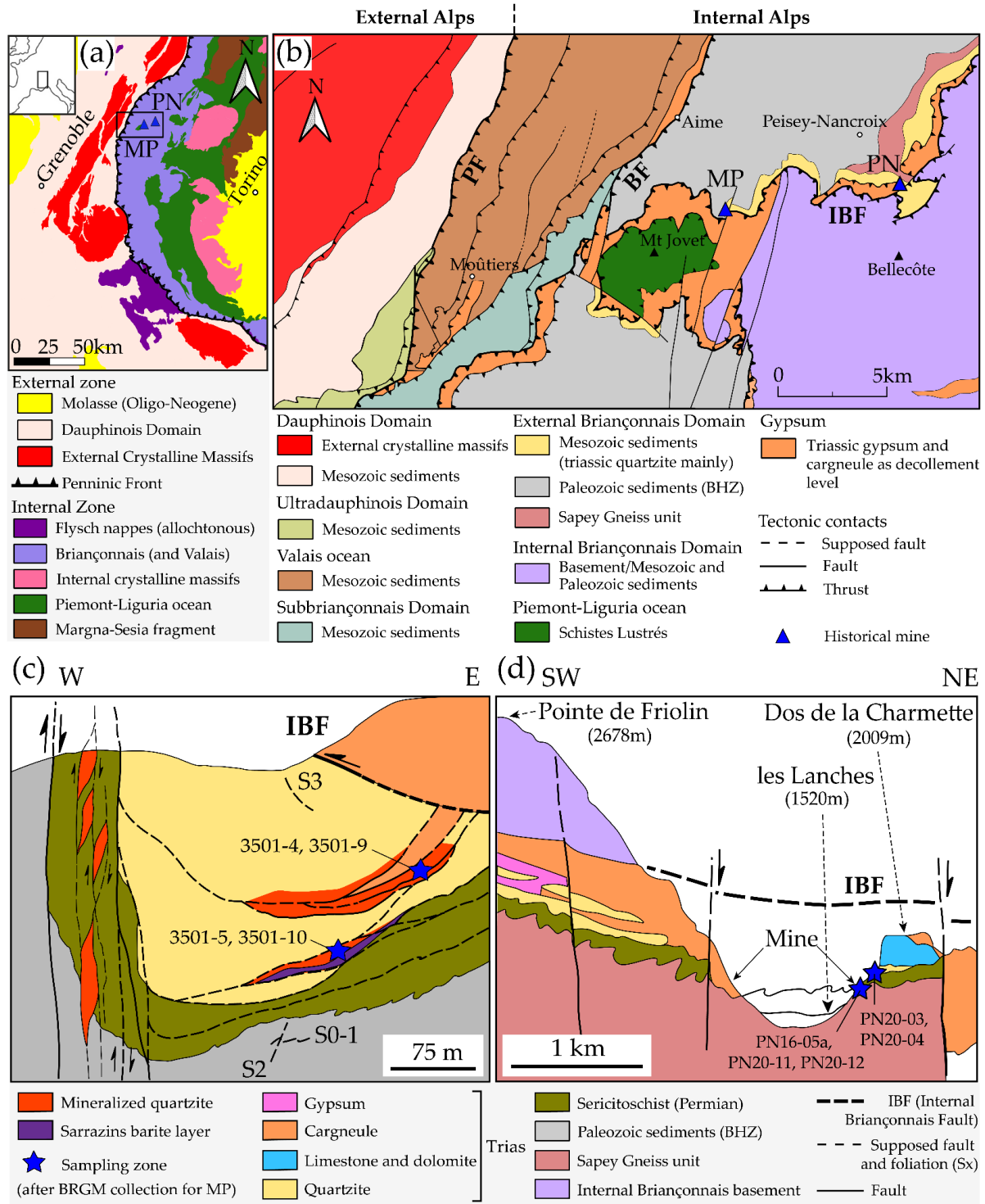


Figure 2.1 : Geological map of (a) the western Alps (after "Armada" France database) with square representing map b location; (b) the Briançonnais zone between the Lauzière and Vanoise massifs (modified after the Moûtiers geological map (1 :50 000) by J.Debelmas). MP : Macôt-la Plagne; PN : Peisey-Nancroix; PF : Penninic Front; BF : Briançonnais Front; IBF : Internal Briançonnais Front. And sections modified after Guillot (1987) of the (c) Macôt-la Plagne mine; and (d) Peisey-Nancroix valley. Sampling zones are given with the sample references.

3. The D3 event is characterized by brittle structures and corresponds to the last stage of exhumation and to the formation of a large dome of crystalline basement associated with faulting in a brittle-ductile tectonic regime (Ganne et al., 2007 ; Gerber, 2008 ; Lanari et al., 2014a). Bertrand et al. (1996) suggest that the fan geometry of the BHZ results from large-scale bending of the S2 schistosity due to D3 km-size folds. These D3 folds are associated with a sub-horizontal S3 schistosity (Lanari et al., 2012 and references therein). This last D3 event is related to the last stage of exhumation below 300 °C during Oligocene-Miocene times with a southward tilting around an east-west axis into the Briançonnais zone (Barré et al., 2020 ; Lanari et al., 2012 ; Strzeczynski et al., 2012).

2.1.2.3 The Pb-Ag mining district of Macôt-la Plagne (MP) and Peisey-Nancroix (PN)

The investigated Pb-Ag deposits of Macôt-la Plagne (MP) and Peisey-Nancroix (PN) are located in the Vanoise massif, at the contact of the Permo-Triassic External Briançonnais with *cagneules* (Figure 2.1 and Figure 2.2a). *Cagneules* are Triassic dolomites that have been brecciated and partly dissolved during the alpine orogeny from sulfate-rich fluids derived from Triassic gypsum. In the studied area, *cagneules* can be related to the “Nappe des Gypses”, and therefore to the Internal Briançonnais Fault (IBF ; Figure 2.1b). Both deposits are hosted in Triassic (Werfenian stage) quartzite (tQ on Figure 2.2a) and Permian sericite schists and phyllitic quartzite (rt on Figure 2.2a). The MP ore deposit is located within a recumbent dissymmetrical syncline, with a NNE/SSW axis (Figure 2.1c ; Guillot, 1982). The PN deposit is bordered by two faults : the Mine Fault (M.F.) and the IBF (Figure 2.2a). The IBF is described as the thrusting of the Internal Briançonnais (Vanoise massif in the study zone) on top of the External Briançonnais, while the Mine Fault is a detachment level of the allochthonous External Briançonnais cover on the basement. The IBF are characterized in the study area by two successive faulting activities with first a top-to-the west horizontal thrusting, followed by vertical normal faulting with a likely sinistral shearing component (Guillot, 1982).

The Pb-Ag mines of MP (main exploitation : 1810-1973) and PN (exploitation : 1734-1866) were the most economically important of the French Alps. The historical production is estimated at 125 600t of Pb and 360t of Ag (with an average content of 3.7% of Pb and 0.015% of Ag) and 22 000t of Pb and 53t of Ag, for MP and PN respectively with a peak of activity during the 19th century (BRGM, 1977; Gimard and Gimard, 1985; Meloux, 1975; Rogel, 1961). In both deposits, the ore is characterized by Ag-rich galena either massive or disseminated in a quartz- or barite-rich gangue. Tetrahedrite and pyrite are systematically associated with galena, with variable chalcopyrite, arsenopyrite, sphalerite and bournonite (Gimard and Gimard, 1986; Raguin, 1938; Routhier, 1963; Tachat, 1861).

Waline (1960) describes three types of ore for the Macôt-la Plagne deposit (Figure 2.1c) : (1) the Charles-Albert-type Pb-Ag veins, which are mineralized quartzite intercalated within the Permian

schists, forming discontinuous lenses, (2) the Sarrazins-type veins, with banded fine-grained galena and barite, and (3) pods-type ore, with well-crystallized galena hosted in mylonitic quartzite.

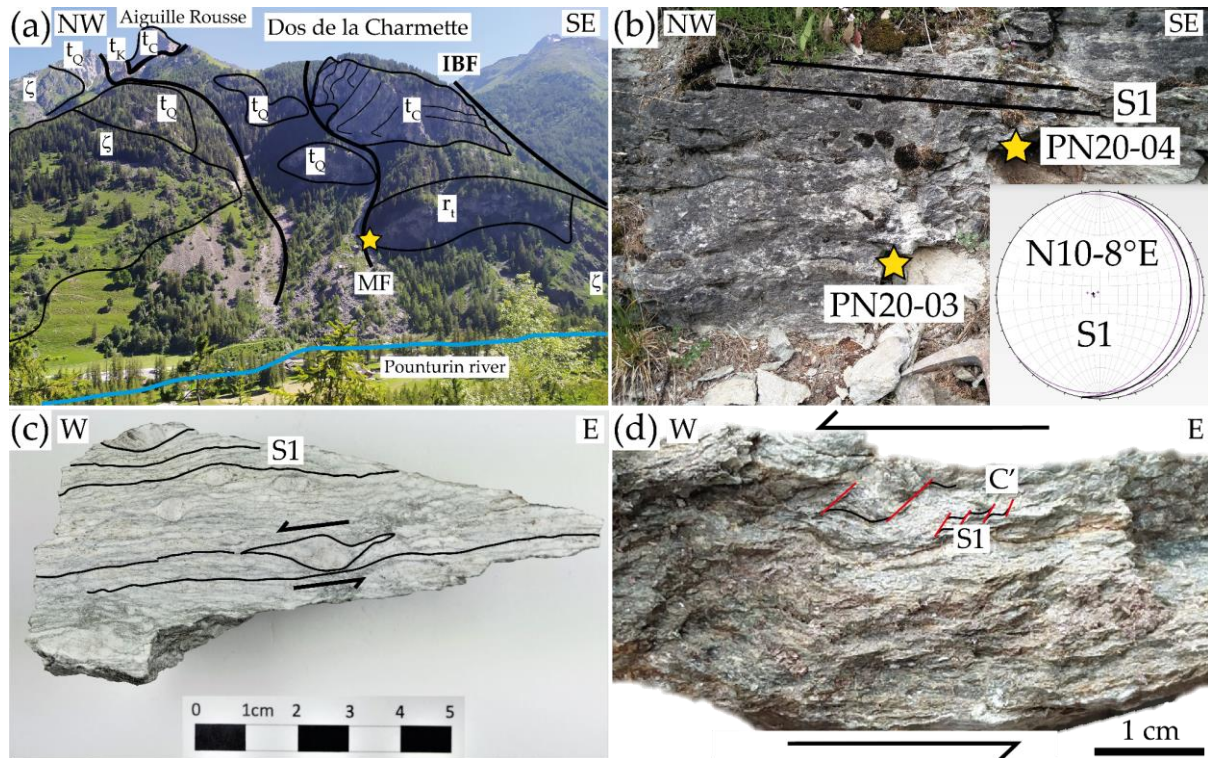


Figure 2.2 : (a) Photo of the Peisey-Nancroix valley (PN on the [Figure 2.1b](#)), Pounturin River right bank with outcrop location b (yellow star) ; and (b) outcrop of Permian schist and quartzite (rt) with the stereonet of the S1 schistosity. (c, d) Photo of the two samples from the PN outcrop showing a top-to-the west kinematic of deformation : (c) mylonitic quartzite with the schistosity highlighted by phyllite and the direction given by deformed porphyroclast of quartz (PN20-03) ; (d) Schist with shear planes (red line ; C') transecting the main schistosity (S1) at an angle of about 30° (PN20-04). ζ : Sapey gneiss ; rt : Permian schist and phyllitic quartzite ; tQ : Triassic quartzite ; tC : Triassic carbonates ; tK : Triassic evaporites ; M.F. : Mine Fault.

2.1.3 Field description, structural analyses and sampling

2.1.3.1 Field description and structural analyses

The entrances of the two abandoned mines are no more accessible for *in-situ* structural observations or sampling. For the PN deposit, the main expressed foliation in the Permian and Triassic rocks (S1) is sub-horizontal and dips to the east, at the contact with the Mine Fault (M.F., [Figure 2.2a,b](#)). In the Permian mylonitic phyllitic quartzite (PN20-03, [Figure 2.2c](#)), the S1 foliation is highlighted by fine-grained white-micas. Porphyroclasts of deformed quartz indicate a top-to-the-west kinematic. The C'-type shear bands are short, anastomosing and wavy and cross-cut the S1 mylonitic schistosity at angles between 15 and 40° ([Passchier and Trouw \(2005\)](#) and references therein). The direction of deformation observed in the phyllitic quartzite is consistent with the C'-type shear bands structure shown by the

Permian sericite schist (PN20-04, [Figure 2.2d](#)). S2 foliation was only observed to affect the pervasive S1 foliation as isoclinal folds on the other side of the Ponturin River.

2.1.3.2 Samples

Four samples from the MP deposit were selected from Raguin's historical collection, which is kept by BRGM (Orléans, France). The samples come from two mineralized districts within Triassic quartzite : the Quartzite Est and the Sarrazins Districts. In the former district, a massive sulfide was selected from vein 0/8 (3501-9) and a disseminated ore from vein 0/10 (3501-4). Similarly, a massive sulfide (3501-10) and a more disseminated ore showing millimetric veins (3501-5) were selected from the Sarrazins District ([Figure 2.1c](#)). For the PN deposit, three samples were collected on a mine waste heap ([Figure 2.1d](#)). The mineralization occurs in veins or impregnation within mylonitic phyllitic Triassic quartzite (PN16-R05a, PN20-11, PN20-12).

2.1.4 Analytical methods

2.1.4.1 Petrographical observations

A detailed petrographic study was carried out at ISTERre using optical microscope combined with back-scattered-electron imaging using a scanning electron microscope (SEM) Tescan Vega 3 in order to identify the mineralogical parageneses, including the sulfides-sulfosalts, the gangue and accessory minerals. Particular attention was paid on micrometric mineral inclusions as well as possible compositional zoning in back-scattered electron images.

2.1.4.2 Sulfides-sulfosalts EPMA and LA-ICP-MS trace elements protocols

Major and minor element analyses were performed using a JEOL JXA-8230 electron microprobe (EPMA) at ISTERre (Grenoble, France) with five wavelengths dispersive spectrometers. Quantitative point analyses were made at 20 keV and 50 nA. The following 15 elements, standards, analytical lines, and monochromators were used for measurements : S (PbS, Ka, PETH), Cu (CuFeS₂, Ka, LiFH), Fe (CuFeS₂, Ka, LiFH), Pb (PbS, Ma, PETH), Zn (ZnS, Ka, LiFH), Sb (Sb, La, PETH), Ag (Ag, La, PETH), Cd (CdS, Lb, PETH), Sn (SnO₂, La, PETH), Mn (MnSiO₃, Ka, LiFH), Hg (HgS, La, LiFL), Co (CoO, Ka, LiFL), Ni (Ni, Ka, LiFL), As (FeAsS/InAs), La, TAP for galena and Ka, LiFL for chalcopyrite/tetrahedrite-tennantite) and Bi (Bi, La, LiFL for galena and Ma, PETH for chalcopyrite/tetrahedrite-tennantite). Peak counting times were scaled from 40 to 400 s for a total point analysis time of 400s. Internal JEOL procedures were used for data reduction (i.e., quantification of

element contents, uncertainties and limits of detection). Measurements were collected on 3501-5a, 3501-9b and PN16-R05a thin sections (30 μm). Among the 15 elements monitored, Co, Mn, Ni and Bi were not measured, as well as As for galena, and Cd and Hg for chalcopyrite. Nonetheless, trace element analyses using EMPA are limited due to the compromise between the counting time, the number of measured elements, and the required limits of detection. Conditions for X-Ray maps in the tetrahedrite grains from PN16-R05a sample were fixed at 20 keV, 100 nA, dwell time of 200 ms, for a surface area of 300x360 μm with a step of 1 μm .

Trace element analyses in sulfides were carried out using Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) at the GeoRessources laboratory (Vandoeuvre-lès-Nancy, France) equipped with an ESI New Wave Excimer laser (193 nm) coupled with the Agilent 7900 quadrupole ICP-MS. Laser ablation conditions were fixed at 5Hz pulse rate, 6 mJ/cm² laser energy, 200 laser pulses. Selected zones of the minerals were ablated with 60 μm spot diameter from the 3501-9b, 3501-10a, PN20-11 and PN20-12 150 μm -thick sections. The ablated material was transported using a constant He flows (700 ml/min) and mixed with Ar (0.85 l/min) in a cyclone coaxial mixer prior to entering the ICP torch and being ionized. Data were collected during a 30 ms dwell time per channel to enhance the number of counts for trace elements. The following isotopes were monitored : ³⁴S, ⁵²Cr, ⁵⁵Mn, ⁵⁷Fe, ⁵⁹Co, ⁶⁰Ni, ⁶³Cu, ⁶⁶Zn, ⁷¹Ga, ⁷⁴Ge, ⁷⁵As, ⁸²Se, ⁹⁵Mo, ¹⁰⁷Ag, ¹¹¹Cd, ¹¹⁵In, ¹¹⁸Sn, ¹²¹Sb, ¹²⁵Te, ¹⁹⁷Au, ²⁰²Hg, ²⁰⁵Tl, ²⁰⁸Pb, and ²⁰⁹Bi. All elements were measured with an integration time of 20 ms except ³⁴S, and ⁵⁷Fe (10 ms) and ¹⁹⁷Au, ²⁰⁵Tl (30 ms). ⁷⁴Ge has been chosen over ⁷²Ge following the study of interferences from [Belissont et al. \(2014\)](#). External standard calibration was performed with the synthetic polymetallic sulfide material MASS-1 ([Wilson et al., 2002](#)). Data reduction was carried out using Iolite software (version 4 ; [Paton et al., 2011](#)), following the standard methods of ([Longerich et al., 1996](#)), and using Pb or Cu content – known from prior EPMA analyses (in same grains or averaged grains from the same location) – as an internal standard for galena, chalcopyrite and tetrahedrite-tennantite solid solution respectively.

2.1.4.3 Chlorite-Phengite EPMA protocol and thermometry calculation

All investigated samples contain white-mica (phengite). From the 7 rock samples investigated ([Supplementary Table S1](#)), the only MP sample containing both chlorite and phengite was selected for geothermobarometry (3501-5b). No chlorite was found in samples from the PN deposit. Comparison of the chemistry of phengite from the matrix with phengite in inclusions was performed on sample PN16-R05a, which was the most precisely investigated and the only one showing a poikilitic texture. Chemical compositions of chlorite and phengite were determined by point analyses and X-ray maps with electron microprobe analyses using a JEOL JXA-8230 at ISTerre. Quantitative point analyses were made at 15 keV and 10 nA. Conditions for X-Ray maps in the selected sample 3501-5b were fixed at 15 keV, 100

nA, dwell time of 200 ms, for a surface area of 310x300 μm with a step of 0.5 μm . Raw X-ray maps were converted into oxide wt% maps using point analyses measured on the map area as internal standards (De Andrade et al., 2006) with the software XMapTools 3.4.1 (Lanari et al., 2019, 2014b). Structural formulae were then calculated for each pixel on a 14-oxygen basis and 11-oxygen basis for chlorite and phengite, respectively.

Chlorite analyses that did not satisfy the following criteria were rejected : (i) Alkali sum ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$) < 1 wt% (Bourdelle and Cathelineau, 2015; Vidal et al., 2016) ; and (ii) Octahedral sum ($\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$) \leq 6 apfu. Phengite analyses that did not satisfy the following criteria were rejected (following Parra et al., 2002) : (i) $92 \text{ wt}\% \leq \text{Oxygen sum} \leq 96 \text{ wt}\%$; (ii) $\text{TiO}_2 + \text{MnO} + \text{CaO} < 0.5 \text{ wt}\%$; and (iii) Alkali sum ≥ 0.9 apfu. The K-mica-quartz-water thermodynamic model of Dubacq et al. (2010) allows modeling K-mica compositional variation as a function of temperature and pressure.

The temperature range of chlorite growth was calculated for each pixel of the chlorite compositional map using the chlorite-quartz-water thermometer of Vidal et al. (2006) ; (2005) ; (2001) with individual estimation of the $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ (XFe^{3+}). Pressure was fixed at 5 kbar, water activity at 1 and the minimum XFe^{3+} at 10% to avoid the overestimation of temperature highlighted by Lanari (2012) especially for HT (>350°C)-LP (<5 kbar) chlorite. An average temperature was calculated from chlorite zones using a Monte-Carlo technique (3000 iterations for each pixel) to test the temperature distribution. Conventional empiric thermometer based on the Al^{IV} content of chlorite (Cathelineau, 1988) was also applied for comparison.

The temperature range of phengite growth was estimated using the phengite-quartz-water thermometer of Dubacq et al. (2010). The equilibrium conditions of K-mica-quartz-water are represented by a P-T line along which the water content varies. The thermodynamic model of Dubacq et al. (2010) was also used for pressure estimates at fixed temperature values (see Lanari et al., 2012).

2.1.4.4 Monazite composition analysis and dating (EPMA and LA-ICP-MS)

Monazite chemical compositions were analyzed using a JEOL JXA-8230 electron microprobe at ISTERre to unravel intra-grain zoning on the PN16-R05a and 3501-5b thin sections. The X-Ray maps were acquired at 15keV and 100nA, 1000 ms dwell time for a surface area of 170x55 μm and using 1 μm step on a PN16-R05a monazite grain. Quantitative point analyses of monazite were obtained using a 15keV and 200nA beam modified after (Scherrer et al., 2000). From U, Th and Pb concentrations, a chemical age was then calculated using NiLeDAM software (Seydoux-Guillaume et al., 2012 ; Villa-Vialaneix et al., 2013) with an age uncertainty at 2σ . All analyses with SiO_2 content > 1 wt. % (contamination from

surrounding silicates) or Pb detection below the detection limit of around 100 ppm were not taken into account.

In-situ monazite U-Pb isotopic dating was done on one PN (PN16-R05a) and three and MP thin sections (3501-4a, 3501-5b and 3501-10a) using the LA-ICP-MS at the BRGM (Orléans, France). The mass spectrometer is an ICP-MS X series II set up in Xs lenses coupled with a Cetac Excite 193 nm laser at short timing pulse. The sample was placed in a double volume cell swept by a helium flux (analysis conditions are summarized in [Supplementary Table S2](#)). Analyses were normalized to the Trebilcock monazite (272 ± 2 Ma; [Tomascak et al., 1996](#)) with a quality control on the Madmon standard monazite (523 ± 12 Ma; [Schulz et al., 2007](#)). Reduction data was done using the Glitter© software. The ^{235}U contents were recalculated from measured contents of ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{238}U , using the disintegration equation. The age calculation was performed using IsoplotR on R ([Vermeesch, 2018](#)) with a standard deviation of 2σ , and the isochron was drawn using an ordinary least squares regression. A size spot of 10 or 15 μm was chosen to maximize the signal. For the PN deposit, the analyses which statistically diverge from the discordia line have been removed from the age calculation. A SEM control was then realized for the 6 removed analyses (gray ellipse on [Figure 2.11](#)) providing evidence of interference as inclusions or mineral interfaces.

2.1.5 Petrographic results

The MP and PN Pb-Ag deposits show significant similarities in terms of microstructure, ore mineralization and mineral assemblages. In consequence, a unique petrogenetic sequence is proposed for the two deposits.

2.1.5.1 Sample microstructures

The MP and PN Pb-Ag deposits correspond to mineralized quartzite to phyllitic quartzite (1 to 15% white-mica ; [Figure 2.3](#)) with intergranular disseminated mineralization along the foliation, millimetric to pluri-centimetric veins and massive sulfides ([Figure 2.3](#)).

Samples with a disseminated texture have a mylonitic fabric consisting of quartz porphyroclasts surrounded mainly by galena and phengite ([Figure 2.3](#) and [Figure 2.4](#)). Sub-millimetric to millimetric anhedral quartz porphyroclasts (Qz1) are elongated along the stretching lineation ([Figure 2.3c](#) and [Figure 2.4a,c](#)). They exhibit undulose extinction and are replaced and surrounded by recrystallized equigranular and isometric grains with a micrometer size (Qz2). Relics of Qz1 porphyroclasts show pervasive intra-granular fractures at high angles to the foliation that can be healed with trails of fluid inclusions or sealed by Qz2 with some minor sulfide-sulfosalts (mainly galena ; [Figure 2.4a,c](#)). Newly

formed Qz2 and sulfide-sulfosalts assemblages (galena, pyrite, tetrahedrite-tennantite and chalcopyrite) can also occur in dilatation zones that crosscut the healed microcracks (Figure 2.4b), or in strain shadows of Qz1 (Figure 2.4a,b). In some places, Qz1 is completely replaced by Qz2 associated with sulfides, but the Qz1 porphyroclasts (or Qz1 porphyroclast aggregates) initial shape is preserved and molded by phengite and sulfides (Figure 2.3f and Figure 2.4c,d). Apart from quartz, phengite is the second main silicate associated with the mineralization. Phengite occurs as micrometric acicular grains oriented within the S1 foliation (Figure 2.3c and Figure 2.4), but it also sometimes appears as randomly oriented and folded aggregates up to 100 µm in size.

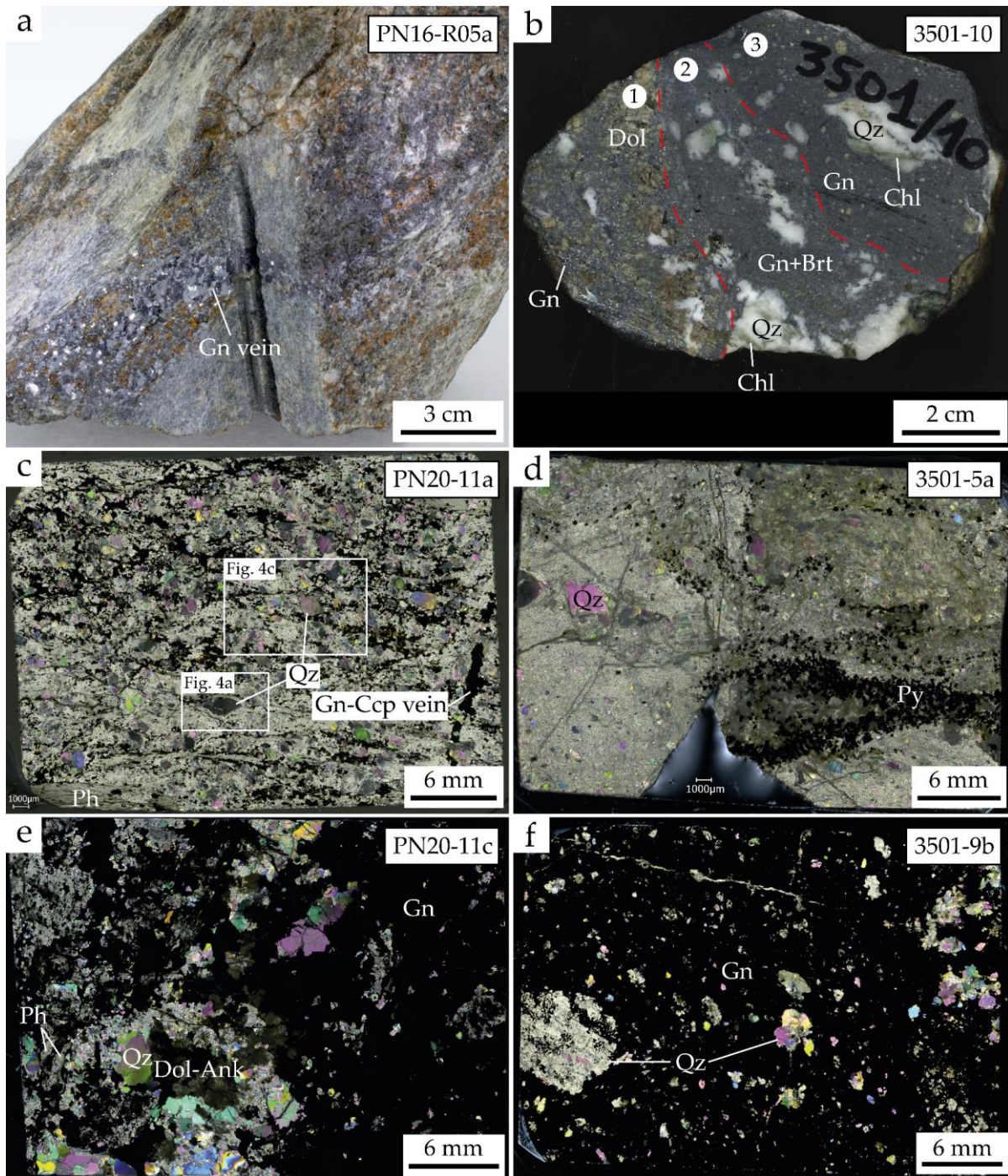


Figure 2.3 : Macroscopic views of rock samples (a,b) ; and thick sections under cross polars (c-f) of the various typologies of the Pb-Ag ore. (a) Massive galena in a vein crosscutting a phyllitic quartzite from a mining waste of the Peisey-Nancroix mine (PN16-R05a). (b) Massive sulfides (mainly galena, zone 3) with fractured dolomite filled mainly by galena and pyrite (zone 1) separated by tetrahedrite-tennantite, galena, pyrite and gangue (quartz and phengite) fine-grained (zone 2) in MP sample (3501-10). Note the deformed porphyroclasts of quartz with some chlorite in 3501-10. Images of thick sections from (c) Thick section of quartzite with disseminated ore aligned in the schistosity (PN20-11a) ; (d) Quartzite with pyrite-carbonates veins (3501-5a) ; (e) Quartzite with massive ore (PN20-11b) ; (f) Massive sulfides with quartz porphyroclasts (3501-9b). Brt : barite ; Ccp : chalcopyrite ; Chl : chlorite ; Dol : dolomite ; Dol-Ank : dolomite-ankerite ; Gn : galena ; Py : pyrite ; Qz : quartz (after [Whitney and Evans, 2010](#)).

2.1.5.2 Paragenetic sequence

The ore is mainly made of galena with variable amounts of pyrite, tetrahedrite-tennantite and chalcopyrite, and rare arsenopyrite, cobaltite-gersdorffite, sphalerite and bournonite ([Figure 2.3](#) ; [Figure 2.4](#) and [Figure 2.5](#)). In samples with a massive texture, galena contains relics of Qz1 porphyroclasts recrystallized into Qz2, pyrite, and rare gypsum ([Figure 2.3b,f](#)) associated with fractured dolomite ([Figure 2.3b](#)). In disseminated texture, sulfides-sulfosalts occur mostly within the foliation between quartz and phengite ([Figure 2.4d](#)) or in millimetric to centimetric sulfide veins parallel or perpendicular to the foliation often intergrown with tetrahedrite-tennantite, pyrite or chalcopyrite ([Figure 2.3a,c,e](#) and [Figure 2.4e,f](#)). In these samples, galena may occur as fine-grained intergrowth (displaying 120° triple-junction grain boundaries; [Figure 2.5f](#)) with tetrahedrite-tennantite, chalcopyrite, pyrite, barite, dolomite-ankerite (Dol-Ank) that displays variable Mg, Fe and Mn contents ([Figure 2.3e](#) and [Figure 2.8a](#)), quartz, monazite and phengite ([Figure 2.3b](#) ; [Figure 2.4e,f](#) and [Figure 2.5](#)). Apart from galena, pyrite can be abundant within some veins. Galena, monazite, barite, and dolomite can be found in inclusions within pyrite ([Figure 2.5e,f](#)). Generally, PN samples contain more abundant tetrahedrite-tennantite compared to MP, where this mineral is rare. In contrast, the MP deposit contains abundant barite, which is rarely represented in PN. One sample from PN shows peculiar features such as (i) a poikilitic texture with abundant inclusions of quartz and phengite found in sulfides and sulfosalts, and (ii) the presence of microspheres of florencite (a REE-aluminophosphate) in sulfides-sulfosalts, Qz2 micrograins and phengite ([Figure 2.5c](#)). The entire description above is resumed in the paragenesis presented in [Figure 2.6](#).

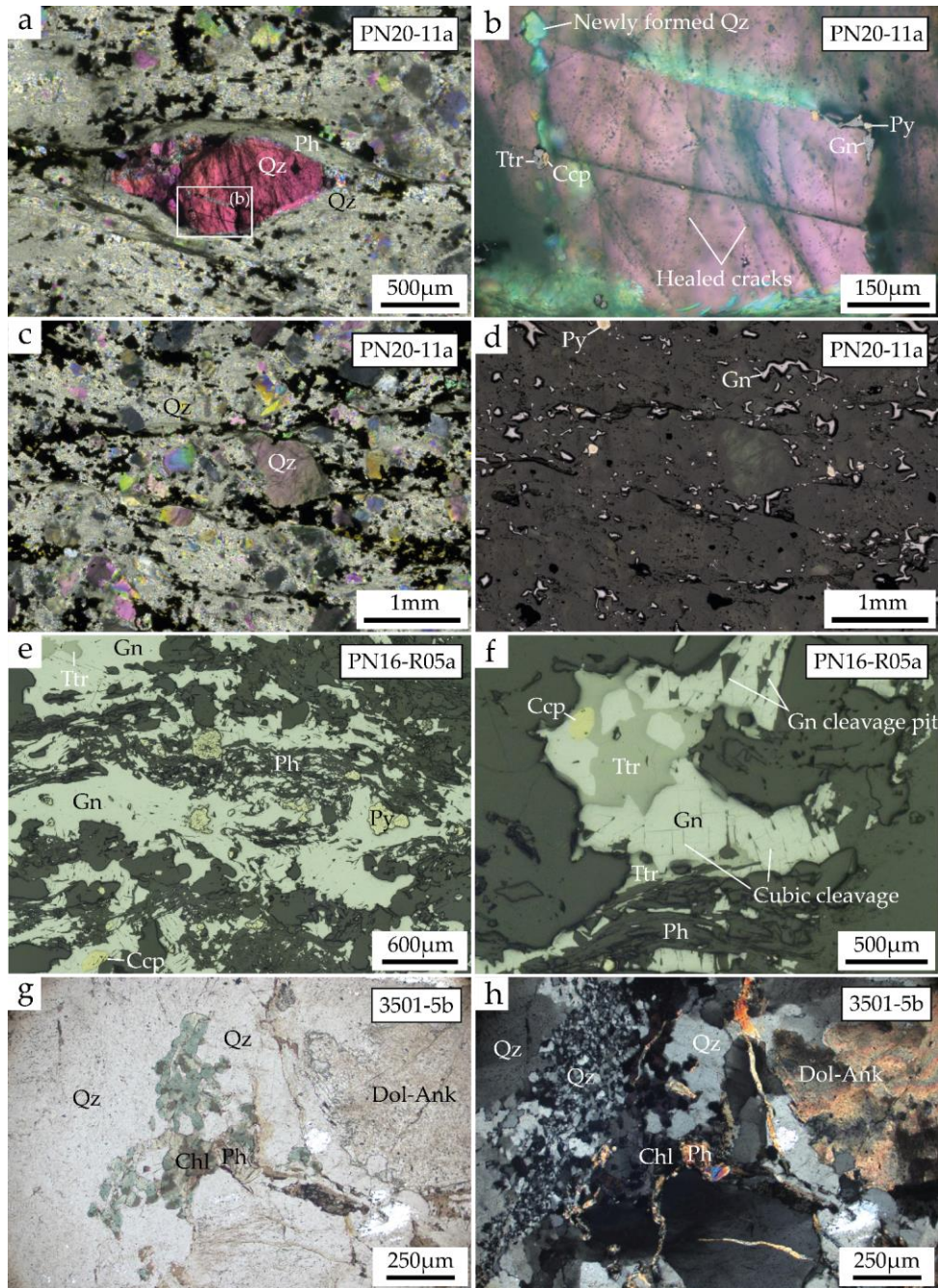


Figure 2.4 : Examples of microstructures observed using optical microscopy. (a) Deformed Qz1 porphyroclast along the main foliation, surrounded and molded by micrometric phengite oriented in the foliation, and equigranular micro-grains of Qz2 (thick section, PN20-11a, polarized light) ; (b) Microfractures healed and sealed by recrystallized Qz2 and sulfide-sulfosalts in a Qz1 porphyroclast (zoom of image a, polarized and reflected lights). Note that healed microcracks are cut off by newly formed Qz2 and sulfide-sulfosalts. (c,d) Qz1 porphyroclasts variably recrystallized in isometric and equigranular Qz2 micrograins and sulfides (galena and pyrite) in polarized light (c) and reflected light (d ; PN20-11a; thick section). Note that when absent, the initial shape of Qz1 porphyroclast is evidenced by galena and phengite delineation. (e) Galena and phengite aligned into the main foliation with inclusions of sub-euhedral pyrite, tetrahedrite-tennantite and chalcopyrite inside galena (PN16-R05a thin section, reflected light) ; (f) anhedral galena with typical cubic and triangular pit cleavages, intergrown with chalcopyrite (PN16-R05a thin section, reflected light). (g,h) Euhedral chlorite and phengite surrounded by deformed and recrystallized quartz non-polarized light (g) and polarized light (h; 3501-5b thin section). Ccp : chalcopyrite ; Chl : chlorite ; Dol-Ank : dolomite-ankerite ; Gn : galena ; Ph : phengite ; Py : pyrite ; Qz : quartz ; Ttr : tetrahedrite-tennantite solid solution.

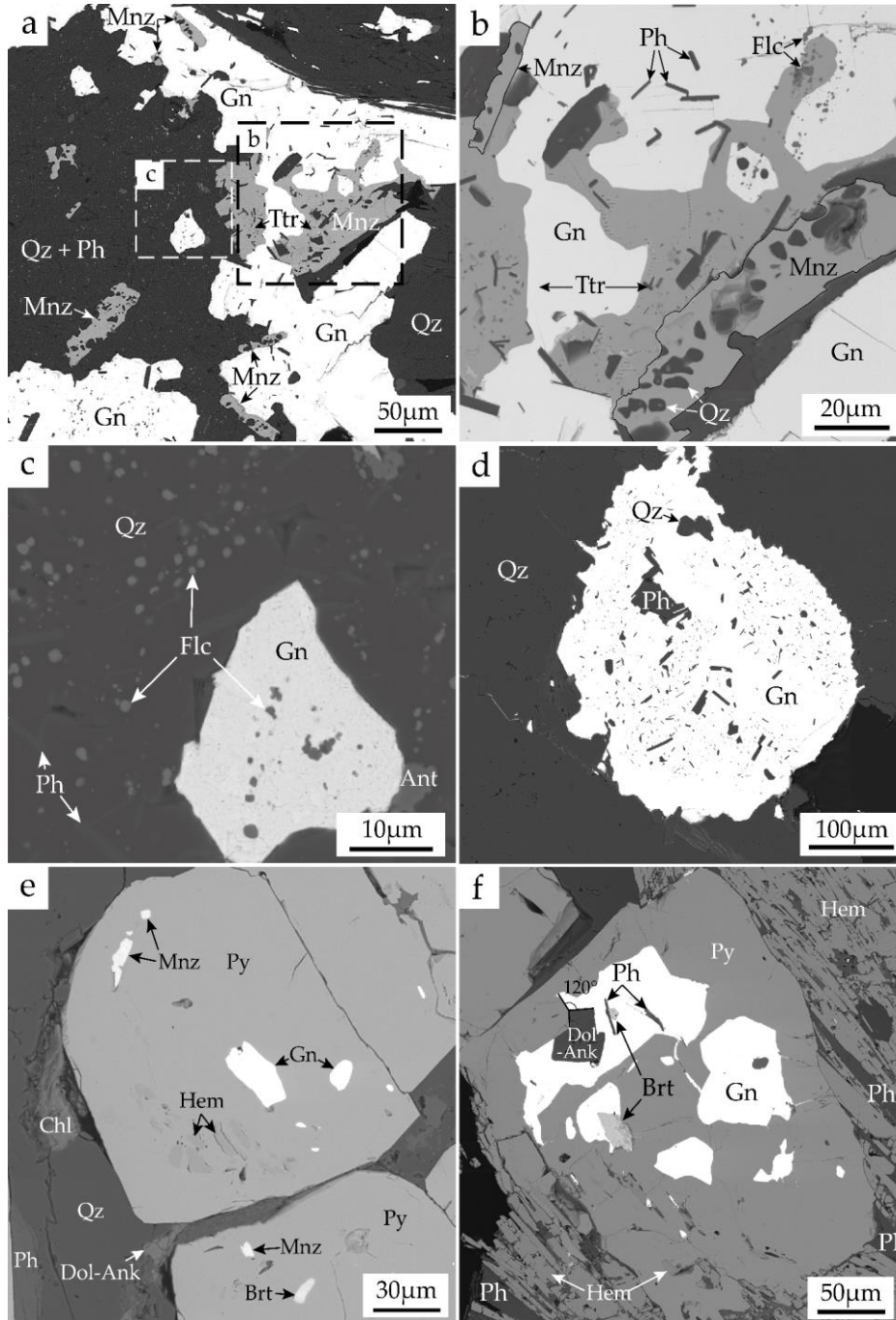


Figure 2.5 : Backscattered electron (BSE) images of sulfides-sulfosalts from PN (PN16-05a; a-d) and MB (3501-5b; e-f) ores. **(a)** Galena and tetrahedrite hosted in quartz and phengite matrix (PN16-R05a), dashed squares show location of (b) and (c) images. Note (i) inclusions of monazite within galena and the intergrowth between galena, tetrahedrite and monazite; (ii) the poikilitic texture of monazite and sulfides-sulfosalts with similar inclusions of Qz2 micro-grains, acicular phengite and spherical florencite. **(b)** Intergrowth textures between galena, tetrahedrite and monazite and the occurrence of florencite inclusions within phengite, tetrahedrite and monazite; **(c)** Florencite inclusions within the Qz2 micro-grains and phengite matrix; **(d)** inclusion-free galena observed at the rims and filling fractures of a inclusion-rich galena; **(e)** inclusions of monazite, galena, hematite and barite within pyrite; **(f)** inclusions of galena, barite, dolomite, hematite and phengite within pyrite (also note the $\approx 120^\circ$ triple-junction grain boundaries between galena, dolomite and pyrite). Ant : anatase; Brt : Barite; Chl : chlorite; Dol : dolomite-ankerite; Flc : florencite; Hem : hematite; Mnz : monazite; Gn : galena; Ph : phengite; Py : pyrite; Qz : quartz (after Whitney and Evans, 2010).

Mineral		Ore mineralization event		
Gangue	Quartz	Qz2		
	Dolomite-Ankerite	(Mg)	↗ (Fe, Mn)	
	Gypsum			
	Phengite			
	Chlorite	(Si)	→ (Al)	
	Barite			
Ore	Galena	Ag-Sb rich	Ag-Sb poor	
	Pyrite			
	Tetrahedrite-Tennantite	(As)	→ (Sb+Ag)	
	Chalcopyrite			
	Bournonite			
	Hematite			
	Sphalerite	?		
	Arsenopyrite			
	Cobaltite-Gersdorffite			
	Accessory	Monazite	(Nd)	→ (Ce)
Florencite				
Apatite				
Xenotime				
Anatase				

Figure 2.6 : A common paragenesis for the Macôt-la Plagne and the Peisey-Nancroix Pb-Ag deposits. The thickness of the line represents the proportion of each phase.

2.1.6 Sulfides and sulfosalts trace element composition

Trace elements were investigated first using EPMA and then LA-ICP-MS. Sulfides-sulfosalts trace element compositions are summarized in [Table 2.1](#). For galena, the trace elements are generally below the EPMA detection limits except for Ag and Sb. With LA-ICP-MS, variations in Ag, Sb, Bi, Tl, Cd, As, Sn, Mn, Fe, Hg and Cr contents are detected while Te, Au, Mo, Ge, Ga contents remain below the detection limits. The MP galena (3501-5a, 3501-9b and 3501-10a) shows a significant dispersion of Ag (480-1570 ppm) and Sb (580-2080 ppm) concentrations ([Figure 2.7](#)), which attests for a coupled substitution of these elements. The highest Ag and Sb contents are only observed within the massive galena texture of 3501-9b. In 3501-10a ([Figure 2.3b](#)), grains of galena within the dolomite fractures (zone 1) exhibit slightly lower, to similar Ag and Sb contents than the massive galena (3501-9b suggested similar as the 3501-10a zone 3). Opposite, the fine-grained galena (zone 2) observed between massive galena (zone 3) and galena within dolomite fractures (zone 1) has a much lower Ag-Sb contents. Galena from PN samples (PN16-R05a, PN20-11 and PN20-12) displays low Ag (<540 ppm) and Sb (<700 ppm) contents, similar to the lower Ag-Sb contents from the disseminated MP samples (3501-5b and 3501-10a zone 2 ; [Figure 2.7](#)). Bi content in PN galena (up to 60 ppm) is significantly higher than in MP galena (<1 ppm), especially in vein-type galena. Both MP and PN galena analyses are aligned along the main coupled substitution : $Ag^+ + (Sb+Bi)^{3+} \rightarrow 2Pb^{2+}$. The microprobe analyses display the same

correlation between Ag-Sb rich galena (3501-9b) and Ag-Sb poor galena from vein-type mineralization (3501-5a and PN16-R05a ; [Figure 2.7](#)). They also show a richer Ag-Sb galena in larger veins (PN16-R05a; [Figure 2.3a](#)) compared to millimetric veins (PN20-11 ; [Figure 2.3c](#)). Variations of Mn, Fe, and Hg (up to 3100 ppm for Fe in one analysis) are not correlated with other trace elements. The Cd and Cu show content variation mainly ranging from 1 to 100 ppm, with rare concentrations up to 400 ppm.

The tetrahedrite group is a copper sulfosalt solid solution between tetrahedrite (Sb), tennantite (As) and freibergite (Ag) end-members ([Biagioni et al., 2020](#) ; [Moëlo et al., 2008](#)). The tetrahedrite group mineral is found as anhedral grains often in intergrowth with galena, chalcopyrite, phengite and monazite ([Figure 2.4](#) and [Figure 2.5](#)). In both deposits, the tetrahedrite group displays mainly between the tetrahedrite (Sb) and tennantite (As) end-member ([Table 2.1](#)), with mainly a tennantite core and tetrahedrite rim observed in PN. In PN16-R05a, both galena and tetrahedrite dominant, show a poikilitic texture with mainly inclusions of micro-quartz (Qz2), phengite and florencite, opposite to the inclusion-free texture ([Figure 2.5b](#)). These tetrahedrite grains display significant intragranular variations for Sb (21-25 wt%), As (3.2-5.6 wt%) and Ag (5.3-6.7 wt%). These variations reflect a complex zoning with a good correlation between Sb and Ag and anti-correlation between As and Sb-Ag. Chemical zoning in tetrahedrite is not readily correlated with poikilitic or inclusion-free textures. However, tetrahedrite shows intergrowth texture with Pb-Ag-depleted galena, which is in agreement with the tetrahedrite preferred host for Ag-Sb in case of co-crystallizing tetrahedrite-galena assemblage ([George et al., 2017](#)).

Pyrite is ubiquitous in both Pb-Ag deposits and mainly found as (i) inclusions within galena, or (ii) is the dominant ore mineral in sample 3501-5, where it forms a vein-type structure. Pyrite is usually found as sub-euhedral to euhedral cubic crystals that may contain inclusions of galena, barite, phengite, hematite, florencite and monazite, with sometimes inclusions highlighting a cubic growth zoning pattern ([Figure 2.5e,f](#)).

Chalcopyrite was only but systematically identified in the PN samples, associated with galena in millimetric veins perpendicular to the foliation, and in inclusions or intergrowth with the galena and tetrahedrite-tennantite aligned within the foliation ([Figure 2.3c](#) and [Figure 2.4e,f](#)). The other ore sulfides-sulfosalts such as bournonite, cobaltite-gersdorffite and sphalerite are exceptionally observed in our samples.

2 Les gisements Pb-Ag orogéniques des Alpes internes (Briançonnais) : Macôt-la Plagne (MP)
et Peisey-Nancroix (PN)

Table 2.1 : Sulfides-sulfosalts major element concentrations determined by EPMA in wt%, and trace elements by LA-ICP-MS in ppm.

Mineral	Sample	Pb (wt%)	Cu	Mn	Fe	Zn	As	Ag	Cd	Sn	Sb	Bi	
Galena	3501-5a*												
	Min.	85.31	-	-	-	-	-	260	-	-	369	-	
	Max.	86.93	-	-	179	-	-	1003	-	152	912	-	
	Mean (17)	86.2	-	-	20	-	-	588	-	8.9	548	-	
	1σ	0.52	-	-	56	-	-	175	-	37	160	-	
	3501-9b												
	Min.	86.52	1.3	0.3	0.2	1.1	16	1340	5.6	0.2	1670	0.1	
	Max.	87.17	19	0.4	11	1.6	37	1665	7.1	0.4	2081	0.9	
	Mean (13)	86.8	9.8	0.3	3.6	1.3	30	1507	6.3	0.2	1866	0.4	
	1σ	0.33	4.3	0.1	4.3	0.3	5.8	92	0.5	0.1	125	0.2	
	3501-10a												
	Min.		0.6	4.2	1.1	0.4	3.0	481	0.6	0.2	585	0.1	
	Max.	86.0	18	415	3113	5.3	16	1447	13	0.3	1729	0.5	
	Mean (11)		8.9	144	493	1.9	13	957	5.6	0.2	1165	0.3	
	1σ		6.8	234	1157	1.5	4.0	374	4.7	0.0	446	0.1	
	PN16- R05a*												
	Min.	85.49	-	-	-	-	-	369	-	-	277	-	
	Max.	86.53	-	-	203	-	-	537	414	-	694	-	
	Mean (5)	86.0	-	-	41	-	-	449	159	-	524	-	
	1σ	0.39	-	-	91	-	-	68	218	-	156	-	
	PN20-11												
	Min.			229	-	0.5	0.1	38	246	71	0.3	245	9.2
Max.	86.0		259	-	249	0.9	40	369	94	0.7	416	55	
Mean (6)			244	-	53	0.5	39	297	81	0.5	314	30	
1σ			22	-	110	0.5	1.0	48	8.5	0.2	62	22	
PN20-12													
Min.			-	-	1.5	0.7	17	174	15	0.9	111	12	
Max.	86.0		66	1.3	26	3.6	75	328	44	2.0	289	61	
Mean (14)			6.9	0.2	8.4	1.5	38	240	30	1.2	191	31	
1σ			21	0.3	9.7	0.9	22	47	8.9	0.3	47	19	
Mineral	Sample	Pb	Cu (wt%)	Mn	Fe (wt%)	Zn (wt%)	As (wt%)	Ag (wt%)	Cd	Sn	Sb (wt%)	Bi	
Tetrahe- drite	PN16- R05a*												
-													
Tennant ite	Min.	-	32.15	-	2.81	3.83	3.19	5.35	1658	1132	20.97	-	
	Max.	-	34.64	-	3.46	4.37	5.57	6.67	3098	1370	25.00	-	
	Mean (10)	-	33.8	-	3.1	4.1	4.5	6.1	2211	1232	22.8	-	
	1σ	-	0.9	-	0.2	0.2	1.0	0.4	477	100	1.5	-	
	PN20-12												
	Min.	0.3		0.8	2.2	6.2	20	1.2	2218	0.1	3.8	0.8	
	Max.	2.4	35.0	1.2	2.3	6.3	23	1.5	2385	2.5	5.2	2.5	
	Mean (5)	1.4		0.9	2.2	6.3	22	1.3	2303	0.6	4.7	1.3	
	1σ	0.8		0.2	0.1	0.1	1.5	0.1	79	1.1	0.6	0.7	

Table 2.1 : – Continued

Mineral	Sample	Pb	Cu (wt%)	Cr	Mn	Fe (wt%)	Zn	As	Ag	Cd	Sn	Sb	Bi
Chalcopyrite	PN20-11												
	Min.	0.4		0.2	0.0	29	46	48	0.3	6.1	6.0	1.3	2.9
	Max.	21	34.0	0.6	10	30	129	92	101	20	8.9	89	2.9
	Mean (8)	7.6		0.4	2.1	29	62	67	20	9.8	7.1	24	2.9
	1 σ	12		0.1	4.5	0.4	28	13	34	5.0	0.9	34	-

Bold values of Pb and Cu correspond to internal standards obtained using EPMA.

* samples with trace element concentrations determined by EPMA.

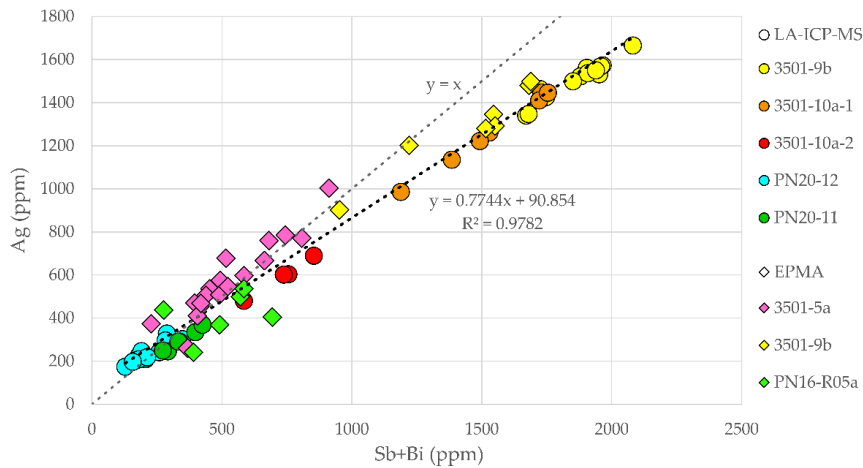


Figure 2.7 : Ag versus Sb+Bi plot for trace elements in galena from MP samples (3501-10a-1 and 3501-10a-2 correspond, respectively, to galena from zone 1 and 2 on [Figure 2.3b](#)) and PN samples. Circles and diamonds represent LA-ICP-MS and EPMA analyses, respectively. The correlation line was drawn using all the dataset; the correlation coefficient is given by R^2 .

2.1.7 Thermobarometric results

2.1.7.1 Chlorites

Rosette-shape chlorite aggregates show an oscillatory zoning pattern in BSE images ([Figure 2.8](#)) and X-ray maps, mainly caused by Fe and Mg content variations ($XMg = Mg/(Mg+Fe_{tot})$). On the basis of variations in Mg, Si, Al and Mn content, three different composition zones can be recognized from the core to the rim of the rosette ([Figure 2.8](#) and [Table 2.2](#)). Three representative composition domains ([Figure 2.8](#)) were selected from the chlorite zoned map (n=36616). The chlorite zones have a size of 138, 86 and 66 pixels from Chl1 to Chl3, respectively. From core (Chl1) to rim (Chl3), the Mg and Al increase, while Si, Fe and Mn decrease with an Mg-poor, Fe-rich intermediate rim (Chl2; [Figure 2.8](#)). The Si and Al anticorrelation do not follow exactly the same features as the XMg and Mn contents. The Si and Al contents have a moderate chemical transition occurring in the XMg -poor chlorite (Chl2). Textures and chemical zoning, from Chl1 to Chl3, display chlorite growth without dissolution patterns.

Except for FeO and MgO contents, other chemical variations are under the wt% (Table 2.2). The Mn content displays an oscillatory zoning characterized by an enrichment within Chl2 up to 0.065 apfu anticorrelated with the XMg content (Figure 2.8). Assuming that the Fe measured is purely divalent, chlorite compositions are very close to the calculation limits of the semi-empirical and thermodynamic models with an average vacancy value of 0.03 ± 0.03 apfu (Masci, 2019; and references therein). So, to avoid meaningless temperatures (e.g., negative or $> 1000^\circ\text{C}$ values using Inoue et al., 2009 and Bourdelle et al., 2013), it was necessary to evaluate the $X\text{Fe}^{3+} = \text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ value to approach the real chemical chlorite compositions and by extension to estimate the chlorite temperature formation. The $X\text{Fe}^{3+}$ estimated with the chlorite-quartz-water multi-equilibria approach of Vidal et al. (2005) is $32 \pm 5\%$ for Chl1, $30 \pm 4\%$ for Chl2 and $27 \pm 5\%$ for the Chl3. Then, the ranges of temperature calculated for each zone are $285 \pm 30^\circ\text{C}$, $280 \pm 30^\circ\text{C}$ and $315 \pm 35^\circ\text{C}$, for Chl1, Chl2 and Chl3 respectively (Figure 2.8f).

The empirical thermometer of Cathelineau (1988) based on the Al^{IV} content shows a lower temperature range for Chl1 and Chl2 ($320 \pm 10^\circ\text{C}$) than for Chl3 ($330 \pm 10^\circ\text{C}$). Thus, the Al^{IV} content is similar for Chl1 and Chl2 (1.19 ± 0.03 apfu) and slightly higher for Chl3 (1.23 ± 0.03 apfu). Chl1 and Chl2 display a similar Al^{IV} content (1.19 ± 0.03 apfu), while Chl3 shows slightly higher Al^{IV} content (1.23 ± 0.03 apfu). The range ($280\text{-}330^\circ\text{C}$) and the tendency of increasing temperature between Chl1-Chl2 and Chl3 are similarly displayed by both empirical and thermodynamic chlorite thermometers.

Table 2.2 : Representative EPMA chlorite and phengite compositions for the MP and PN ores. Standard deviations (σ) are expressed within parentheses. Oxides are expressed in wt% and elementary atoms per formula unit (apfu). Sum VI corresponds to the octahedral sum.

Samples	3501-5b (MP)						PN16-R05a
Mineral	Chl1	Chl2	Chl3	Ph1	Ph2	Ph	
SiO ₂	26.70 (0.60)	26.31 (0.54)	26.52 (0.66)	49.09 (1.11)	49.73 (0.72)	48.59 (1.13)	
Al ₂ O ₃	19.66 (0.31)	19.52 (0.33)	20.54 (0.31)	26.57 (0.52)	25.80 (0.47)	31.20 (0.72)	
FeO	27.89 (0.49)	28.61 (0.56)	25.84 (0.61)	4.70 (0.40)	4.46 (0.30)	1.15 (0.10)	
MgO	14.09 (0.29)	13.00 (0.21)	15.23 (0.55)	2.39 (0.11)	2.42 (0.08)	2.00 (0.13)	
MnO	0.35 (0.10)	0.56 (0.08)	0.35 (0.08)	0.04 (0.06)	0.04 (0.01)	-	
K ₂ O	-	-	-	10.19 (0.22)	10.04 (0.21)	10.83 (0.20)	
Na ₂ O	0.03 (0.01)	0.03 (0.01)	0.03 (0.01)	0.35 (0.22)	0.43 (0.18)	0.14 (0.06)	
CaO	0.03 (0.02)	0.02 (0.02)	0.04 (0.03)	0.04 (0.06)	0.08 (0.08)	-	
TiO ₂	0.01 (0.03)	0.01 (0.03)	0.04 (0.06)	0.02 (0.01)	0.02 (0.00)	0.14 (0.06)	
Total	88.76 (0.84)	88.04 (0.82)	88.58 (1.08)	93.38 (1.19)	93.03 (0.74)	94.11 (1.21)	
a.p.f.u.	(14 anhydrous oxygen basis)			(11 anhydrous oxygen basis)			
Si	2.81 (0.04)	2.81 (0.04)	2.77 (0.04)	3.38 (0.04)	3.43 (0.03)	3.26 (0.04)	
Al	2.44 (0.05)	2.46 (0.03)	2.53 (0.05)	2.16 (0.05)	2.10 (0.04)	2.47 (0.05)	
Fe	2.46 (0.04)	2.56 (0.05)	2.26 (0.06)	0.27 (0.02)	0.26 (0.02)	0.06 (0.01)	
Mg	2.21 (0.04)	2.07 (0.03)	2.37 (0.07)	0.25 (0.01)	0.25 (0.01)	0.20 (0.02)	
Mn	0.03 (0.01)	0.05 (0.01)	0.03 (0.01)	-	-	-	
K	-	-	-	0.90 (0.02)	0.88 (0.02)	0.93 (0.02)	
Na	-	-	-	0.05 (0.03)	0.06 (0.02)	0.02 (0.01)	
Ca	-	-	-	-	0.01 (0.01)	-	
Ti	-	-	-	-	-	0.01 (0.00)	
ΣVI	5.97 (0.03)	5.96 (0.03)	5.97 (0.03)	XCel 0.40 (0.04)	0.43 (0.02)	0.25 (0.02)	
XMg	0.47 (0.01)	0.45 (0.01)	0.51 (0.01)	XMs 0.50 (0.04)	0.47 (0.03)	0.68 (0.03)	
XFe ³⁺	32 (5)	30 (4)	27 (5)	XPr1 0.05 (0.03)	0.05 (0.02)	0.05 (0.03)	
Temperature*	285 (30)	280 (30)	315 (35)	XPg 0.04 (0.02)	0.05 (0.02)	0.02 (0.01)	

* Vidal et al. [40,41] P_{init} = 5 kbar

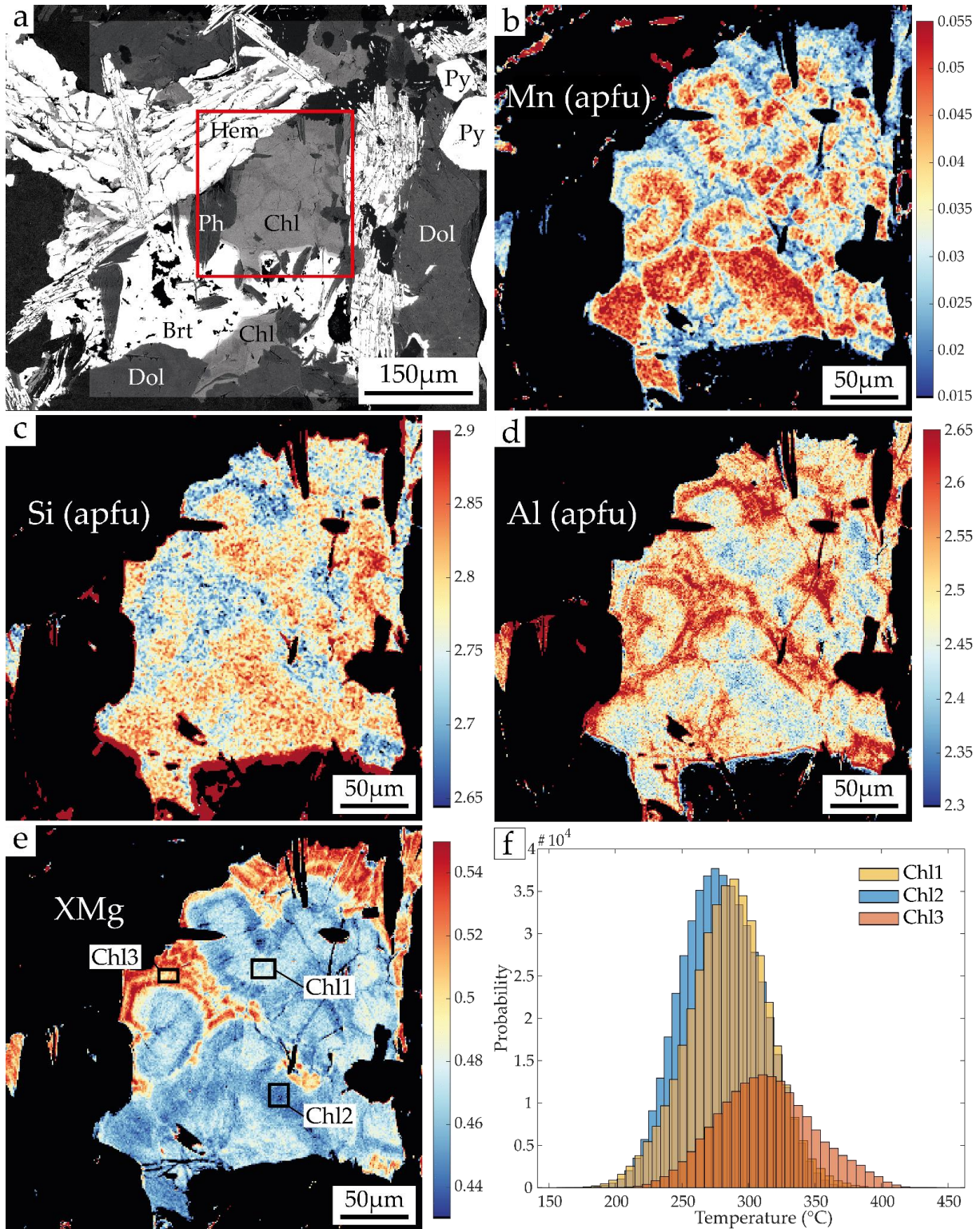


Figure 2.8 : (a) Backscatter (BSE) electron image of euhedral rosettes shape chlorite aggregates with chemical zoning. The zone of the X-Ray map is displayed by the red frame. Quantified X-ray chlorite maps (in apfu) of : (b) Mn; (c) Si; (d) Al; (e) XMg content ($\text{XMg} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{tot}})$) with black boxes showing the pixel zone analyzed of each representative chlorite-zone discussed in the text. (f) Histogram of chlorite temperature formation calculated on each pixel from the map

2.1.7.2 Phengites

In the chlorite-bearing sample (3501-5b), euhedral acicular phengite is often found parallel and in contact with the individual platelet Chl3 crystals (Figure 2.8a) and is thus assumed to be cogenetic with Chl3 at least for its outer compositions. Variations in Si and Al contents allow two groups of phengite to be distinguished (Table 2.2 and Figure 2.9a,b). The first group (Ph1 : n=212) has higher Si and lower Al contents (3.31-3.45 and 2.06-2.24 apfu respectively) than the second group (Ph2 : n=120, Si of 3.37-3.52 apfu, Al of 2.00-2.18 apfu). The temperature of Ph1 growth estimated with the thermometer of Dubacq et al. (2010) is slightly higher (275-360°C at a fixed reference pressure of 5 kbar) than that for Ph2 (250-330°C, Figure 2.9). However, the quantitative point analyses (used as internal standards for the Ph map) show intermediate temperature included within both Ph zones (Individual Ph from MP : n=18, 275-310°C at 5kbar, Figure 2.9). The Ph1 and Ph2 P-T dispersion may be explained by the Ph textures (acicular or larger crystals) and are not sustained by the individual Ph analyses from the same area. Thus, for more accuracy and representativeness, the individual Ph data were used to constrain the P-T deposit formation. Following the approach proposed by Lanari et al. (2012), approximative pressure conditions for the growth of phengite and chlorite aggregates are obtained by combining results of phengite-quartz-water (for Individual Ph from MP) and chlorite-quartz-water (for Chl3) models respectively. They yield at 315 ± 35 °C and 6.25 ± 0.75 kbar (Figure 2.9).

The PN phengite shows no significant variations between microstructural sites, and overall mineralogical variations are moderate (n=15, Table 2.2), with Si content ranging from 3.19 to 3.39 apfu. The PN phengite displays Al content ranging between 2.32-2.55 apfu and Fe content between 0.05-0.07 apfu. Despite PN analyses of phengite are in the same SiO₂ content range than those from MP, it appears that PN phengite are closer to the muscovite+paragonite end-members (0.70 ± 0.04) in comparison to those from MP (0.54 ± 0.02). From both deposits, the maximum pyrophyllitic ratio calculated in a single analysis is 0.10 (XPr1 in Table 2.2). Hence, the Si content is controlled by the Tschermark substitution between celadonite and muscovite (respectively XCel and XMs in Table 2.2) at the same bulk rock composition (Dubacq et al., 2010 and references therein). However, at fixed pressure (5 kbar), the PN phengite growth temperature using Dubacq et al. (2010) ranges between 280 and 330 °C, which is in agreement with both MP phengite and chlorite temperature formation (Figure 2.8 and Figure 2.9).

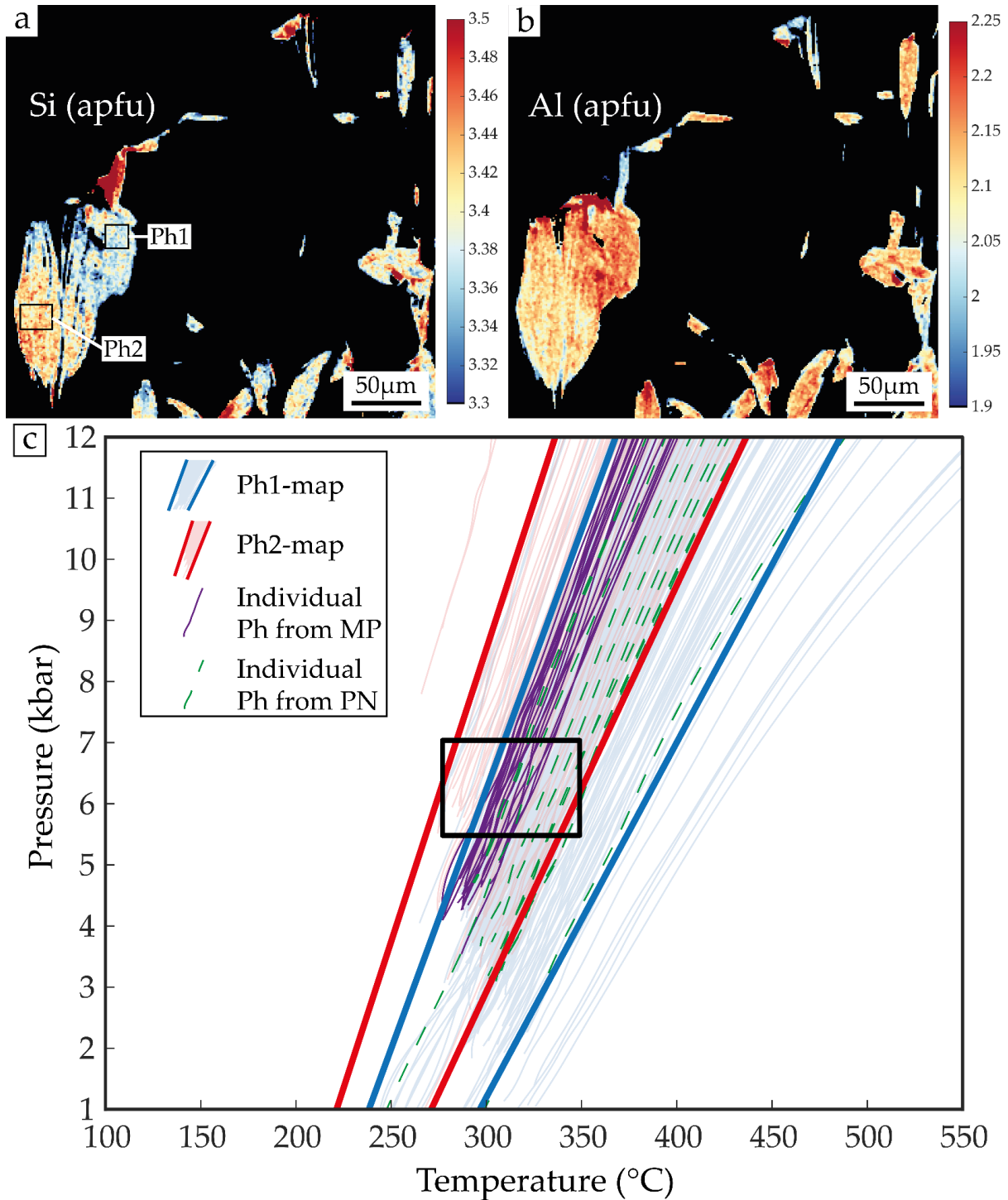


Figure 2.9 : (a-b) Quantified X-ray phengite maps (in apfu) of the Si content (a) and the Al content (b). The black boxes show the pixel zones analyzed. (c) Phengite P-T estimates (lines) using the method of [Dubacq et al. \(2010\)](#). The box is constructed using the result of Chl3 thermometry ([Figure 2.8f](#)) and the punctual data. For a given temperature, pressure has been estimated using the phengite P-T equilibrium lines of the punctual data from the map area. Boundaries of the Ph1 and Ph2 were determined using more than 95% of P-T lines for each zone.

2.1.8 *Monazite characterization and U-Pb in-situ dating*

Despite micrometric size ($<10\ \mu\text{m}$) and similarity in contrast and brightness between monazite and barite in SEM-BSE mode (Figure 2.5e), few crystals of monazite were found in all rock samples, with the exception of the massive sulfides. However, in only one sample from PN deposit (PN16-R05a) was monazite large enough and abundant for detailed petrological characterization and further chemical and isotopic dating. For the MP deposit, monazite grains from three different samples were dated.

2.1.8.1 Monazite characterization and composition

In PN16-R05a, monazite crystals show an elongated subhedral shape with length and width up to $100\ \mu\text{m}$ and $20\ \mu\text{m}$. Monazite has a poikilitic texture with inclusions of quartz, phengite and florencite. It occurs in recrystallized Qz2 domain or in inclusions in sulfide-sulfosalt. Elongated grains can share sharp straight boundary contact with sulfide-sulfosalt or phengite. In PN16-R05a, the monazite grains are zoned (Figure 2.10 ; Supplementary Table S3). The core corresponds to Nd-monazite (Nd>Ce wt% content) enriched in middle-REE, especially in Eu (up to 5 wt%), U, Th, Ca, Si and Y. The rim corresponds to a Ce-monazite rim (Ce>Nd content, Th<3 wt% and Ca<0.8 wt%) enriched in La (light-REE).

2.1.8.2 Monazite U-Th-Pb chemical dating

In PN16-R05a, U can reach up to 1.24 wt% in the core of Monazite-(Nd). Uranium generally tends to decrease towards the rim. Similarly, Th is high but decreases to extremely low values towards the rim. In Th- and U-rich core, it was possible to calculate a chemical U-Th-Pb age as young as 33 Ma (Figure 2.10), excluding the presence of an inherited core. The rim provides older ages that are meaningless and attributed to low contribution of radiogenic Pb in U- and Th-poor rim (EPMA ages of the Figure 2.10).

In the MP samples, monazite shows minor variations with a typical composition of monazite-(Ce) and lower U and Th compared to those obtained in the core of the PN monazite-(Nd). The systematically low Pb content, below or close to the detection limit, could not allow calculating an age, but also suggests a young crystallization with no evidence of an older event.

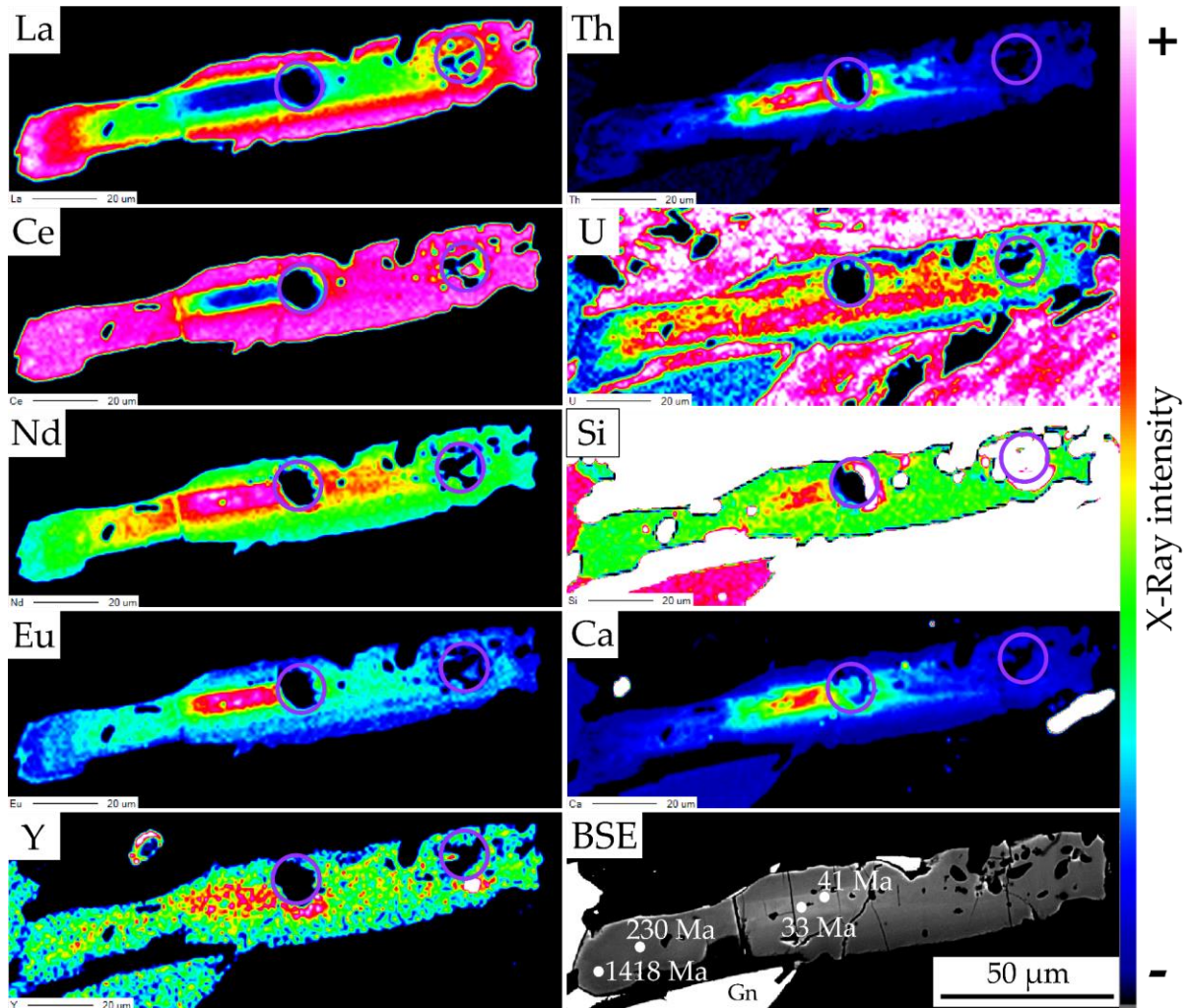


Figure 2.10 : Elementary maps (La, Th, Ce, U, Nd, Si, Eu, Ca, Y) of a Peisey-Nancroix monazite surrounded by galena (white) and quartz (black ; PN16-R05a), performed using electron microprobe and BSE image showing electron microprobe ages (white dots). The violet circles show LA-ICP-MS spots of U-Th-Pb dating.

2.1.8.3 Monazite in situ isotopic U-Pb dating

In total 44 LA-ICP-MS analyses were performed on 26 monazite individual grains on PN16-R05a (PN ore) and 17 analyses were performed on 14 monazite grains from three MP samples (3501-4b, n=3 ; 3501-5b, n=11 ; 3501-10a, n=3) resumed in [Table 2.3](#).

In the Tera-Wasserburg diagram, data align well on a single line for both deposits. The lower intercept of the Concordia line provides an estimated age (without correction) of 35.1 ± 0.6 Ma (MSWD=2.1 ; n=38) for PN ([Figure 2.11a](#)) and 34.2 ± 3.5 Ma (MSWD=1.3 ; n=17) for MP ([Figure 2.11c](#)). By fixing the value of initial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio at 0.835, using the bulk-Pb evolution model of Stacey and Kramers (Stacey and Kramers, 1975) and Cumming and Richards (Cumming and Richards, 1975), it is possible to correct the calculated age from the common Pb contamination. Thus, the corrected age is 34.9 ± 0.5 Ma (MSWD=2.1, n=38/44) for PN monazite grains ([Figure 2.11b](#)) and 33.1 ± 2.9 Ma

(MSWD=1.3, n=17) for MP (Figure 2.11d). These ages are highly similar to the non-corrected ages. Moreover, even if monazite grains from three different rock samples are considered for the MP deposit, there is one rock sample more represented and well dispersed along the Discordia line, which gives an age of 32.15 ± 3.25 Ma (n=11) within the uncertainty of the age obtained by considering the entire MP dataset (Figure 2.11d).

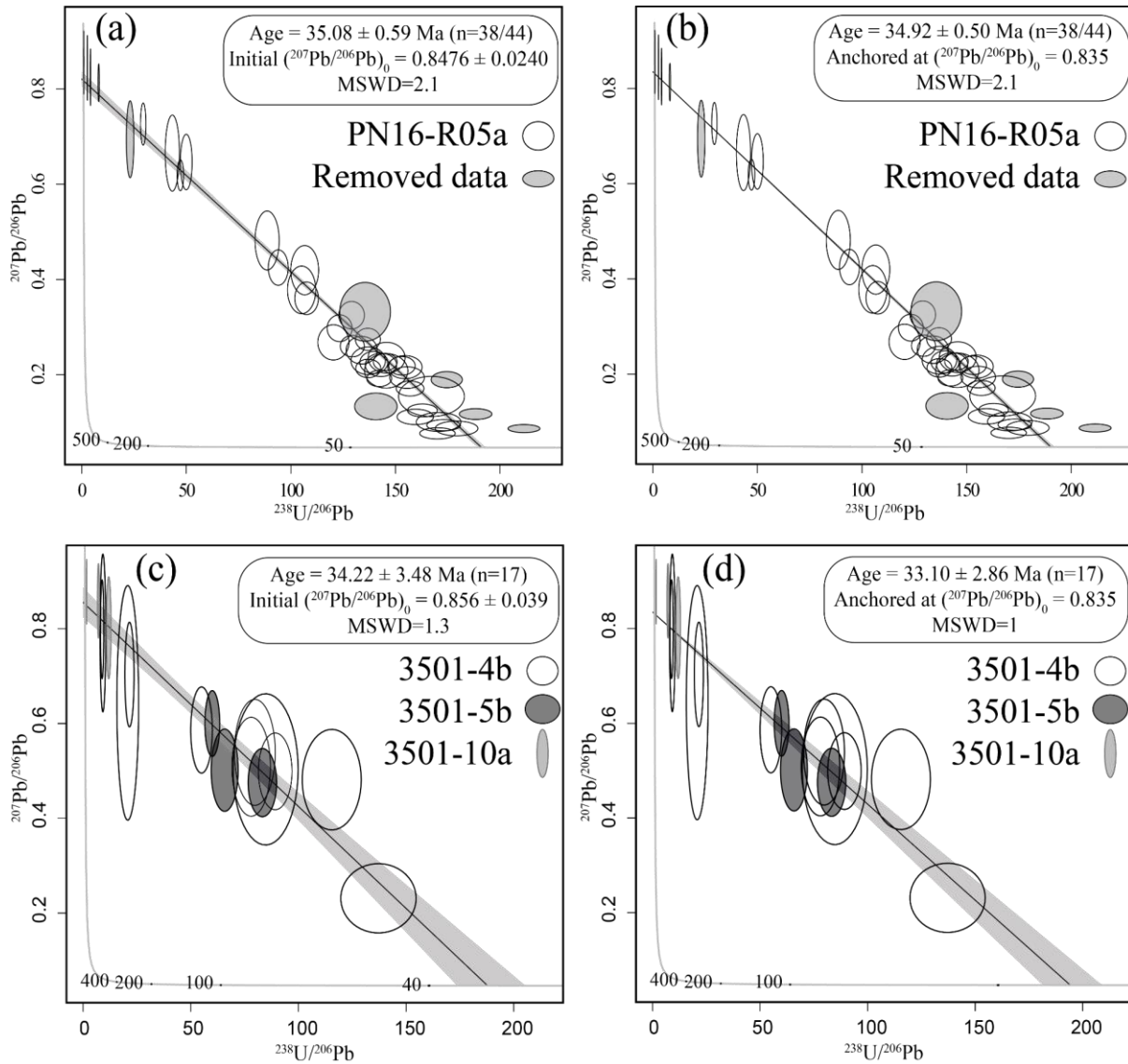


Figure 2.11 : Tera-Wasserburg diagrams of the monazite LA-ICP-MS analysis (Table 2.3) for the Peisey-Nancroix (a-b) and the Macôt-la Plagne (c-d) deposits. (a) and (c) provides Discordia lines and ages calculated without any correction, whereas for (b) and (d) the initial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio is fixed at 0.835, using the bulk-Pb evolution model of Stacey and Kramers (1975) and Cumming and Richards (1975), in order to correct the calculated age from the common Pb contamination. 44 analyses from 26 monazite grains (white ellipses in a and b) were used for calculating the age of PN16-R05a (gray ellipses (n=6) were removed from the age calculation). 17 analyses from 14 monazite grains were used for calculating the age (without removed data) from the Macôt-la Plagne samples.

Table 2.3 : Summary of the LA-ICP-MS raw data for Peisey-Nancroix (PN16 stands for PN16-R05a) and Macôt-la Plagne monazite (4b, 5b and 10a stand for : 3501-4b, 3501-5b and 3501-10a, respectively). Note that monazite grains are referenced by the first digit in the analysis n° after the sample names, and the spot numbers in each monazite grain are displayed by the third and last digit.

Analysis n°	Measured ratio				Analysis n°	Measured ratio			
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm (1\sigma)$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm (1\sigma)$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm (1\sigma)$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm (1\sigma)$
PN16-1	0.813	0.016	8.168	0.123	PN16-6-2*	0.133	0.012	140.6	4.154
PN16-1-2	0.726	0.018	29.43	0.520	PN16-15-1*	0.101	0.008	170.6	4.368
PN16-2	0.360	0.014	107.5	2.312	PN16-15-2*	0.208	0.015	145.6	4.238
PN16-3-1	0.695	0.033	23.16	0.735	PN16-17-1*	0.268	0.015	120.3	3.041
PN16-4	0.665	0.033	43.35	1.390	PN16-17-2*	0.236	0.013	145.8	3.612
PN16-6-1	0.125	0.006	162.9	2.918	PN16-18-1*	0.825	0.024	4.212	0.053
PN16-22-1	0.077	0.005	170.1	3.471	PN16-23-1*	0.420	0.021	106.6	2.728
PN16-22-2	0.111	0.007	159.5	3.561	PN16-23-2*	0.856	0.027	1.035	0.014
PN16-11-1	0.619	0.013	47.19	0.646	PN16-24-1*	0.845	0.028	2.736	0.037
PN16-11-2	0.425	0.015	93.98	1.943	PN16-7-1*	0.378	0.020	105.2	2.764
PN16-10-1	0.171	0.006	157.0	2.711	PN16-25-1*	0.482	0.025	88.65	2.358
PN16-10-2	0.229	0.012	137.0	3.378	PN16-16-1*	0.154	0.017	167.2	6.432
PN16-12-1	0.117	0.005	188.3	3.192	PN16-21-2*	0.332	0.025	135.5	4.957
PN16-12-2	0.227	0.007	145.1	2.317	5b-13-1	0.799	0.043	8.834	0.310
PN16-12-3	0.213	0.008	137.0	2.439	5b-16-1	0.703	0.045	21.53	0.867
PN16-12-4	0.297	0.012	123.3	2.433	5b-16-2	0.791	0.068	9.173	0.537
PN16-14-1	0.226	0.010	139.7	2.731	5b-17-1	0.586	0.037	55.01	2.057
PN16-14-2	0.216	0.010	154.6	3.344	5b-24-1	0.231	0.030	137.2	7.150
PN16-8-1	0.325	0.012	129.0	2.497	5b-28-1	0.644	0.101	20.73	2.068
PN16-8-2	0.274	0.009	136.8	2.433	5b-30-1	0.509	0.043	78.06	3.656
PN16-8-3	0.260	0.009	129.4	2.343	5b-37-1	0.539	0.046	79.74	3.879
PN16-13	0.087	0.003	211.4	3.129	5b-42-1	0.499	0.033	89.21	3.183
PN16-13-2	0.251	0.012	133.9	3.047	5b-53-1	0.503	0.065	84.75	6.176
PN16-19-1	0.094	0.005	173.0	3.293	5b-53-bis	0.482	0.043	115.5	5.600
PN16-19-2	0.087	0.006	179.2	4.175	4b-1-1	0.501	0.035	65.75	2.550
PN16-5-1	0.647	0.024	50	1.150	4b-1-2	0.475	0.029	83.26	2.704
PN16-9-1	0.189	0.007	174.5	3.046	4b-2-1	0.600	0.028	59.99	1.403
PN16-9-2	0.219	0.008	153.1	2.580	10A-13-2	0.802	0.044	11.90	0.438
PN16-20-1	0.220	0.010	143.1	3.070	10A-12-1	0.859	0.032	7.130	0.177
PN16-20-2	0.194	0.009	155.5	3.386	10A-12-2	0.878	0.028	1.638	0.037
PN16-21-1	0.192	0.007	142.2	2.428					

* 15µm spot size

All others 10µm spot size

2.1.9 Discussion

The Pb-Ag mineralizations of the two MP and PN deposits are located in a similar litho-structural domain. Further, they show a similar mineral paragenesis, deformation microstructure and ages suggesting that they form under similar conditions. The mineralization formation of these two deposits are thus assumed to be similar and then, the metallogenic model will be further discussed indistinctly.

2.1.9.1 An Alpine Pb-Ag mineralization

A main issue for determining metallogenic models of ore deposits located in orogenic belts resides in the possibility of inheritance or remobilization through time from initial crystallization/deposition up to

the different orogenic deformation stages (e.g., Cook et al., 1994 ; Gu et al., 2007 ; Turlin et al., 2016 ; Zheng et al., 2016). In this study, major efforts were thus made to investigate mineral microstructures and compositional variations for discriminating crystallization steps. Whatever the disseminated or massive texture of the Pb-Ag mineralization, the mineral parageneses are very similar in all investigated samples. They display intergrown microstructures suggesting cogenetic growth during a single hydrothermal event (Figure 2.4f and Figure 2.5). However, mineral textures are often not sufficient to correlate or decoupled mineralization phases and/or fluid evolution during crystal growth between ore samples, especially without controlling the *in-situ* structural context of the investigated samples within the deposit. Trace elements associated with precise textural observations are a powerful method to constrain the number of crystallization phases and/or fluid evolution in a mineralization stage. Galena is the only sulfide to occur in all rock samples. Galena is quite homogeneous in trace elements except for Ag and Sb. Fine-grained galena disseminated between intergranular gangue grains or in vein-type, is depleted in Ag-Sb compared to massive galena. Intragranular zoning was observed in sulfide (pyrite), sulfosalt (tetrahedrite), silicates (chlorite and phengite, Figure 2.8 and Figure 2.9), carbonates (dolomite-ankerite group, Figure 2.9), and accessory minerals (monazite, Figure 2.10 and xenotime). Whatever the minerals and their textures, the inclusions are very similar : they are generally represented by phengite and quartz, which commonly formed during the Alpine tectonics within the External Briançonnais domain (Goffé et al., 2004 ; Lanari et al., 2012). More exceptional is the presence of microspheric inclusions of florencite in sample PN16-R05a. This unique feature may be due to higher and uncommon REE composition (see Supplementary Table S3) combined with the low-grade metamorphic conditions (Janots et al., 2006). In this PN sample, ubiquitous florencite micro-inclusions in recrystallized isometric and isogranular Qz2 (Figure 2.5c), sulfides (galena, Figure 2.5b), sulfosalt (tetrahedrite, Figure 2.5b), and monazite (Figure 2.5b) associated with intergrown microstructures suggest that the mineral paragenesis occurred during a single crystallization stage at relatively low-grade metamorphic conditions. Mineral zoning is thus suggested to result from physico-chemical evolution (P, T, speciation) of the fluid through time during the crystallization.

A single-stage crystallization during the Alpine orogeny is independently confirmed by monazite *in-situ* dating. In this study, monazite is interpreted to be cogenetic of the ore mineralization based on their syngenetic texture with sulfides-sulfosalts : (i) monazite is included within galena and pyrite (Figure 2.5) ; (ii) it is intergrown with galena and tetrahedrite (Figure 2.5a,b) ; (iii) it can have a poikilitic texture and it contains the same inclusions (quartz, phengite, florencite ; Figure 2.5a,b) than the sulfide-sulfosalts. Their elongated shape with fractionation of LREE/HREE from core to rim is a relatively common feature of low-grade metamorphic monazite ($T < 400$ °C ; Janots et al., 2008 ; Rasmussen et al., 2007 ; Seybold et al., 2019 ; Wing et al., 2003). Monazite zoning is thus attributed to different stages of formation (Rasmussen et al., 2007) or evolution in pore fluid chemistry from early diagenesis to very low-grade metamorphism (Čopjaková et al., 2011). Prior to isotopic dating, preliminary EPMA U-Th-

Pb dating at microscale excludes pre-Alpine ages in monazite. In the MREE- and Eu-rich core of monazite-(Nd), the exceptionally high U (and Th) contents were high enough that Pb can be detected to determine an age around 33 Ma (Figure 2.10). For other compositions, radiogenic Pb was, however, insufficient and common Pb too abundant for EPMA dating. The EPMA Alpine age was thus sharpened using *in-situ* LA-ICP-MS dating, providing an age of about 35 Ma. Data are more accurate for the PN sample than for the MP samples, with a good alignment of the entire U-Pb dataset on the Tera-Wasserburg diagram, which intersects the concordia at $35.1 \text{ Ma} \pm 0.6 \text{ Ma}$. This indicates that the age of the different monazite zoning could not be distinguished using LA-ICP-MS, and that mineralization probably occurred during a time interval below the analytical uncertainties obtained from the calculated age (1 Ma). Based on the paragenetic sequence, this age and duration are thus assumed to be valid for the overall Pb-Ag mineralization.

Historically, textural variations in the Triassic quartzite are interpreted either as a depositional facies' variation during sedimentary deposition (Rogel, 1963, 1961) or as a tectonic crushing (Raguin, 1938 ; Waline, 1960). These two views have sparked the debate between two main metallogenic models for PN and MP deposits with either : a syn-diagenetic origin (Bouladon, 1969 ; Rogel, 1963, 1961 ; Routhier, 1963) or a tectonic cause associated with the Alpine collision (Ellenberger, 1958 ; Guillot, 1987 ; Raguin, 1938 ; Waline, 1960). Yet, a sedimentary/diagenetic origin can definitely be excluded based on the mineral, thermobarometry and geochronology datasets.

2.1.9.2 A mineralizing fluid circulation during the D1 deformation stage

Field observations combined with quartz and sulfides microstructures allow reconciling the apparent stratiform texture with an ore mineralization occurring during the Alpine ductile deformation. All investigated samples show intense quartz recrystallization, up to quartzite mylonitization, in samples showing disseminated textures (Figure 2.3c and Figure 2.4a,c,d). In a single thin-section (PN20-11a ; Figure 2.4), relics of initial Qz1 porphyroclasts are unevenly preserved from recrystallization. The progressive evolution of quartz recrystallization in association with mineralization migration is schematized in Figure 2.12. From step 1 to step 3, the Qz1 porphyroclasts show different degrees of recrystallization by newly formed isometric and equigranular micro-quartz (Qz2). In the first step, Qz1 porphyroclasts are well preserved with abundant cracks generated by high stress conditions in the presence of the mineralizing fluids, as attested by the presence of galena within the sealed cracks (Figure 2.4b). More generally, Qz1 recrystallization into Qz2 is mainly restricted to cracks and pressure shadows. At step 1, the sulfide-sulfosalts are mainly observed in the foliation, at porphyroclasts' grain boundaries or associated with Qz2 micrograins in dilation zones, sealed cracks and strain shadows. This attests to the migration of the mineralizing fluids in the foliation, at grain boundaries and within the porosity generated by fracturing or further dissolution (Boulter et al., 1987). Then, the (re)-

crystallization and mineralization propagates pervasively through the porphyroclast (step 2) up to reaching a complete porphyroclast recrystallization with no evidence of the initial Qz1 left (step 3). Concomitant Qz1 recrystallization with fluid propagation is underlined by the increasing sulfide and Qz2 proportion from steps 1 to 3. Truncated and elongated porphyroclast relics along the main foliation provide evidence of the action of the pressure solution in quartz deformation (S1 ; [Gratier et al., 2013](#)). The presence of white mica aligned parallel to the foliation may play the role of a coating and retard the pressure solution (step 1 ; [Renard et al., 2000a](#) and references therein), thus favoring porphyroclast preservation ([Figure 2.4a](#)).

Fluid-assisted deformation is thus proposed as the main mechanism accounting for the initial fracturing and later porphyroclast recrystallization associated with sulfide precipitation following a scenario such as :

(i) a stress increase, probably due to seismic pumping up to reaching hydraulic fracturing ([Cox, 2010](#) ; [Sibson, 1992](#)) which is illustrated by the abundance of cracks in the porphyroclast and the vein-type texture of the samples ;

(ii) a stress drop during fluid migration through the cracks, grain boundaries and porosity generated by quartz dissolution-reprecipitation reactions ([Renard et al., 2000b](#)). Lower stress conditions are attested by the isometric and equigranular microstructure of the newly formed Qz2 grains and euhedral shape of the mineralization ([Figure 2.4](#) and [Figure 2.5c](#)). It is in that stage that the sulfides-sulfosalts mineralization formed, through progressive precipitation from the mineralizing fluids propagating in the dynamically generated porosity.

Preferential orientation of the sulfides along the main foliation of the mylonite results from a syn-deformation ore genesis model associated with the Alpine collision.

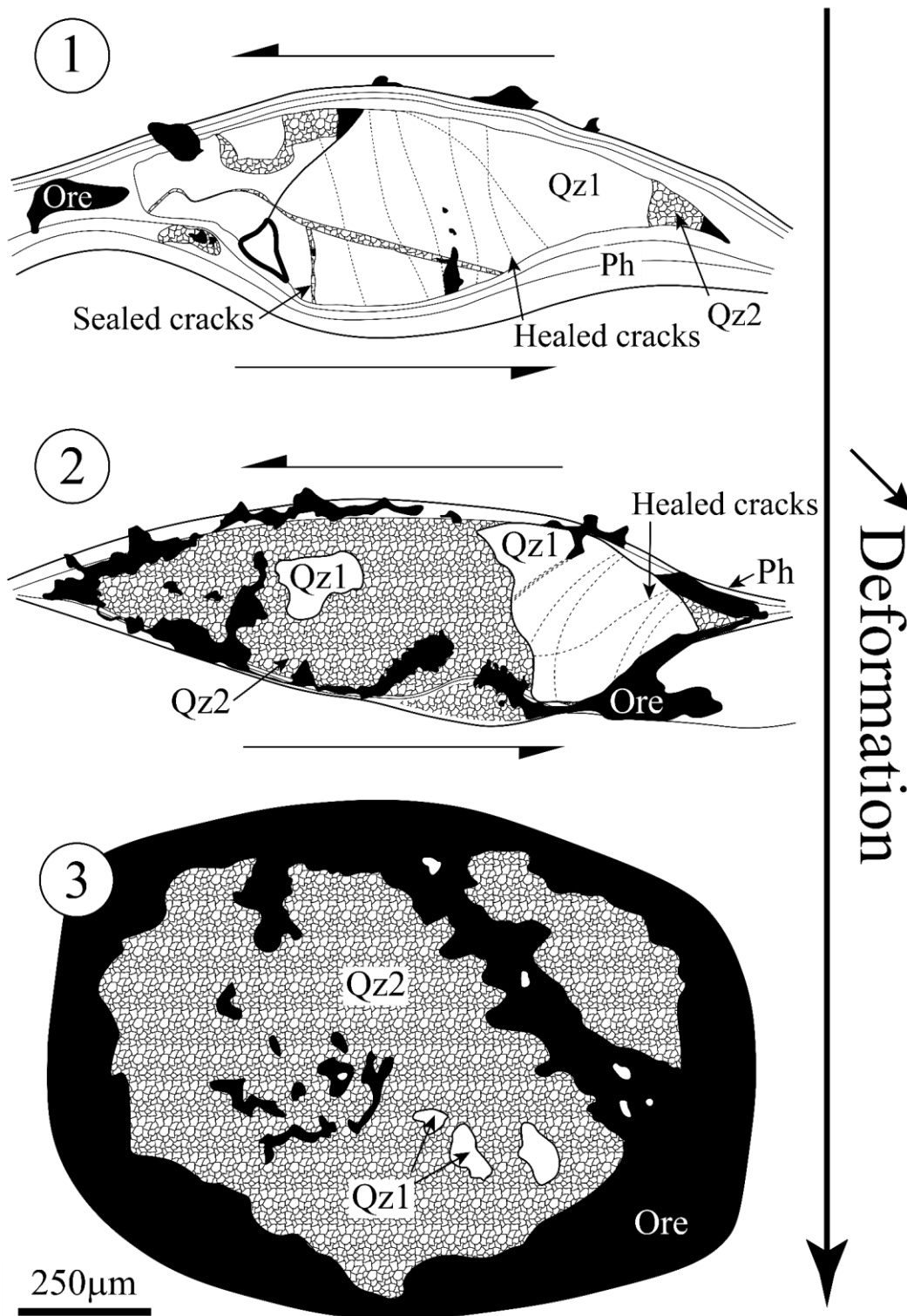


Figure 2.12 : Scheme of quartz porphyroblast (Qz1) and textural evolution of the ore in mylonites due to increasing deformation (Step 1 to 3) and fluid circulation : from disseminated ore (step 1 and 2) to massive ore (step 3).

2.1.9.3 P-T-t-d correlation between the genesis of the Pb-Ag deposits and the tectonics of the Briançonnais zone

The Mine Fault ([Figure 2.2](#)) mylonitizes the Permian phyllitic quartzite and sericitoschist with top-to-the west deformation highlighted by deformed quartz porphyroclasts along the S1 foliation and the C'-type shear bands. In our mineralized samples, the mylonitic fabrics with deflection of the S1 foliations around the porphyroclast Qz1 relics is consistent with the mylonitic fabrics of non-mineralized phyllitic quartzite. Based on the similarities of the microstructures, we propose that the Pb-Ag mineralizations occur during the top-to-the west D1 deformation of [Bertrand et al. \(1996\)](#).

This study constrains the P-T-t conditions for ore genesis in PN and MP at 315 ± 35 °C, 6.25 ± 0.75 kbar and 35 ± 1 Ma. The P-T conditions are consistent with the Alpine peak metamorphic conditions recorded in the Briançonnais Houiller Zone (275 °C and 5.9 kbar) ([Lanari et al., 2012](#)) and with the D1-D2 transition estimation for the cover of the Internal Briançonnais (Modane-Aussois units) and the “Nappe des Gypses” (350 °C and 6.5 kbar) ([Barré et al., 2020](#) ; [Strzeczynski et al., 2012](#)). These peak P-T between 43 and 35 Ma ([Ganne et al., 2007](#) ; [Strzeczynski et al., 2012](#)) due to exhumation of the Internal Briançonnais on top of the External Briançonnais through NW-directed thrusting ([Figure 2.13](#)). The D1-D2 transition corresponds to the inversion of the kinematic to SE direction at about 35-34 Ma ([Barré et al., 2020](#)). Our new P-T-t-d constraints imply that the ore formed at the end of D1 (35 Ma) at the Alpine peak metamorphic conditions, probably due to mineralized fluids flowing along the contact between the “Nappe des Gypses” and the Permo-Triassic sediments of the External Briançonnais ([Figure 2.13](#)). Thus, in light of the new ore formation model, we propose that the foliation that is parallel to the Internal Briançonnais Front, which is highlighted by the contact with the “Nappe des Gypses” in MP (noted S3 on [Figure 2.1c](#)), must be a S1 foliation reoriented by the thrusting of the “Nappe des Gypses” on top of the External Briançonnais. The important ore concentration in both deposits illustrated by the Pb and Ag production involves an important amount of fluid. A large part of the fluid source may come from the “Nappe des Gypses”. [Barré et al. \(2020\)](#) and references therein, indicate that the gypsum dehydration into anhydrite probably at the end of the prograde path might release an amount of water estimated at 37%.

2.1 ARTICLE — A New Alpine Metallogenic Model for the Pb-Ag Orogenic Deposits of Macôt-la Plagne and Peisey-Nancroix (Western Alps, France)

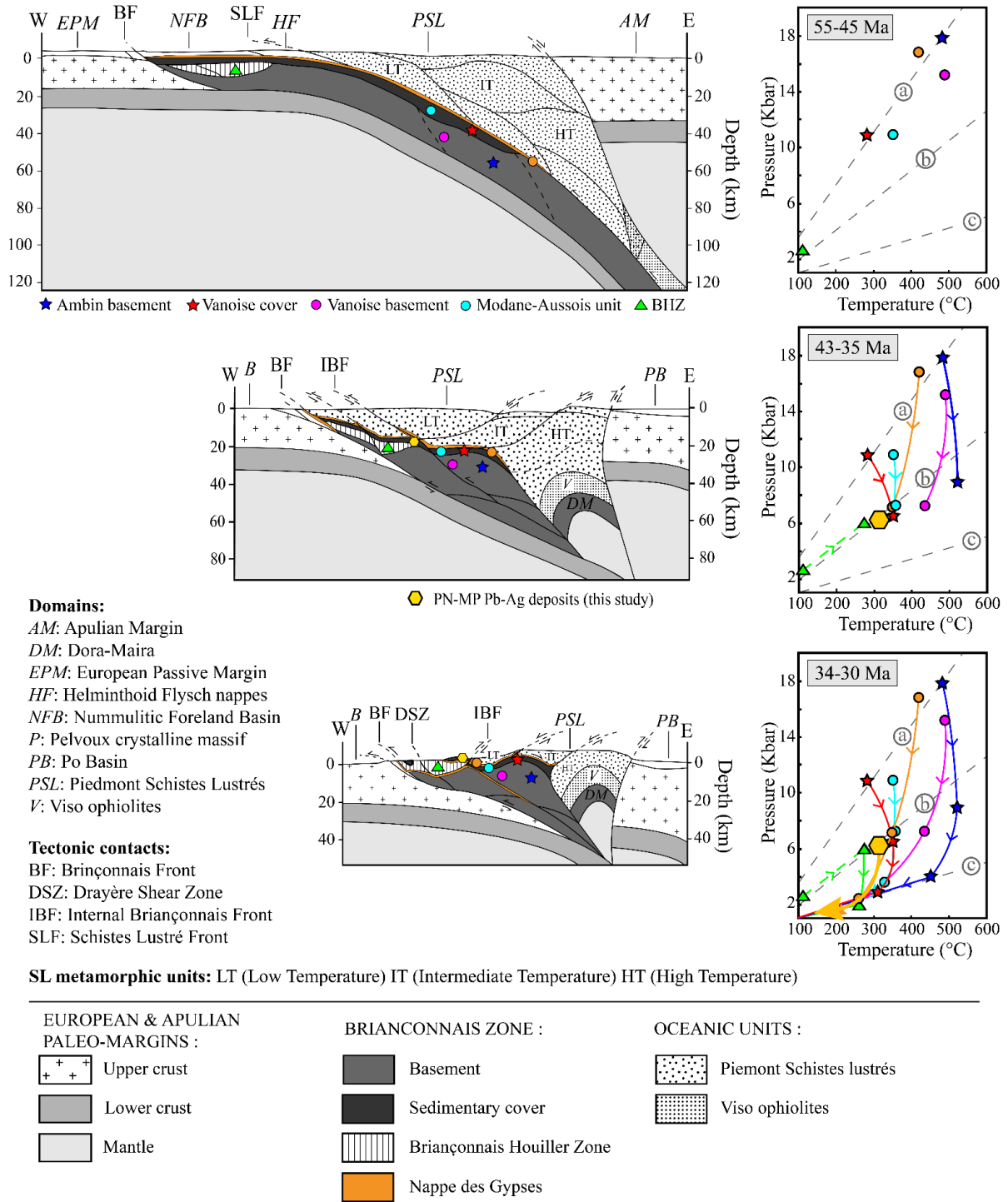


Figure 2.13 : Possible kinematic reconstruction of this part of the western Alps from Eocene to Oligocene modified after Lanari et al. (2012) with associated P-T paths for Ambin basement and Vanoise cover (Gerber, 2008), Vanoise basement and Modane-Aussois units (Strzeczynski et al., 2012), “Nappe des Gypses” (Barré et al., 2020) Briançonnais Houiller Zone (Lanari et al., 2012) and the PN-MP Pb-Ag deposits (this study). Geothermal gradients of 8 °C/km (a), 15 °C/km (b) and 40 °C/km (c) are also shown.

2.1.10 Conclusion

This integrative study shows how complementary use of structural geology, petrology, trace element analyses in sulfides, chlorite-phengite thermobarometry and *in-situ* U-Pb monazite dating was successful to constrain the P-T-t-d conditions of the fluid circulation responsible for Pb-Ag deposits located in a complex and polyphase orogenic history (the Peisey-Nancroix and the Macôt-la Plagne deposits). The main conclusions are :

1. Both Pb-Ag deposits are found in the same litho-structural context and present comparable paragenetic sequences attributed to a single mineralization episode with possible chemico-physical conditions evolution through progressive crystallization.
2. Despite the high Pb contents, the two Pb-Ag deposits could be successfully dated using *in-situ* LA-ICP-MS isotopic U-Pb dating of monazite. The geochronological dataset reveals that Pb-Ag mineralization formed during the Alpine orogenesis at about 35 Ma. P-T conditions of the mineralization are estimated at 315 ± 35 °C and 6.25 ± 0.75 kbar. These correspond to the Alpine peak metamorphism of the External Briançonnais.
3. P-T-t conditions, structural and textural observation of deformed quartz porphyroclasts demonstrate a syn-kinematic Pb-Ag mineralization with the Alpine late-D1 deformation in the Internal Alps.

To our knowledge, this is the first time that an Alpine age is unambiguously proven for Pb-Ag deposits of the Western Alps. This methodology could be further applied to other low-grade metamorphic deposits from the Alps or other orogenic belts. In particular, understanding the transfer and source of the fluid, as here probably in association with the thrusting of the “Nappe des Gypses”, will be of great interest to better characterize polymetallic mineralization during ductile deformation.

2.1.11 References

- Agard, P., Monie, P., Jolivet, L., Goffe, B., 2002. Exhumation of the Schistes Lustrés complex: in situ laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints and implications for the Western Alps. *J Metamorph Geol* 20, 599–618. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00391.x>
- Barré, G., Strzeczynski, P., Michels, R., Guillot, S., Cartigny, P., Thomassot, E., Lorgeoux, C., Assayag, N., Truche, L., 2020. Tectono-metamorphic evolution of an evaporitic décollement as recorded by mineral and fluid geochemistry: The “Nappe des Gypses” (Western Alps) case study. *Lithos* 358–359, 105419. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105419>
- Belissant, R., Boiron, M.-C., Luais, B., Cathelineau, M., 2014. LA-ICP-MS analyses of minor and trace elements and bulk Ge isotopes in zoned Ge-rich sphalerites from the Noailhac – Saint-Salvy deposit (France): Insights into incorporation mechanisms and ore deposition processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 126, 518–540. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.10.052>
- Bertrand, J.M., Aillères, L., Gasquet, D., 1996. The Pennine Front zone in Savoie (western Alps), a review and new interpretations from the Zone Houillère Briançonnaise. *Eclogae geol. Helv.* 89. <https://doi.org/10.5169/SEALS-167903>

- Biagioni, C., George, L.L., Cook, N.J., Makovicky, E., Moëlo, Y., Pasero, M., Sejkora, J., Stanley, C.J., Welch, M.D., Bosi, F., 2020. The tetrahedrite group: Nomenclature and classification. *Am. Mineral.* 105, 109–122. <https://doi.org/10.2138/am-2020-7128>
- Bouladon, J., 1969. Contribution à une systématique des gisements de plomb et de zinc. *Chron. Mines Rech. Min* 8, 215–227.
- Boulter, C.A., Fotios, M.G., Phillips, G.N., 1987. The Golden Mile, Kalgoorlie; a giant gold deposit localized in ductile shear zones by structurally induced infiltration of an auriferous metamorphic fluid. *Econ. Geol.* 82, 1661–1678. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1661>
- Bourdelle, F., Cathelineau, M., 2015. Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T–R₂+–Si diagram. *Eur. J. Mineral.* 27, 617–626. <https://doi.org/10.1127/ejm/2015/0027-2467>
- Bourdelle, F., Parra, T., Chopin, C., Beyssac, O., 2013. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contrib Mineral Petrol* 165, 723–735. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0832-7>
- Bousquet, R., Oberhänsli, R., Goffé, B., Wiederkehr, M., Koller, F., Schmid, S.M., Schuster, R., Engi, M., Berger, A., Martinotti, G., 2008. Metamorphism of metasediments at the scale of an orogen: a key to the Tertiary geodynamic evolution of the Alps. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 298, 393–411. <https://doi.org/10.1144/SP298.18>
- BRGM, 1977. Les gisements de Pb-Zn français. (Situation en 1977). (No. RR-41430-FR-02). BRGM.
- Bucher, S., Schmid, S.M., Bousquet, R., Fugenschuh, B., 2003. Late-stage deformation in a collisional orogen (Western Alps): nappe refolding, back-thrusting or normal faulting? *Terra Nova* 15, 109–117. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2003.00470.x>
- Cabrol, B., 1967. Etude géologique et minière du massif des Hurtières- Chaîne de Belledonne (Savoie) - Alpes françaises (Géologie appliquée). Faculté des sciences de Grenoble, Grenoble.
- Caby, R., 1963. Etude géologique et métallogénique du bord interne de la zone houillère et de la bordure des schistes lustrés entre Modane et la vallée étroite (Savoie, Haut Val de Susa) (Géologie-Métallogénie). faculté des sciences de l'université de paris, Paris.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay miner.* 23, 471–485. <https://doi.org/10.1180/claymin.1988.023.4.13>
- Ceriani, S., Fugenschuh, B., Schmid, S.M., 2001. Multi-stage thrusting at the “Penninic Front” in the Western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs. *Int J Earth Sci* 90, 685–702. <https://doi.org/10.1007/s005310000188>
- Cook, N.J., Klemd, R., Okrusch, M., 1994. Sulphide mineralogy, metamorphism and deformation in the Matchless massive sulphide deposit, Namibia. *Mineral. Deposita* 29, 1–15. <https://doi.org/10.1007/BF03326392>
- Čopjaková, R., Novák, M., Franců, E., 2011. Formation of authigenic monazite-(Ce) to monazite-(Nd) from Upper Carboniferous graywackes of the Drahany Upland: Roles of the chemical composition of host rock and burial temperature. *Lithos* 127, 373–385. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.08.001>
- Court, P., 1971. Etude géologique et métallogénique de la Basse-Maurienne (Savoie) - Alpes françaises. Faculté des sciences de Grenoble, Grenoble.
- Cox, S.F., 2010. The application of failure mode diagrams for exploring the roles of fluid pressure and stress states in controlling styles of fracture-controlled permeability enhancement in faults and shear zones. *Geofluids.* <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2010.00281.x>
- Cumming, G.L., Richards, J.R., 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth. *EARTH & PLANET. SCI. LETT.* 28, 155–171. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90223-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90223-X)
- De Andrade, V., Vidal, O., Lewin, E., O'Brien, P., Agard, P., 2006. Quantification of electron microprobe compositional maps of rock thin sections: an optimized method and examples: QUANTITATIVE ELECTRON MICROPROBE COMPOSITIONAL MAPS. *J. Metamorph. Geol.* 24, 655–668. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00660.x>
- Dubacq, B., Vidal, O., De Andrade, V., 2010. Dehydration of dioctahedral aluminous phyllosilicates: thermodynamic modelling and implications for thermobarometric estimates. *Contrib Mineral Petrol* 159, 159–174. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0421-6>

- Ellenberger, F., 1958. Etude géologique du pays de Vanoise., Mémoires du Service de la Carte Géologique de la France. Imprimerie Nationale, Paris.
- Fabre, J., 1958. Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). University of Paris, Paris.
- Freeman, S.R., Inger, S., Butler, R.W.H., Cliff, R.A., 1997. Dating deformation using Rb-Sr in white mica: Greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone. *Tectonics* 16, 57–76.
- Gabalda, S., 2008. Processus d'exhumation dans les Alpes occidentales: modélisation géométrique et reconstitution géodynamique sur la transversale Chartreuse-Maurienne, une approche multi-échelle. Ecole des Mines, Paris.
- Ganne, J., 2003. Les dômes de socles HP-BT dans le domaine Pennique des Alpes nord-occidentales (massifs d'Ambin et de Vanoise Sud): modalités de leur exhumation. Université de Savoie.
- Ganne, J., Bertrand, J.-M., Fudral, S., Marquer, D., Vidal, O., 2007. Structural and metamorphic evolution of the Ambin massif (western Alps): toward a new alternative exhumation model for the Briançonnais domain. *Bull. Soc. géol. Fr.* 178, 437–458. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.178.6.437>
- Gasquet, D., Bertrand, J.-M., Paquette, J.-L., Lehmann, J., Ratzov, G., De Ascenção Guedes, R., Tiepolo, M., Boullier, A.-M., Scaillet, S., Nomade, S., 2010. Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre-Alpine basement massif of the French western Alps: new U-Th-Pb and argon ages from the Lauzière massif. *Bull. Soc. géol. Fr.* 181, 227–241. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.3.227>
- George, L., Cook, N., Ciobanu, C., 2017. Minor and Trace Elements in Natural Tetrahedrite-Tennantite: Effects on Element Partitioning among Base Metal Sulphides. *Minerals* 7, 17. <https://doi.org/10.3390/min7020017>
- Gerber, W., 2008. Evolution tectono-métamorphique du Briançonnais interne (Alpes Occidentales, massifs de Vanoise Sud et d'Ambin): comportement du socle et de sa couverture dans un contexte de subduction continentale profonde. Université Pierre et Marie Curie (Paris 6).
- Gimard, J., Gimard, G., 1986. Mines de plomb argentifère (Savoie). *Monde et Minéraux* 42–43.
- Gimard, J., Gimard, G., 1985. Mine de plomb argentifère (Savoie). *Monde et Minéraux* 10–14.
- Giorgis, D., Thélin, P., Stampfli, G., Bussy, F., 1999. The Mont-Mort metapelites: Variscan metamorphism and geodynamic context (Briançonnais basement, Western Alps, Switzerland). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 79, 381–398.
- Gnos, E., Mullis, J., Ricchi, E., Bergemann, C.A., Janots, E., Berger, A., 2021. Episodes of fissure formation in the Alps: connecting quartz fluid inclusion, fissure monazite age, and fissure orientation data. *Swiss J Geosci* 114, 14. <https://doi.org/10.1186/s00015-021-00391-9>
- Goffé, B., Schwartz, S., Lardeaux, J.M., Bousquet, R., 2004. Explanatory notes to the map: metamorphic structure of the Alps western and Ligurian Alps. *Mitt. Osterr. Miner. Ges* 149, 125–144.
- Grand'Homme, A., Janots, E., Bosse, V., Seydoux-Guillaume, A.M., De Ascenção Guedes, R., 2016. Interpretation of U-Th-Pb in-situ ages of hydrothermal monazite-(Ce) and xenotime-(Y): evidence from a large-scale regional study in clefts from the western alps. *Miner Petrol* 110, 787–807. <https://doi.org/10.1007/s00710-016-0451-5>
- Gratier, J.-P., Dysthe, D.K., Renard, F., 2013. The Role of Pressure Solution Creep in the Ductility of the Earth's Upper Crust, in: *Advances in Geophysics*. Elsevier, pp. 47–179. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-380940-7.00002-0>
- Gu, L., Zheng, Y., Tang, X., Zaw, K., Della-Pasque, F., Wu, C., Tian, Z., Lu, J., Ni, P., Li, X., Yang, F., Wang, X., 2007. Copper, gold and silver enrichment in ore mylonites within massive sulphide orebodies at Hongtoushan VHMS deposit, N.E. China. *Ore Geol. Rev.* 30, 1–29. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2005.09.001>
- Guillot, F., 1987. Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise interne, Savoie, France). Université des Sciences et Technologie de Lille - Lille I, Lille.
- Guillot, F., 1982. La vallée du Ponturin (Vanoise septentrionale, Alpes françaises).
- Guillot, F., Schaltegger, U., Bertrand, J.M., Deloule, É., Baudin, T., 2002. Zircon U-Pb geochronology of Ordovician magmatism in the polycyclic Rutor Massif (Internal W Alps). *Int J Earth Sci* 91, 964–978. <https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1007/s00531-002-0280-0>

- Inoue, A., Meunier, A., Patrier-Mas, P., Rigault, C., Beaufort, D., Vieillard, P., 2009. Application of Chemical Geothermometry to Low-Temperature Trioctahedral Chlorites. *Clays Clay Miner.* 57, 371–382. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2009.0570309>
- Janots, E., Engi, M., Berger, A., Allaz, J., Schwarz, J.-O., Spandler, C., 2008. Prograde metamorphic sequence of REE minerals in pelitic rocks of the Central Alps: implications for allanite–monazite–xenotime phase relations from 250 to 610 °C. *J Metamorph Geol* 26, 509–526. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2008.00774.x>
- Janots, E., Negro, F., Brunet, F., Goffé, B., Engi, M., Bouybaouène, M.L., 2006. Evolution of the REE mineralogy in HP–LT metapelites of the Sebtime complex, Rif, Morocco: Monazite stability and geochronology. *Lithos* 87, 214–234. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.06.008>
- Lanari, P., 2012. Micro-cartographie P-T- ϵ dans les roches métamorphiques. Applications aux Alpes et à l'Himalaya. Université de Grenoble, Grenoble.
- Lanari, P., Guillot, S., Schwartz, S., Vidal, O., Tricart, P., Riel, N., Beyssac, O., 2012. Diachronous evolution of the alpine continental subduction wedge: Evidence from P–T estimates in the Briançonnais Zone houillère (France – Western Alps). *J. Geodyn* 56–57, 39–54. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.09.006>
- Lanari, P., Rolland, Y., Schwartz, S., Vidal, O., Guillot, S., Tricart, P., Dumont, T., 2014a. P-T-t estimation of deformation in low-grade quartz-feldspar-bearing rocks using thermodynamic modelling and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating techniques: example of the Plan-de-Phasy shear zone unit (Briançonnais Zone, Western Alps). *Terra Nova* 26, 130–138. <https://doi.org/10.1111/ter.12079>
- Lanari, P., Vho, A., Bovay, T., Airaghi, L., Centrella, S., 2019. Quantitative compositional mapping of mineral phases by electron probe micro-analyser. Geological Society, London, Special Publications 478, 39–63. <https://doi.org/10.1144/SP478.4>
- Lanari, P., Vidal, O., De Andrade, V., Dubacq, B., Lewin, E., Grosch, E.G., Schwartz, S., 2014b. XMapTools: A MATLAB©-based program for electron microprobe X-ray image processing and geothermobarometry. *Comput. Geosci.* 62, 227–240. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.08.010>
- Longerich, H.P., Jackson, S.E., Gunther, D., 1996. Inter-laboratory note. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometric transient signal data acquisition and analyte concentration calculation. *JAAS* 11, 899–904. <https://doi.org/10.1039/JA9961100899>
- Masci, L., 2019. Cristallographie du fer dans les chlorites métamorphiques: approche analytique multi-échelle, expérimentale, et implications pétrologiques. Sorbonne Université.
- Meloux, J., 1975. Alpes-nord, bilan synthétique de dix années de prospection (No. 75- RME- 023- FE). BRGM, Orléans.
- Moëlo, Y., Makovicky, E., Mozgova, N.N., Jambor, J.L., Cook, N., Pring, A., Paar, W., Nickel, E.H., Graeser, S., Karup-Møller, S., Balic-Žunic, T., Mumme, W.G., Vurro, F., Topa, D., 2008. Sulfosalt systematics: a review. Report of the sulfosalt sub-committee of the IMA Commission on Ore Mineralogy. *Eur. J. Mineral.* 20, 7–62. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2008/0020-1778>
- Negga, H.S., 1984. Comportement de l'uranium lors des métamorphismes tardi-hercinien et alpin dans les massifs des Aiguilles rouges et de Belledone (Vallorcine, Lauzière). Alpes occidentales. Université de Nancy, Nancy.
- Ochoa Alencastre, A., 1979. Etude géologique des minéralisations fluorées du massif de Rocheray, Savoie - Alpes françaises externes. Université Claude Bernard-Lyon 1, Lyon.
- Parra, T., Vidal, O., Agard, P., 2002. A thermodynamic model for Fe–Mg dioctahedral K white micas using data from phase-equilibrium experiments and natural pelitic assemblages. *Contrib Mineral Petrol* 143, 706–732. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0373-6>
- Passchier, C.W., Trouw, R.A., 2005. *Microtectonics*. Springer Science & Business Media.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *J. Anal. At. Spectrom.* 26, 2508. <https://doi.org/10.1039/c1ja10172b>
- Platt, T.P., Lister, G.S., 1985. Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the southern vanoise massif, french alps, and their relation to alpine tectonic events. *J. Struct. Geol.* 7, 19–35. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(85\)90112-9](https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90112-9)
- Raguin, E., 1938. La mine de plomb argentifère de La Plagne (Savoie). *Annales de Mines* 13, 53–62.

- Rasmussen, B., Fletcher, I.R., Muhling, J.R., 2007. In situ U–Pb dating and element mapping of three generations of monazite: Unravelling cryptic tectonothermal events in low-grade terranes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 670–690. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.10.020>
- Renard, F., Brosse, E., Gratier, J.P., 2000. The different processes involved in the mechanism of pressure solution in quartz-rich rocks and their interactions. *Quartz Cementation in Sandstones* 29, 67–78.
- Renard, François, Gratier, J.-P., Jamtveit, B., 2000. Kinetics of crack-sealing, intergranular pressure solution, and compaction around active faults. *J. Struct. Geol.* 22, 1395–1407. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00064-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00064-X)
- Rogel, P., 1963. Exemple de gisement de galène du Trias des Alpes. *Coll. Trias de la France et des régions limitrophes. Mém. BRGM (Paris)* 15, 695–704.
- Rogel, P., 1961. Le gisement de Plomb de La Plagne (Savoie). Etude géologique et métallogénique. *Faculté des sciences de l'université de paris, Paris*.
- Routhier, P., 1963. Les gisements métallifères. *Géologie et principes de recherche*, Masson. ed. Paris.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae geol. Helv.* 97, 93–117. <https://doi.org/10.1007/s00015-004-1113-x>
- Schulz, B., Brätz, H., Bombach, K., Krenn, E., 2007. In situ Th–Pb dating of monazite by 266 nm laser ablation and ICP-MS with a single collector, and its control by EMP analysis. *Z. geol. Wiss.* 17.
- Seybold, L., Trepmann, C.A., Janots, E., 2019. A ductile extensional shear zone at the contact area between HP–LT metamorphic units in the Talea Ori, central Crete, Greece: deformation during early stages of exhumation from peak metamorphic conditions. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 108, 213–227. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1650-6>
- Seydoux-Guillaume, A.-M., Montel, J.-M., Bingen, B., Bosse, V., de Parseval, P., Paquette, J.-L., Janots, E., Wirth, R., 2012. Low-temperature alteration of monazite: Fluid mediated coupled dissolution–precipitation, irradiation damage, and disturbance of the U–Pb and Th–Pb chronometers. *Chem. Geol.* 330–331, 140–158. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.07.031>
- Sibson, R.H., 1992. Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence. *Tectonophysics* 211, 283–293. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90065-E](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90065-E)
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *EARTH & PLANET. SCI. LETT.* 26, 207–221.
- Strzeczynski, P., Guillot, S., Leloup, P.H., Arnaud, N., Vidal, O., Ledru, P., Courrioux, G., Darmendrail, X., 2012. Tectono-metamorphic evolution of the Briançonnais zone (Modane-Aussois and Southern Vanoise units, Lyon Turin transect, Western Alps). *J. Geodyn* 56–57, 55–75. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.11.010>
- Tachat, T., 1861. Mine de plomb argentifère (No. 142). BRGM.
- Tomascak, P.B., Krogstad, E.J., Walker, R.J., 1996. U–Pb Monazite Geochronology of Granitic Rocks from Maine: Implications for Late Paleozoic Tectonics in the Northern Appalachians. *J. Geol.* 104, 185–195. <https://doi.org/10.1086/629813>
- Turlin, F., Eglinger, A., Vanderhaeghe, O., André-Mayer, A.-S., Poujol, M., Mercadier, J., Bartlett, R., 2016. Synmetamorphic Cu remobilization during the Pan-African orogeny: Microstructural, petrological and geochronological data on the kyanite-micaschists hosting the Cu(–U) Lumwana deposit in the Western Zambian Copperbelt of the Lufilian belt. *Ore Geol. Rev.* 75, 52–75. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.11.022>
- Vermeesch, P., 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geosci. Front.* 9, 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
- Vidal, O., De Andrade, V., Lewin, E., Munoz, M., Parra, T., Pascarelli, S., 2006. P–T–deformation–Fe³⁺/Fe²⁺ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping: application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan). *J. Metamorph. Geol.* 24, 669–683. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00661.x>
- Vidal, O., Lanari, P., Munoz, M., Bourdelle, F., De Andrade, V., 2016. Deciphering temperature, pressure and oxygen-activity conditions of chlorite formation. *Clay miner.* 51, 615–633. <https://doi.org/10.1180/claymin.2016.051.4.06>

- Vidal, O., Parra, T., Trottet, F., 2001. A thermodynamic model for FE-MG aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100 to 600 C, 1 to 25 kb range. *Am. J. Sci.* 301, 557–592. <https://doi.org/10.2475/ajs.301.6.557>
- Vidal, O., Parra, T., Vieillard, P., 2005. Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: Application to natural examples and possible role of oxidation. *Am. Mineral.* 90, 347–358. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1554>
- Villa-Vialaneix, N., Montel, J.-M., Seydoux-Guillaume, A.-M., 2013. NiLeDAM.
- Waline, P., 1960. La mine de La Plagne. *Revue de l'industrie minière* 42, 447–460.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 95, 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilson, S.A., Ridley, W.I., Koenig, A.E., 2002. Development of sulfide calibration standards for the laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry technique. *JAAS* 17, 406–409. <https://doi.org/10.1039/B108787H>
- Wing, B.A., Ferry, J.M., Harrison, T.M., 2003. Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: petrology and geochronology. *Contrib Mineral Petrol* 145, 228–250. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0446-1>
- Ypma, P.J., 1963. Rejuvenation of ore deposits as exemplified by the Belledonne metalliferous province. Université de Rennes.
- Zheng, Y., Wang, Y., Chen, H., Lin, Z., Hou, W., Li, D., 2016. Micro-textural and fluid inclusion data constraints on metallic remobilization of the Ashele VMS Cu-Zn deposit, Altay, NW China. *J. Geochem. Explor.* 171, 113–123. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2016.06.015>

2.1 ARTICLE — A New Alpine Metallogenic Model for the Pb-Ag Orogenic Deposits of Macôt-la Plagne and Peisey-Nancroix (Western Alps, France)

Table S3. Summary of chemical EPMA analysis on monazite

Analysis n°	CaO	Y ₂ O ₃	ThO ₂	SiO ₂	UO ₂	P ₂ O ₅	PbO	La ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Total
PN16-R05a_mnz6_pt1	1.55	0.68	6.76	0.15	1.17	29.91	0.34	5.60	19.81	22.70	3.86	3.84	2.09	-	-	98.48
PN16-R05a_mnz11_pt4	0.13	0.54	0.23	0.03	0.24	29.88	0.32	19.77	14.08	30.04	3.43	2.00	0.48	-	-	101.18
PN16-R05a_mnz11_pt2	2.19	0.89	9.67	0.18	0.79	29.35	0.32	2.09	23.25	11.45	2.72	7.86	3.79	-	-	94.57
PN16-R05a_mnz11bis_pt1	0.67	0.56	2.47	0.09	1.06	29.69	0.02	11.51	16.98	28.65	3.73	2.66	1.21	-	-	99.31
PN16-R05a_mnz10_pt1	0.25	0.52	0.57	0.04	0.69	29.74	0.07	14.75	15.51	30.09	3.64	2.35	0.93	-	-	99.13
PN16-R05a_mnz10_pt2	0.13	0.53	0.28	0.04	0.33	30.07	0.02	19.42	13.93	29.72	3.42	1.93	0.53	-	-	100.35
PN16-R05a_mnz11_pt1	2.40	0.87	10.82	0.22	0.76	29.55	0.02	2.25	22.91	11.70	2.77	7.50	3.69	-	-	95.46
PN16-R05a_mnz11_pt3	0.37	0.65	1.01	0.04	1.12	29.68	bdl	12.44	16.60	29.90	3.78	2.65	1.24	-	-	99.48
PN16-R05a_mnz15_pt2	0.32	0.57	0.83	0.49	0.72	29.74	0.03	14.16	15.02	29.11	3.55	2.35	1.10	-	-	97.99
PN16-R05a_mnz23_pt1	2.05	0.79	8.68	0.19	1.04	29.93	0.02	3.53	22.70	15.50	3.33	6.12	3.01	-	-	96.89
PN16-R05a_mnz23_pt2	0.35	0.52	0.74	0.06	1.20	30.12	0.04	13.06	16.63	29.61	3.95	2.62	1.21	-	-	100.10
PN16-R05a_mnz24_pt1	1.17	0.77	5.13	0.18	1.24	29.76	bdl	7.38	19.19	23.37	3.62	4.28	2.19	-	-	98.28
PN16-R05a_mnz24_pt2	0.39	0.51	1.03	0.09	1.12	30.27	0.06	13.66	16.12	29.99	3.71	2.38	1.09	-	-	100.44
PN16-R05a_mnz8_pt1	1.60	0.74	6.79	0.11	1.08	29.48	0.08	4.85	20.78	20.97	3.88	4.33	2.36	-	-	97.06
PN16-R05a_mnz8_pt2	0.27	0.47	0.56	0.07	0.79	29.61	0.03	14.55	15.82	29.94	3.74	2.33	0.99	-	-	99.16
PN16-R05a_mnz15_pt1	1.58	0.72	7.09	0.14	0.85	28.95	0.02	4.25	20.39	20.89	3.80	4.17	2.25	-	-	95.09
PN16-R05a_mnz17_pt1	0.96	0.63	3.95	0.10	1.01	30.45	0.03	8.12	18.90	27.13	4.06	3.17	1.65	-	-	100.16
PN16-R05a_mnz17_pt2	0.36	0.54	1.29	0.07	0.66	30.35	0.02	13.89	15.77	29.66	3.76	2.54	1.12	-	-	100.01
PN16-R05a_mnz18_pt1	2.36	0.86	10.28	0.22	0.88	30.05	0.01	2.59	22.34	13.93	3.07	6.10	3.17	-	-	95.85
PN16-R05a_mnz18_pt2	0.30	0.41	0.98	0.06	0.57	30.22	0.02	14.19	15.66	30.07	3.76	2.38	1.04	-	-	99.64
PN16-R05a_mnz18_pt3	0.28	0.57	0.62	0.04	0.58	30.09	0.03	15.11	15.29	29.75	3.68	2.21	0.80	-	-	99.06
PN16-R05a_mnz26_pt1	0.41	0.57	1.17	0.08	1.03	29.78	0.04	13.55	15.09	28.89	3.56	2.26	0.91	-	-	97.34
PN16-R05a_mnz27_pt1	0.58	0.54	1.93	0.08	1.24	29.74	0.06	12.07	15.85	28.81	3.61	2.36	1.00	-	-	97.86
PN16-R05a_mnz25_pt1	1.26	0.76	5.47	0.13	1.18	29.24	0.06	6.22	20.27	21.01	3.58	4.37	2.25	-	-	95.83
PN16-R05a_mnz25_pt2	0.31	0.50	1.23	0.07	0.52	29.75	0.02	16.24	14.66	29.14	3.55	2.10	0.78	-	-	98.86
PN16-R05a_mnz28_pt1	0.75	0.49	2.81	0.10	0.61	29.64	0.02	12.65	15.87	28.95	3.64	2.57	1.27	-	-	99.35
PN16-R05a_mnz29_pt1	1.43	0.64	6.50	0.44	0.71	29.40	0.03	8.50	16.91	25.54	3.68	2.93	1.54	-	-	98.25
PN16-R05a_mnz29_pt2	1.09	0.55	4.84	0.35	0.72	29.58	0.02	10.37	16.29	27.15	3.58	2.84	1.42	-	-	98.79
PN16-R05a_mnz29_pt5	2.47	0.73	10.43	0.40	0.78	28.83	bdl	5.24	18.69	20.75	3.44	3.92	2.22	-	-	97.89
PN16-R05a_mnz29_pt6	0.43	0.58	1.39	0.18	0.58	30.68	bdl	12.11	16.40	29.87	3.88	2.69	1.32	-	-	100.13
PN16-R05a_mnz30_pt1	1.92	0.71	8.92	0.40	0.59	30.01	0.32	8.05	16.45	21.32	3.13	4.18	2.36	-	-	98.38
PN16-R05a_mnz30_pt3	2.27	0.76	10.34	0.50	0.56	29.37	0.33	5.75	17.56	17.37	2.85	5.30	2.98	-	-	95.93
3501-5B_mnz53_pt1	0.72	0.27	1.72	0.58	0.03	29.62	bdl	18.48	11.97	31.25	3.14	1.76	0.91	-	-	100.46
3501-5B_mnz53bis_pt1	0.53	0.56	1.44	0.29	0.01	29.40	0.04	15.81	13.27	30.59	3.41	2.34	1.35	-	-	99.07
3501-5B_mnz47_pt1	0.81	0.50	1.63	0.23	0.41	30.16	bdl	15.03	13.19	31.77	3.49	1.94	0.73	-	-	99.89
3501-5B_mnz50_pt1	0.72	0.38	2.44	0.46	0.25	29.65	0.02	13.22	14.05	32.50	3.63	1.85	0.41	-	-	99.58
3501-5B_mnz46_pt1	0.62	0.35	1.43	0.33	0.04	29.54	0.01	18.16	12.25	31.89	3.29	1.66	0.82	-	-	100.40
3501-5B_mnz35_pt1	0.85	0.36	2.86	0.26	0.20	29.65	bdl	14.68	13.30	30.96	3.39	2.02	0.81	-	-	99.34
3501-5B_mnz35_pt2	0.60	0.40	1.55	0.23	0.19	29.82	bdl	15.85	12.80	31.88	3.40	1.71	0.56	-	-	98.98
PN16-R05a_mnz18_pt4	2.35	0.80	8.05	0.18	0.96	28.60	0.04	3.94	22.34	17.01	3.86	5.49	3.15	0.51	4.88	102.19
PN16-R05a_mnz30_pt5	2.98	0.89	19.59	0.76	0.70	28.62	0.03	0.65	4.35	7.24	2.86	18.77	8.63	2.16	6.05	104.27
PN16-R05a_mnz11_pt5	1.66	0.80	7.11	0.16	1.33	28.68	0.02	0.53	3.52	6.06	3.94	23.49	16.93	3.80	5.39	103.41
PN16-R05a_mnz18_pt4	2.35	0.80	8.05	0.18	0.96	28.60	0.04	0.51	3.15	5.49	3.86	22.34	17.01	3.94	4.88	102.19

bdl : Analysis below the detection limit

- : Non measured data

2.2 Les inclusions fluides dans les porphyroclastes de quartz

L'étude des inclusions fluides s'est portée sur les inclusions secondaires des porphyroclastes de quartz dont la déformation assistée par des fluides a été décrite comme synchrone de la minéralisation Pb-Ag de PN-MP (Bertauts et al., 2022). En d'autres termes, cela veut dire que les inclusions secondaires piégées dans les porphyroclastes de quartz déformés de PN sont cogénétiques du fluide minéralisateur. Les données microthermométriques et Raman sont présentées dans les [Tableau 2.4](#) et [Tableau 2.5](#) respectivement.

Trente-trois inclusions fluides ont été mesurées dans deux porphyroclastes de quartz déformés de PN (PN20-11 ; [Figure 2.4a,b,c](#)). Deux populations d'inclusions secondaires ont été observées dans les porphyroclastes de la lame PN20-11 de PN ([Figure 2.14](#)): (i) la population QzS1, aqueuse, biphasée (L-V→L) qui homogénéise en phase liquide (n= 23) ; (ii) la population de QzS2, aquacarbonée, triphasée à T = 15°C (H₂O_(L)-CO_{2(L)}-CO_{2(V)}), qui homogénéise en phase liquide pour le CO₂ et en phase liquide pour l'inclusion totale (n=10). Leurs tailles sont principalement <10 μm, rendant l'observation des transitions de phases parfois difficile. La population d'inclusions aqueuses enregistre des températures de fusion de glace (T_m ice) entre -24.3 et -8.6 °C et d'homogénéisation (T_h) entre 114.1 et 180 °C. Ces faibles T_m ice indiquent que la saumure a une salinité entre 12.3 et 25.1 wt% NaCl, supérieure au seuil de solubilité de la halite. Malgré ces importantes salinités, aucun solide n'a été observé dans ces inclusions. Au Raman, ces inclusions aqueuses ne révèlent que quelques traces de CO₂ dans leurs phases vapeur ([Tableau 2.5](#)).

Les inclusions aquacarbonées enregistrent des T_m ice très variables, allant de -23.5 à -0.1 °C, indiquant une variation de salinité entre 0.2 et 24.7 wt% NaCl. La T_m de la phase vapeur est de -57 °C et la T_m du clathrate est comprise entre 6 et 7.1 °C, indiquant que la phase vapeur est à CO₂. La T_h du CO₂ est comprise entre 21.2 et 30.5 °C. Enfin une tentative de mesure de la T_h totale des inclusions aquacarbonées a entraîné leurs décrépitations à une température de 312 °C proche de l'homogénéisation complète. Les analyses Raman, indiquent que la composition de la phase vapeur est du CO₂ pur, avec parfois quelques traces de N₂. Ces résultats confirment les mesures de T_m de la phase vapeur et du clathrate.

Aucun argument textural ne montre de diachronisme entre les deux populations d'inclusions fluides aqueuses et aquacarbonées. Il est donc probable que ces deux fluides soient contemporains de la minéralisation Pb-Ag de MP et PN. La température de décrépitation des inclusions aquacarbonées indique des circulations de fluides chauds, >312 °C, en accord avec la température de cristallisation des chlorites (315 ± 35 °C). Les fortes salinités confirment le rôle de la dissolution des évaporites au toit de la minéralisation. Plus généralement, les T_m ice et T_h mesurées dans les porphyroclastes de quartz déformés de PN sont cohérentes avec les mesures réalisées dans les inclusions fluides des évaporites de la Nappe des Gypses, dont la phase vapeur est dominée par le CO₂ et H₂S (T_m ice = -12 à -26 °C et T_h =

75-400 °C ; Barré et al., 2017). La forte concentration en CO₂ dans les fluides aquacarbonés résulte probablement de la thermo-réduction des sulfates : $\text{SO}_4^{2-} + \text{CH}_4 + 2\text{H}^+ = \text{H}_2\text{S} + \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$. L'absence d'H₂S dans nos inclusions est probablement due à une diminution de sa solubilité, qui couplé aux métaux aurait entraîné la cristallisation des sulfures. Les similitudes de chimie des fluides entre les IF de la minéralisation Pb-Ag de PN et celles de la Nappe des Gypses renforcent l'importance des évaporites dans la genèse des minéralisations Pb-Ag de PN-MP à la fois comme source de fluide et du S (Barré et al., 2017, 2020). De plus, la présence d'ions trisulfures (S³⁻) dans les fluides issus de la Nappe des Gypses (Barré et al., 2017) favorise la complexation des métaux (Pokrovski and Dubessy, 2015), ce qui pourrait en partie expliquer le tonnage beaucoup plus important des gîtes de MP-PN par rapport aux autres gîtes des Alpes occidentales françaises.

Tableau 2.4 : Résumé des analyses microthermométriques sur les inclusions fluides des porphyroclastes de PN (PN20-11).

Ref IF	Pop IF	Taille (µm)	Vapeur / Liquide	Te (°C)	Tm ice (°C)	Wt% NaCl	Th (°C)	Tm CO2 (°C)	Th CO2 (°C)	Tm clathrate (°C)
Qz1_2	QzS1	4	0.2	-	-21.4	23.3	-	-	-	-
Qz1_3	QzS1	5	0.15	-	-21.2	23.2	130.7	-	-	-
Qz1_4	QzS1	4	0.2	-	-22.5	24.0	180.0	-	-	-
Qz1_6	QzS1	-	0.3	-	-21.6	23.4	-	-	-	-
Qz1_7	QzS1	3	0.2	-	-21.4	23.3	126.9	-	-	-
Qz1_8	QzS1	5	0.2	-	-20.2	22.5	120.1	-	-	-
Qz1_9	QzS1	10	0.2	-25	-19.8	22.2	118.5	-	-	-
Qz1_10	QzS1	5	0.2	-	-19.9	22.3	127.1	-	-	-
Qz1_11	QzS1	13	0.15	-	-18.1	21.0	122.3	-	-	-
Qz1_12	QzS1	8	0.45	-	-8.6	12.3	126.9	-	-	-
Qz1_13	QzS1	13	0.15	-	-8.9	12.7	-	-	-	-
Qz1_14	QzS1	4	0.2	-	-20.1	22.4	-	-	-	-
Qz1_15	QzS1	4	0.15	-	-24.3	25.1	-	-	-	-
Qz1_16	QzS1	18	0.3	-	-10.9	14.8	149.8	-	-	-
Qz1_17	QzS1	15	0.15	-	-23.7	24.7	128.6	-	-	-
Qz1_18	QzS1	12	0.15	-28.5	-19.9	22.3	117.1	-	-	-
Qz1_19	QzS2	9	0.15	-50	-2.0	1.9	> 312	-	21.2	6
Qz1_20	QzS2	18	0.15	-	-23.5	24.7	> 312	-	-	-
Qz1_21	QzS2	10	0.15	-17.82	-8.7	11.8	> 312	-	23.2	-
Qz1_22	QzS2	8	0.15	-	-0.1	0.2	> 312	-	-	-
Qz1_23	QzS2	10	0.4	-	-	-	> 312	-	30.5	-
Qz1_24	QzS2	12	0.15	-	-2.1	3.6	> 312	-	-	-
Qz1_25	QzS2	15	0.3	-	-5.3	8.2	> 312	-	23.7	-
Qz1_26	QzS2	6	0.5	-	-	-	> 312	-57.1	-	-
Qz1_27	QzS2	8	0.4	-	-	-	> 312	-57.0	-	7.1
Qz2_1	QzS2	10	0.15	-	-20.0	22.4	> 312	-57.1	-	-
Qz2_2	QzS1	5	0.15	-	-18.9	21.6	123.7	-	-	-
Qz2_3	QzS1	5	0.15	-	-18.4	21.3	118.5	-	-	-
Qz2_5	QzS1	7	0.15	-	-20.3	22.6	114.1	-	-	-
Qz2_6	QzS1	8	0.15	-	-21.0	23.0	128.8	-	-	-
Qz2_7	QzS1	8	0.15	-	-18.4	21.2	131.4	-	-	-
Qz2_8	QzS1	10	0.15	-	-19.8	22.2	116.2	-	-	-
Qz2_9	QzS1	8	0.15	-29.5	-21.1	23.1	143.7	-	-	-

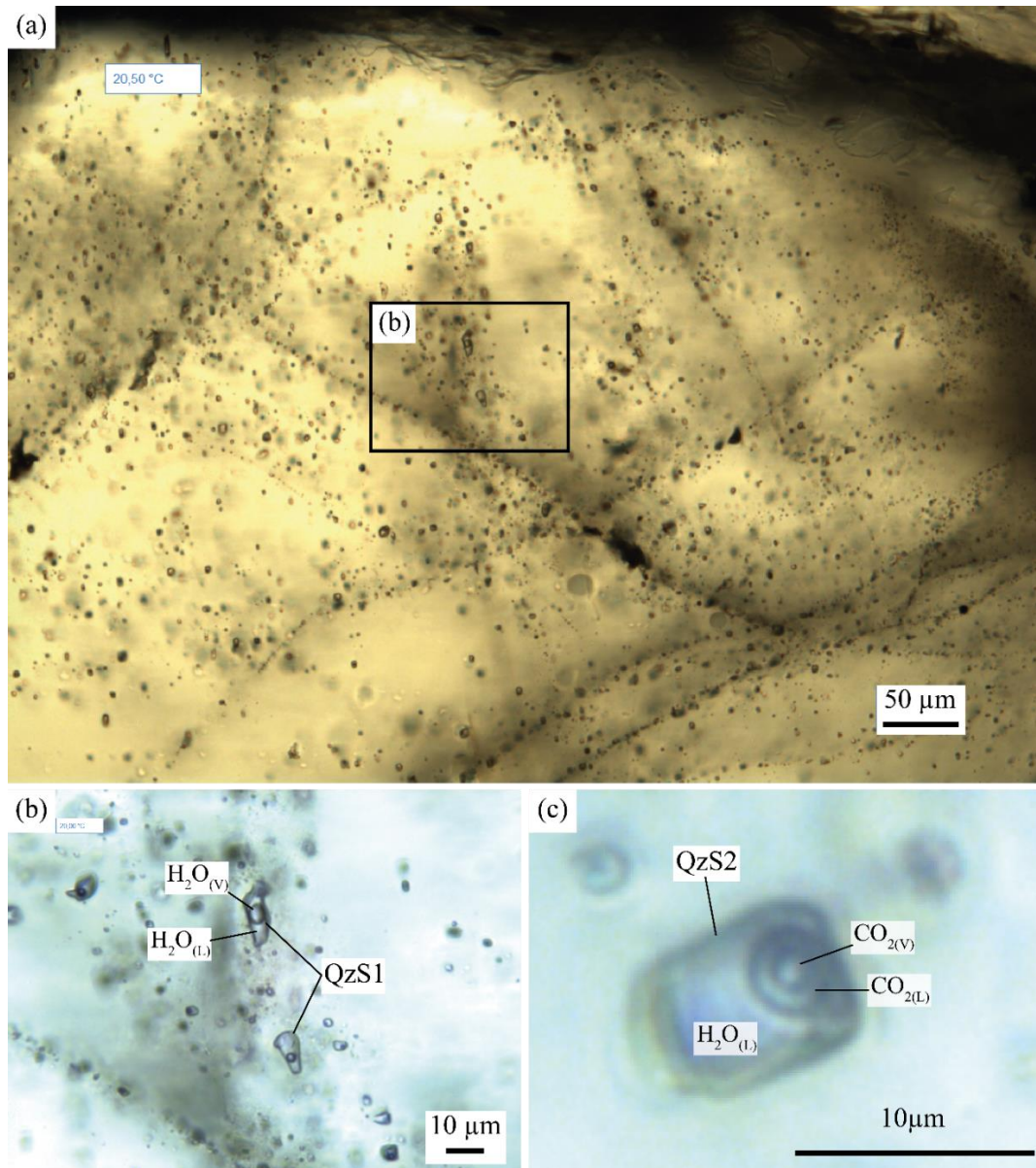


Figure 2.14 : Microphotographies des inclusions fluides secondaires dans le porphyroclaste de la Figure 2.4a,b de PN (PN20-11) : (a) plusieurs alignements d'inclusions secondaires ; (b) zoom sur l'un de ces alignements avec la présence d'inclusions secondaires biphasées (L-V) de type QzS1 ; (c) zoom sur une inclusion secondaire de type QzS2 triphasée à H₂O_(L)-CO_{2(L)}-CO_{2(V)}.

Tableau 2.5 : Analyses Raman sur les inclusions fluides de PN (PN20-11).

Échantillon	Mineral	FI type	FI reference	Vapor composition mol. (%)			
				CO ₂	CH ₄	N ₂	H ₂ S
PN20-11	Quartz	QzS2	IF1	100	-	-	-
PN20-11	Quartz	QzS2	IF2	100	-	-	-
PN20-11	Quartz	QzS1	IF3	-	-	-	-
PN20-11	Quartz	QzS1	Qz1-2	Trace	-	-	-
PN20-11	Quartz	QzS2	Qz1-21	99.4	-	0.6	-
PN20-11	Quartz	QzS2	Qz1-19	100	-	-	-
PN20-11	Quartz	QzS2	Qz1-26	100	-	-	-
PN20-11	Quartz	QzS2	Qz2-10	99.5	-	0.5	-
PN20-11	Quartz	QzS2	Qz2-11	100	-	-	-

2.3 Synthèse des connaissances sur les minéralisations Pb-Ag de MP et PN

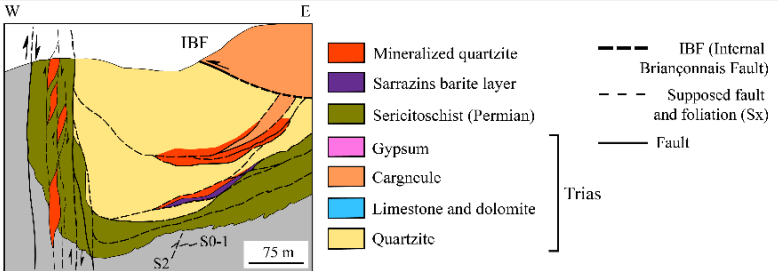
<h2>Fiche résumé sites</h2>		
	Macôt-la Plagne (MP)	Peisey-Nancroix (PN)
Localisation	45°29'15"N, 6°32'13"E (Mercator EPSG 3857) Altitude 1600m	45°28'40"N, 6°33'39"E (Mercator EPSG 3857) Altitude 750-770m
Encaissant	Schistes et quartzites du Permien et Trias.	Schistes et quartzites du Permien et Trias.
Minéralogie	- <u>Gangue</u> : quartz, phengite, dolomie, barytine, calcite, gypse et chlorite - <u>Minéral</u> : galène, tétraédrite, pyrite, sphalérite, bourmonite, hématite - <u>Accessoires</u> : monazite, zircon, anatase	- <u>Gangue</u> : quartz, phengite, ankérite - <u>Minéral</u> : galène, chalcopryrite, tétraédrite, pyrite, arsénopyrite, cobaltite - <u>Accessoires</u> : monazite, xénotime, zircon, anatase, apatite, florencite
Contrôle structuraux	Schistosité S1 dans un synclinal d'axe NNE-SSO déversé vers l'E	Schistosité S1 dans un synclinal d'axe NNE-SSO déversé vers l'E
Puissance et orientation	Dizaine de mètres de puissance, jusqu'à une centaine de mètres de longueur	Dizaine de mètres de puissance, jusqu'à une centaine de mètres de longueur
Morphologie		
Elements traces dans les sulfures	<p><i>Galène</i> : galène massive riche en Ag-Sb (1570; 2080 ppm) à une galène disséminée pauvre en Ag-Sb.</p> <p><i>Sphalérite</i> : Riche en Ni (0.7-1.4 wt%) et Cd (0.71-0.77 wt%).</p> <p><i>Tétraédrite</i> : Enrichie en Ag (1.13-9.12 wt %) et Hg (826-5787 ppm) de la tennantite (As) à la tétraédrite (Sb)-freibergite (Ag)</p>	
Chimie des fluides	<p>Inclusions fluides aqueuses bi-phasées H₂O_(l-v) :</p> <p>T_m = -24.8 à -8.6 °C, T_h = 114.1 à 180.0 °C.</p> <p>Inclusions fluides aqua-carbonnées tri-phasées H₂O_(l)-CO_{2(l)}-CO_{2(v)} :</p> <p>T_m vapeur = -57.1 à -57.0; T_m ice = -23.5 à -0.1 °C; T_m clathrate = 6.0-7.1 °C T_h décrépitation > 312 °C.</p>	
Conditions P-T	T = 315 ± 35 °C; P = 6.25 ± 0.75 kbar Prof = 14.2 - 18.3 km	
Âge des minéralisations	U-Pb sur monazite = 34.2 ± 3.5 Ma	U-Pb sur monazite = 35.1 ± 0.6 Ma Rb-Sr sur phengite = 34.6 ± 4.7 Ma

Figure 2.15 : Fiche de synthèse des minéralisations à Pb-Ag du Briançonnais.

Chapitre 3 |

Les minéralisations Pb-Zn-Ag du flanc oriental du Massif Cristallin Externe de Belledonne

Le Gros Villan (LGV) et Le Penay (PEN)

3 Les minéralisations Pb-Zn-Ag du flanc oriental du Massif Cristallin Externe de Belledonne :
Le Gros Villan (LGV) et Le Penay (PEN)

3 Les minéralisations Pb-Zn-Ag du flanc oriental du massif cristallin externe de Belledonne : Le Gros Villan (LGV) et Le Penay (PEN)

De nombreuses minéralisations à Pb-Zn-Ag des Alpes occidentales se localisent dans les Massifs Cristallins Externes (MCE ; [Figure 3.1](#)). Dans ces massifs, un alignement de petits gîtes se distingue dans le flanc oriental du massif de Belledonne, à proximité de grands accidents tectoniques et de la couverture sédimentaire mésozoïque. Quatre gîtes sont reportés dans la base de données "Armada" du BRGM : Le Gros Villan (LGV), Le Penay (PEN), le Crozat (CRO) et Doucy (DOU). D'expansion limitée, ces gîtes apparaissent sous forme de veines et de lentilles orientées dans la foliation principale. L'objectif est de comprendre les processus métallogéniques à l'origine de la formation des gisements Pb-Zn-Ag dans les MCE, le rôle du contact socle-couverture, les possibles héritages et remobilisations entre les orogénèses Varisque et Alpine, et les circulations de fluides associées.

3.1 Contexte géologique des Massifs Cristallins Externes (MCE)

Les Alpes résultent de la fermeture de l'océan Téthys et de la collision ultérieure entre les plaques Eurasie et Adriatique. Les gisements à Pb-Zn-Ag investigués du Penay (PEN) et Le Gros Villan (LGV) sont localisés dans la chaîne de Belledonne et ceux à F-Ba-Pb-Zn-Ag de Bois Feuillet (BF) et du Sapèy (SAP) sont localisés dans le massif du Rocheray appartenant tous les deux aux Massifs Cristallins Externes (MCE ; [Figure 1.1](#)). Les MCE représentent plusieurs portions exposées du socle varisque (Paléozoïque) de la marge européenne. Ils correspondent à un alignement de massifs le long des Alpes externes centrales et occidentales. Ils sont composés de : (i) unités du Paléozoïque métamorphosées et intrudées par des granitoïdes durant le Carbonifère et le Permien, et (ii) de sédiments non métamorphiques tardi-Carbonifère à Permien, déposés sur les anciennes séquences métamorphiques dans de petits bassins intracontinentaux. Le socle est recouvert par une épaisse séquence sédimentaire en discordance, déposée entre le Trias et le Paléogène sur la marge européenne de l'océan Piedmont-Ligure ([Lemoine et al., 1986](#)). Les déformations post-permiennes liées à l'orogénèse Alpine se distinguent par deux phases géodynamiques majeures : (i) l'extension et l'amincissement crustal lors du rifting au Jurassique, qui entraîne un découpage du socle varisque des MCE en plusieurs larges blocs basculés plurikilométriques, le long de failles normales d'échelle kilométrique et d'azimut NO-SE ([Lemoine et al., 1986](#) ; [Lemoine and Trümpy, 1987](#)), et (ii) le raccourcissement et la collision alpine, qui entraînent un chevauchement des domaines internes sur les MCE conjointement à l'activité du Front Pennique (FP) débutant à la fin de l'Éocène (35 Ma ; [Ceriani et al., 2001](#)) et se poursuivant jusqu'au Miocène ([Dumont et al., 2008](#)). La collision alpine est accompagnée d'un raccourcissement d'environ 20% à 27% du sud au nord dans les domaines externes ([Bellahsen et al., 2014](#)). Ce raccourcissement est accommodé par des chevauchements et des plissements de la couverture sédimentaire, et par le développement d'un réseau de zones de cisaillements anastomosées d'échelle décamétrique à

hectométrique dans le socle (Bellahsen et al., 2014, 2012 ; Bellanger et al., 2014 ; Marquer et al., 2006). Le métamorphisme alpin dans les Alpes externes est modéré et inférieur à celui enregistré dans les Alpes internes lors du cycle de subduction-collision. Les conditions du pic du métamorphisme alpin enregistrées dans les zones de cisaillements des MCE s'échelonnent du faciès schiste vert inférieur (3-4 kbar, 300-350 °C ; Simon-Labric et al., 2009) dans l'Oisans-Pelvoux au faciès schiste vert supérieur (6 kbar, 400-450 °C ; Challandes et al., 2008) dans les massifs de l'Aar et du Gothard. Une base de données géochronologique complexe existe pour l'enregistrement du métamorphisme dans les zones de cisaillement et veines des MCE avec trois groupes d'âge à environ 24-30 Ma, 20-12 Ma et 12-6 Ma, attribués à différentes phases de déformation (Gasquet et al., 2010 ; Leloup et al., 2005 ; Rolland and Rossi, 2016).

Les failles décrochantes de Fond-de-France (FFF)/Décrochement de Roc-Rouge (DRR) se rattachant à la faille bordière orientale témoignent encore aujourd'hui d'une activité dextre accompagnée par des circulations de fluides atteignant au minimum 150 °C (Guéguen et al., 2022; Thiébaud, 2008).

3.2 Descriptions de terrain, analyses structurales et échantillonnage

3.2.1 Descriptions de terrain

Notre zone d'étude se situe dans la partie nord du massif de Belledonne, plus précisément à cheval entre les massifs de la Lauzière et du Beaufortain, entre la commune de La Chambre (vallée de la Maurienne) et la commune de La Léchère (vallée de la Tarentaise). Les minéralisations polymétalliques à Pb-Zn-Ag se localisent le long d'accidents subverticaux, décrochant d'orientation NE-SO (Figure 3.1). Sur les quatre gîtes étudiés, seuls LGV et PEN possèdent des galeries d'exploitation encore accessibles. Il ne reste plus que des haldes au CRO et aucune trace de minéralisation ou d'exploitation à DOU.

3 Les minéralisations Pb-Zn-Ag du flanc oriental du massif cristallin externe de Belledonne : Le Gros Villan (LGV) et Le Penay (PEN)

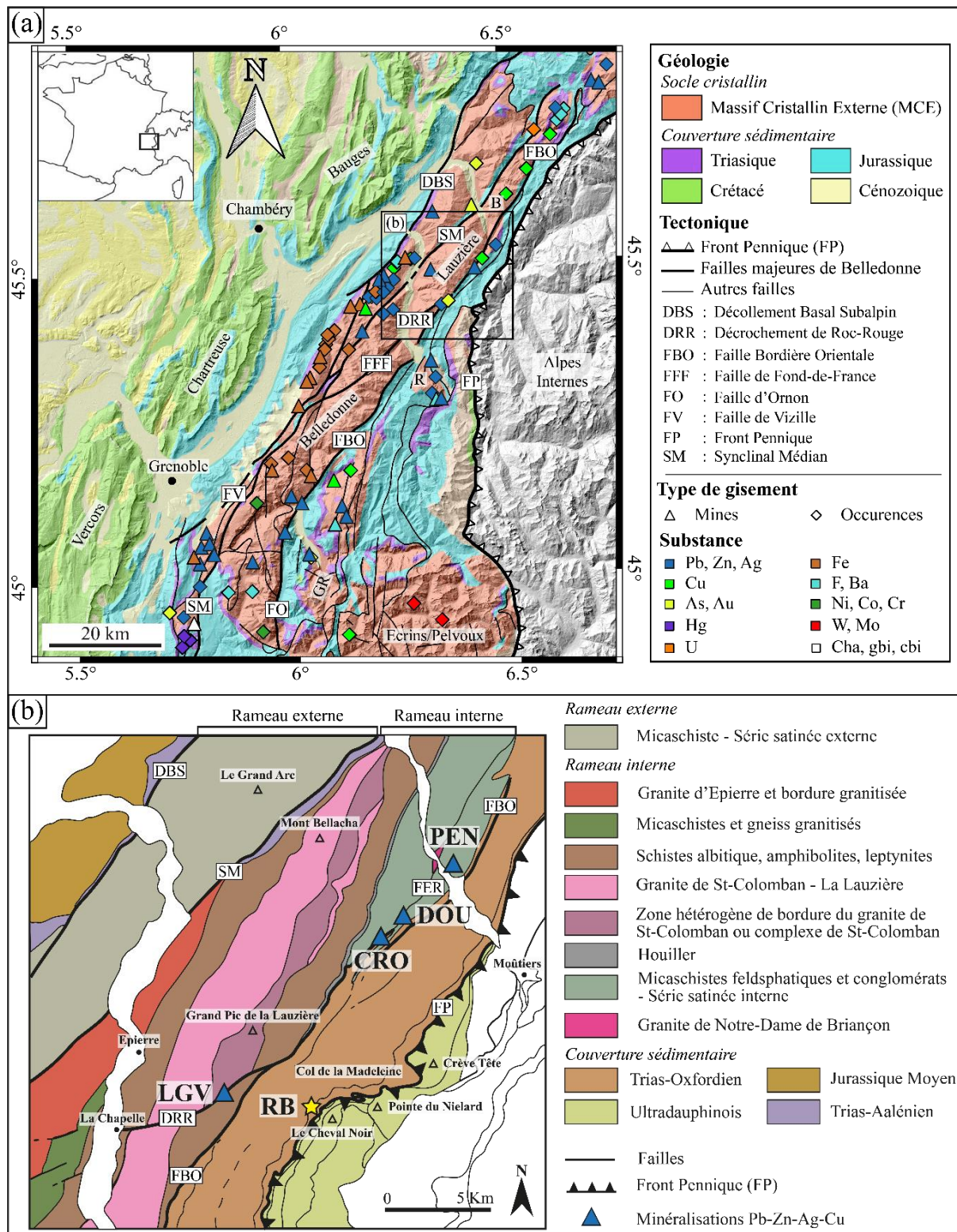


Figure 3.1 : (a) Carte géologique simplifiée couplée aux données des gisements de la partie nord des Alpes externes françaises (d'après la base de données française "Armada" et la base de données, ALOS Global Digital Surface Model (AW3D30) pour le MNT). Le carré noir représente la localisation de la figure (b). (b) Carte géologique de la partie nord de la chaîne de Belledonne (centrée sur la Lauzière) avec la position des quatre sites à Pb-Zn-Ag investigués (modifié d'après Barféty et al., 1983). B : Beaufortain ; GR : Grandes Rousses ; FER : Faille de l'Eau Rousse ; R : Rocheray.

Le gîte de LGV se situe à proximité du col de la Madeleine (1993 m) sous le sommet du Gros Villan (2746 m) à une altitude d'environ 2600 m (45°26'13"N, 6°21'18"E), le long de la faille de Font-de-France (FFF), localement appelée décrochement de Roc-Rouge (DRR ; [Figure 3.1](#)). Cet accident décrochant sépare d'un côté au nord le granite varisque de la Lauzière ([Debon et al., 1998](#)) et au sud une formation de gneiss, amphibolites et leptynites appelée complexe leptyno-amphibolique ([Figure 3.2a](#)). Le décrochement de Roc-Rouge est en partie enfoui sous des sédiments quaternaires, mais affleure au niveau de la crête de l'Alouette (autre nom historique du gisement LGV ; [Figure 3.2a](#)). C'est au niveau du site de LGV que le DRR s'exprime davantage, avec une crête de roches mylonitisées de plusieurs dizaines de mètres de haut et de large ([Figure 3.2b](#)). La zone mylonitique du site de LGV est hétérogène et contient des schistes, des veines de quartz et de carbonates plissées et déformées dans la direction de la foliation prises dans une mylonite riche en silice à grains fins. La foliation est marquée par la présence importante de micas blancs lui donnant un aspect phylliteux. La foliation est pénétrative d'orientation principalement N30° à N60° avec un pendage allant de 40° à 65° vers le NO, formant un réseau anastomosé ([Figure 3.3b](#)). Cette foliation pénétrative est concordante avec les failles décrochantes orientées N43° à N76° et de pendage compris entre 55° et 70°NO avec un jeu majoritairement dextre. L'ensemble du réseau anastomosé de foliation et des petites failles dextres associées forment une zone de cisaillement. La galerie de LGV s'observe toutefois dans une zone de cisaillement à composante sénestre ([Figure 3.3a](#)). Les failles et foliations de direction NE-SO sont recoupées par des veines de quartz non minéralisées d'une puissance allant jusqu'à 0.50 m, d'azimut N110° à N140° et de pendage 50° à 75° NE. Les orientations et descriptions de ces veines sont identiques aux fentes alpines décrites dans la région ([Grand'Homme et al., 2016](#); [Figure 3.3c](#)). La minéralisation est plutôt éparse à l'échelle de l'affleurement avec quelques patches de minéralisation présentant une importante patine d'altération principalement verdâtre. La minéralisation n'a pu être observée que dans les haldes. Elle se compose de galène, chalcopryrite et sphalérite dans une gangue de quartz et calcite.

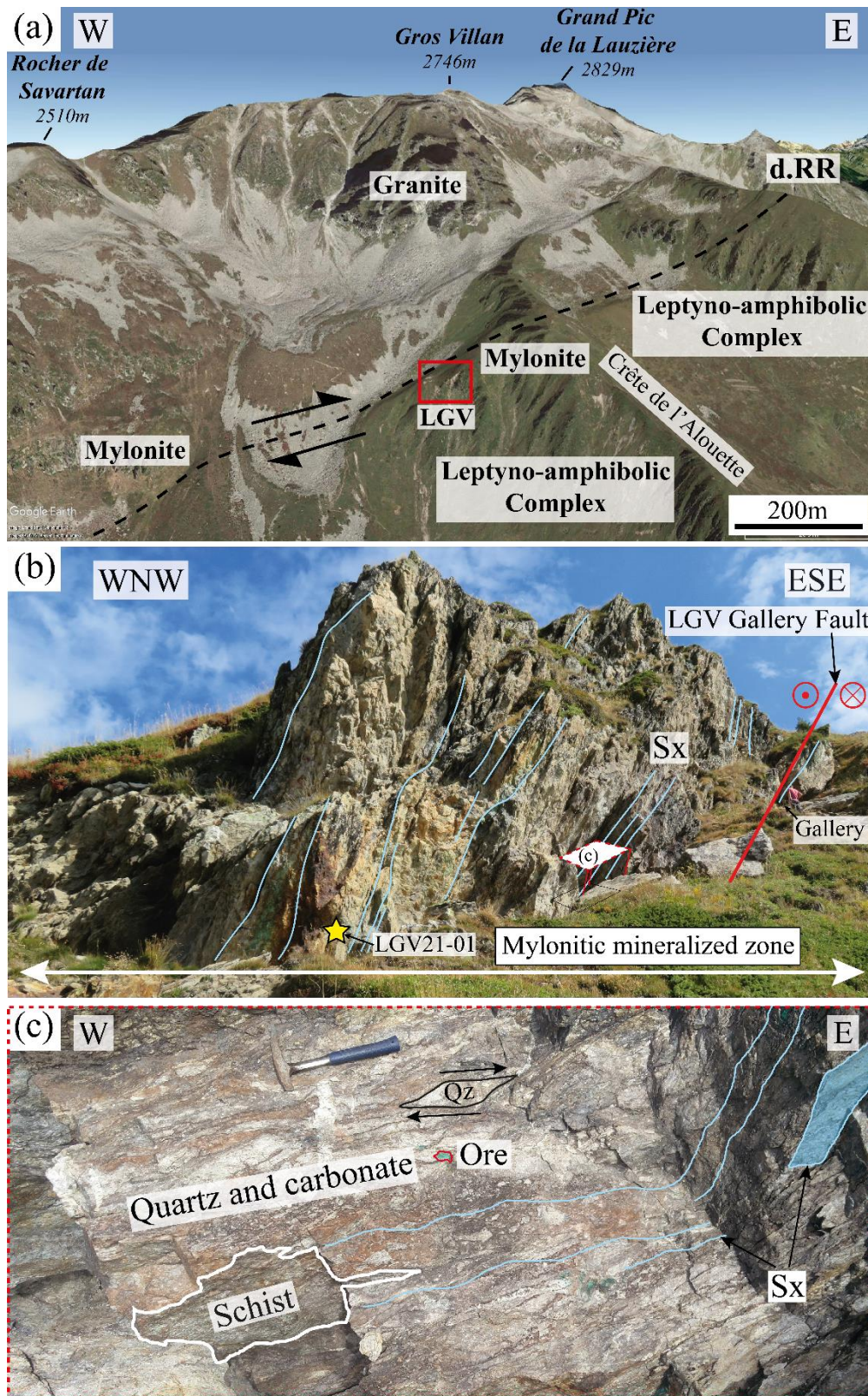


Figure 3.2 : (a) Localisation de LGV dans le massif de la Lauzière sur une image Google Earth. Le Décrochement de Roc-Rouge (DRR) montre aujourd'hui une activité dextre (Guéguen et al., 2022). (b) L'affleurement de LGV, présentant une zone mylonitique minéralisée le long de DRR. Le parallélogramme blanc avec une bordure en pointillé rouge représente la position de la figure (c). (c) Détail de l'affleurement de LGV proche d'un plan X/Z et montrant un encaissant hétérogène avec des veines de quartz enregistrant une déformation décrochant dextre.

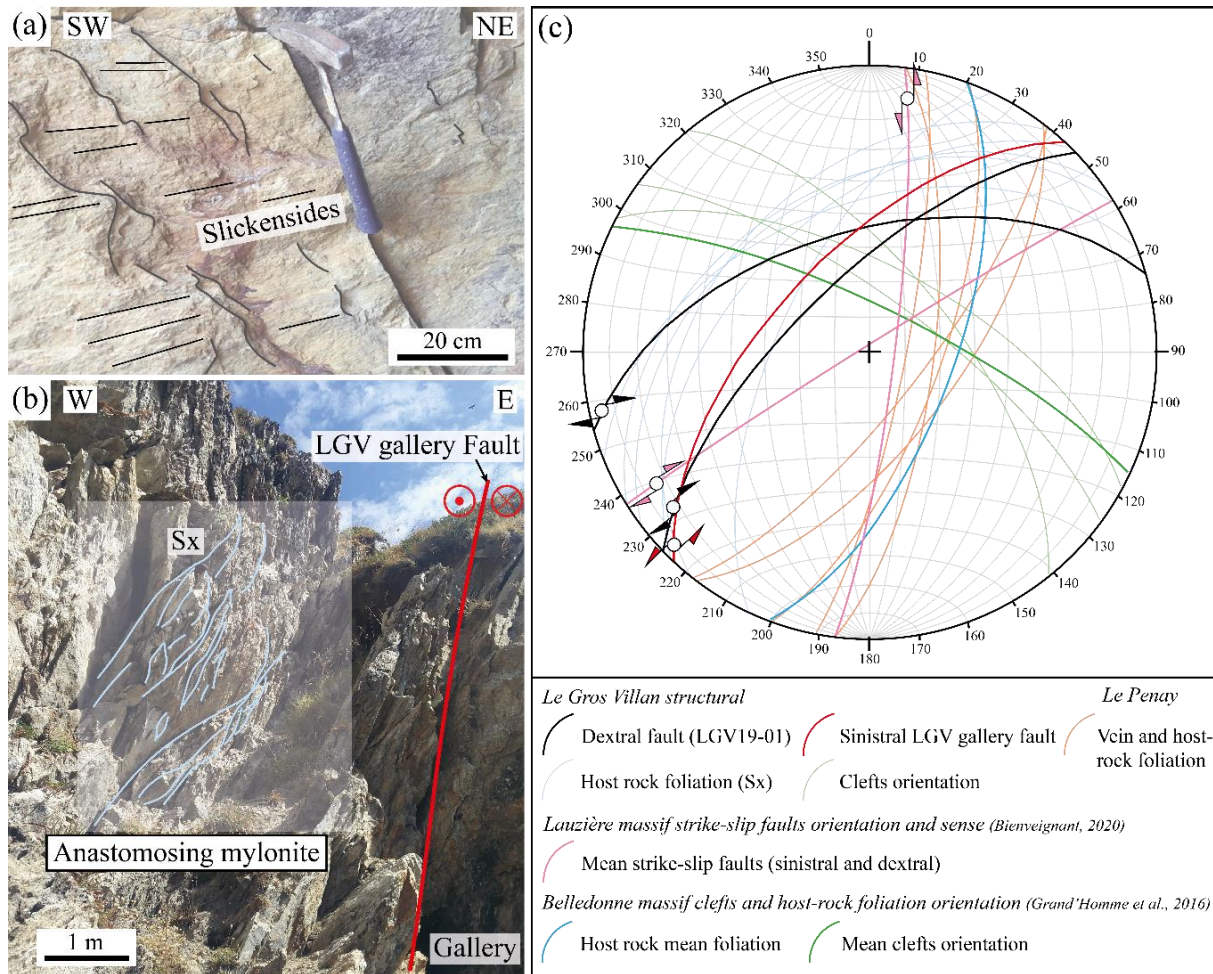


Figure 3.3 : (a) Tectoglyphes du mur de la faille de la galerie de la galerie de LGV avec une composante décrochante sénestre. (b) Mylonite de LGV présentant une foliation anastomosée. (c) Stéréonet présentant les données d'orientations de la foliation, des failles et des veines non minéralisées du massif de la Lauzière de cette étude et de [Bienveignant \(2020\)](#) and [Grand'Homme et al. \(2016\)](#).

La minéralisation de PEN se situe sur la commune de la Léchère (anciennement Petit-Cœur avant fusion) le long de la route reliant Notre-Dame de Briançon à Naves sur la rive droite de l'Arc ($45^{\circ}52'92''\text{N}$, $6^{\circ}48'63''\text{E}$). Les deux galeries d'exploitation sont toujours accessibles et s'échelonnent sur 20 m d'altitude (entre 750 m et 770 m [Figure 3.4a](#)). Le gîte de PEN est encaissé dans la série "satinée interne" aussi appelée "série verte" ou formation de Bonneval. C'est une formation mylonitique composée de gneiss, micaschistes et leptynites varisques déformés et intercalés des conglomérats de Villard Benoît ([Gasquet et al., 2010](#)). La minéralisation de PEN se localise dans une zone déformée encaissée dans des schistes riches en silice et de couleur claire ponctués de domaines riches en phyllites orientées dans la foliation ([Figure 3.4](#)). Dans la galerie inférieure, on remarque des schistes plus sombres et finement lités au contact direct de la veine minéralisée ([Figure 3.4e](#)). La zone déformée est localisée entre la Faille de l'Eau Rousse (FER) et la Faille Bordière Orientale (FBO) d'orientation NE-SO et de pendage subvertical. L'orientation et le pendage de la veine minéralisée et de la foliation pervasive de l'encaissant dans la zone déformée sont concordantes, avec un azimut compris entre $\text{N}5^{\circ}$ et $\text{N}40^{\circ}$ et un

pendage entre 70° et 80° vers l'est. La minéralisation se présente en veine de quartz plus ou moins minéralisés et d'une puissance n'excédant pas les 50 cm (Figure 3.4). Le minerai est composé principalement de sphalérite, galène, chalcopryrite et pyrite avec une dominante à sphalérite et galène dans la galerie supérieure, et à pyrite et chalcopryrite dans la galerie inférieure. La gangue est composée de quartz et de carbonates en grande partie dissous donnant une texture « cariée » à la veine dans la galerie inférieure (Figure 3.4e). Dans une galerie située au-dessus de la galerie supérieure, dans le prolongement de la zone déformée, une veine de quartz drusique sans trace de minéralisation est observée.

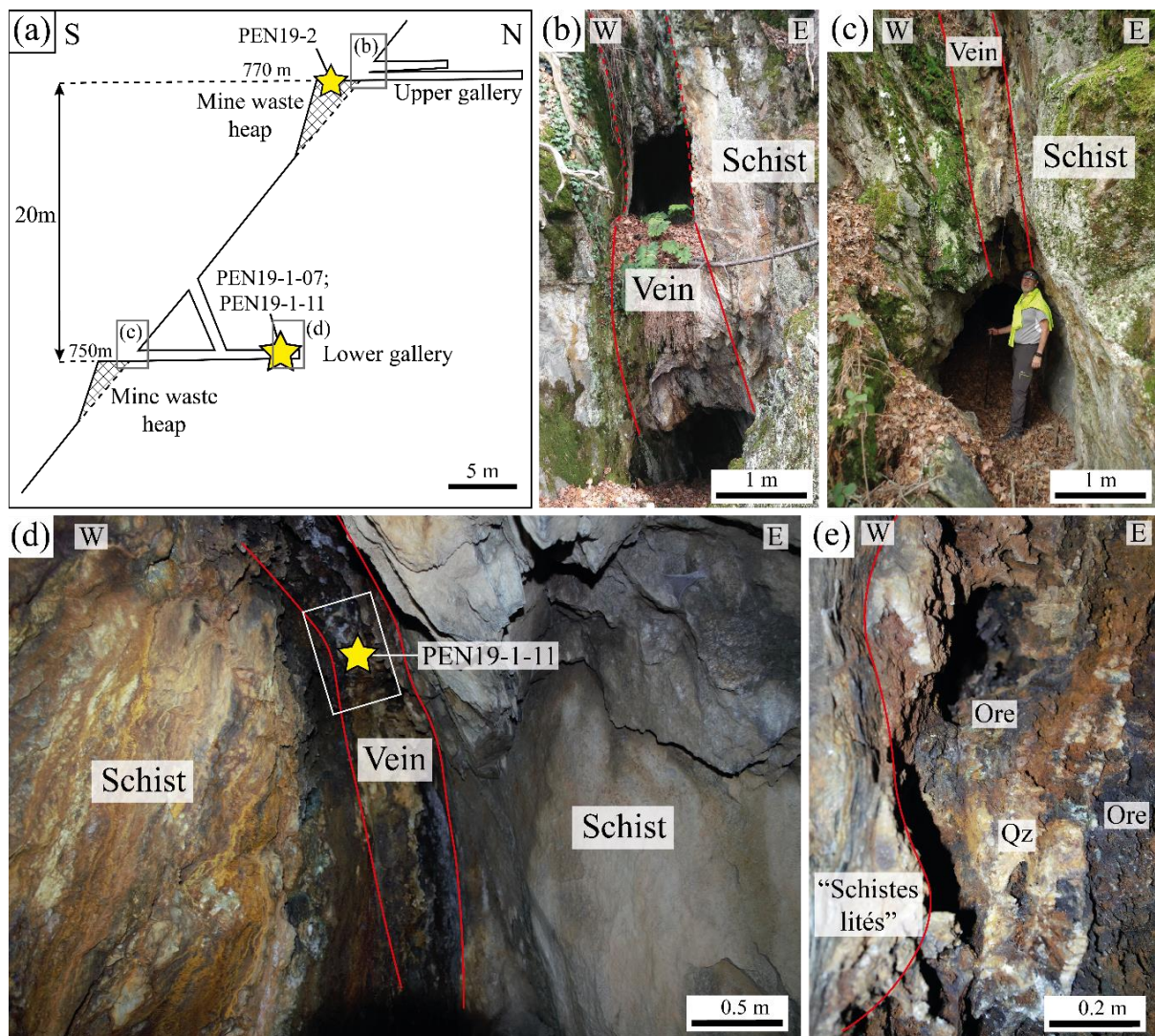


Figure 3.4 : (a) Coupe schématique de la concession du Penay (d'après Jacqueson et al., 1965). Les étoiles jaunes et les rectangles gris montrent la localisation des échantillons et des figures (b), (c) et (d), respectivement. Photos de l'entrée des galeries supérieure (b) et inférieure (c). (d) Photo du front de taille et du plafond de la galerie inférieure montrant la veine minéralisée subverticale encaissée dans des schistes. Le rectangle blanc indique la position de la photo (e) et l'étoile jaune la zone de l'échantillonnage PEN19-1-11. (e) Zoom sur la veine de quartz "cariée" avec une minéralisation présentant une patine d'altération sombre à verdâtre au contact de schistes noirs finement lités.

La minéralisation à Pb-Zn-Ag du Crozat (CRO) est localisée sur la commune de la Léchère (anciennement Celliers avant fusion) le long de la route reliant Notre-Dame de Briançon au col de la Madeleine (45°29'44"N, 6°26'9"E). Seule une galerie d'écoulement des eaux, d'orientation E-O, est encore accessible, mais aucune trace de minéralisation n'a pu y être observée. Seule une halde située en contrebas du village de Crozat témoigne de la présence de minéralisation et de son exploitation.

Aucune trace de la minéralisation à Cu-Fe ou de l'ancienne exploitation de Doucy (DOU), n'ont été retrouvées. Nous n'avons donc analysé aucun échantillon provenant de ce site.

3.2.2 Échantillonnage

Dans le cas de LGV, deux des trois galeries ne sont plus accessibles, car éboulées. Dans la dernière galerie, peu de minéralisation a été observée. Dix-huit des dix-neuf échantillons prélevés sur le site de LGV proviennent d'une halde située à quelques mètres à l'ouest de la galerie ouverte. Seul l'échantillon LGV21-01 a été échantillonné sur l'affleurement ([Figure 3.2b](#)) afin de mettre en relation les déformations à l'échelle de l'affleurement et les microstructures ([Figure 3.5](#)). Les échantillons de halde présentant des plans de faille et une foliation pénétrative ont été réorientés par analogie avec l'étude structurale de l'affleurement de LGV et de l'échantillon LGV21-01. Parmi les échantillons sélectionnés, certains ont une texture de sulfures massifs (p. ex., LGV19-01), tandis que les autres montrent une texture de sulfures semi-massifs à disséminés en veines centimétriques (p. ex., LGV19-02 ; [Figure 3.6a](#)). La minéralisation se compose majoritairement de galène, chalcopryrite et sphalérite dans une gangue principalement faite de quartz et parfois accompagnée de calcite (LGV19-03 et LGV21-04). La roche encaissante est toujours une mylonite riche en quartz microcristallin avec une concentration plus importante de phyllosilicates dans les zones de fortes déformations (foliation et failles). L'orientation de la minéralisation, les plissements du quartz de gangue et la déformation cisailante des clastes de calcite de gangue témoignent de déformations concordantes avec l'orientation de la foliation ([Figure 3.6](#)). Treize lames polies, dont six lames minces (30 µm ; LGV19-01, LGV19-02, LGV19-03, LGV19-04, LGV19-07 et LGV19-10) et sept lames épaisses (150 µm ; LGV19-02, LGV19-07, LGV21-01, LGV21-02, LGV21-03, LGV21-04b, LGV21-05a) ont été réalisées dans onze échantillons.

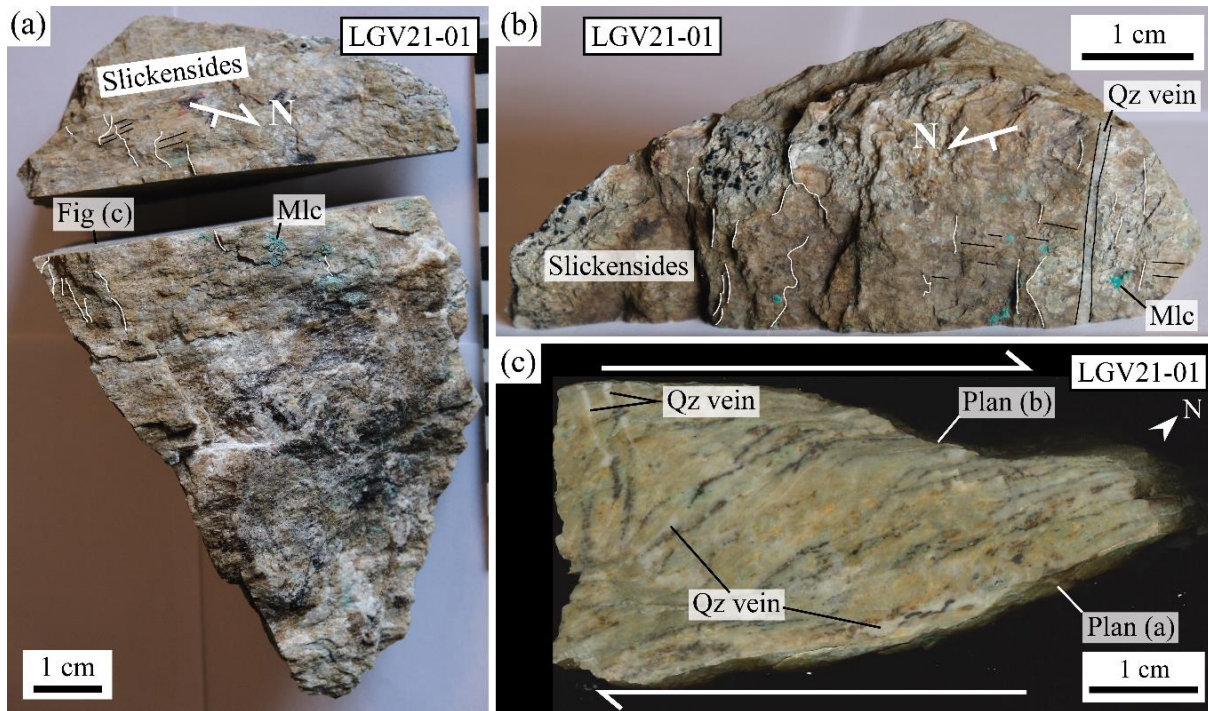


Figure 3.5 : Images macroscopiques d'un échantillon de mylonite de LGV orienté (LGV21-01). Plan de faille décrochant dextre d'orientation (a) N46-69°NW et de pitch 15°SW ; et (b) N76-55°NW et de pitch 6°SW. (c) Coupe le long du plan X/Z, montrant des structures C/S. Notes : (i) Les stries sont marquées par la cristallisation de mica blancs ; (ii) des phases d'altération du Cu (Mlc : malachite) sont localisées dans les plans de foliations ; et (iii) des veines de quartz verticales recoupent la foliation et les plans de faille décrochants.

Les échantillons de PEN étudiés proviennent des deux galeries d'exploitation (inférieure et supérieure). Afin de les différencier, les échantillons dont le nom commence par "PEN19-1" proviennent de la galerie inférieure, alors que ceux commençant par "PEN19-2" proviennent de la galerie supérieure. Parmi les six échantillons étudiés, deux ont été prélevés en place dans la galerie inférieure (PEN19-1-07 et PEN19-1-11), alors que les quatre autres proviennent de la halde située à l'entrée de la galerie supérieure (PEN19-2-13, PEN19-2-14, PEN19-2-16 et PEN19-2-17). Notre étude de PEN se focalise sur les échantillons provenant de la galerie supérieure, plus riches en galène et sphalérite, et moins altérés que leurs homologues de la galerie inférieure à texture "cariée" et avec une altération supergène de la minéralisation en malachite (Figure 3.6d). La minéralisation dans la galerie inférieure se compose principalement de pyrite et de chalcopryrite parfois associées à de la galène et de la sphalérite, tandis que dans la galerie supérieure, elle se compose presque exclusivement de sphalérite et galène (Figure 3.6c,d,e). La gangue est majoritairement composée de quartz et de calcite. Neuf lames polies dont six lames minces (PEN19-1-07, PEN19-1-11, PEN19-2-13a, PEN19-2-14a, PEN19-2-16a et PEN19-2-17a) et trois lames épaisses ont été réalisées (PEN19-1-07, PEN19-2-14a, PEN19-2-17a) sur les six échantillons étudiés.

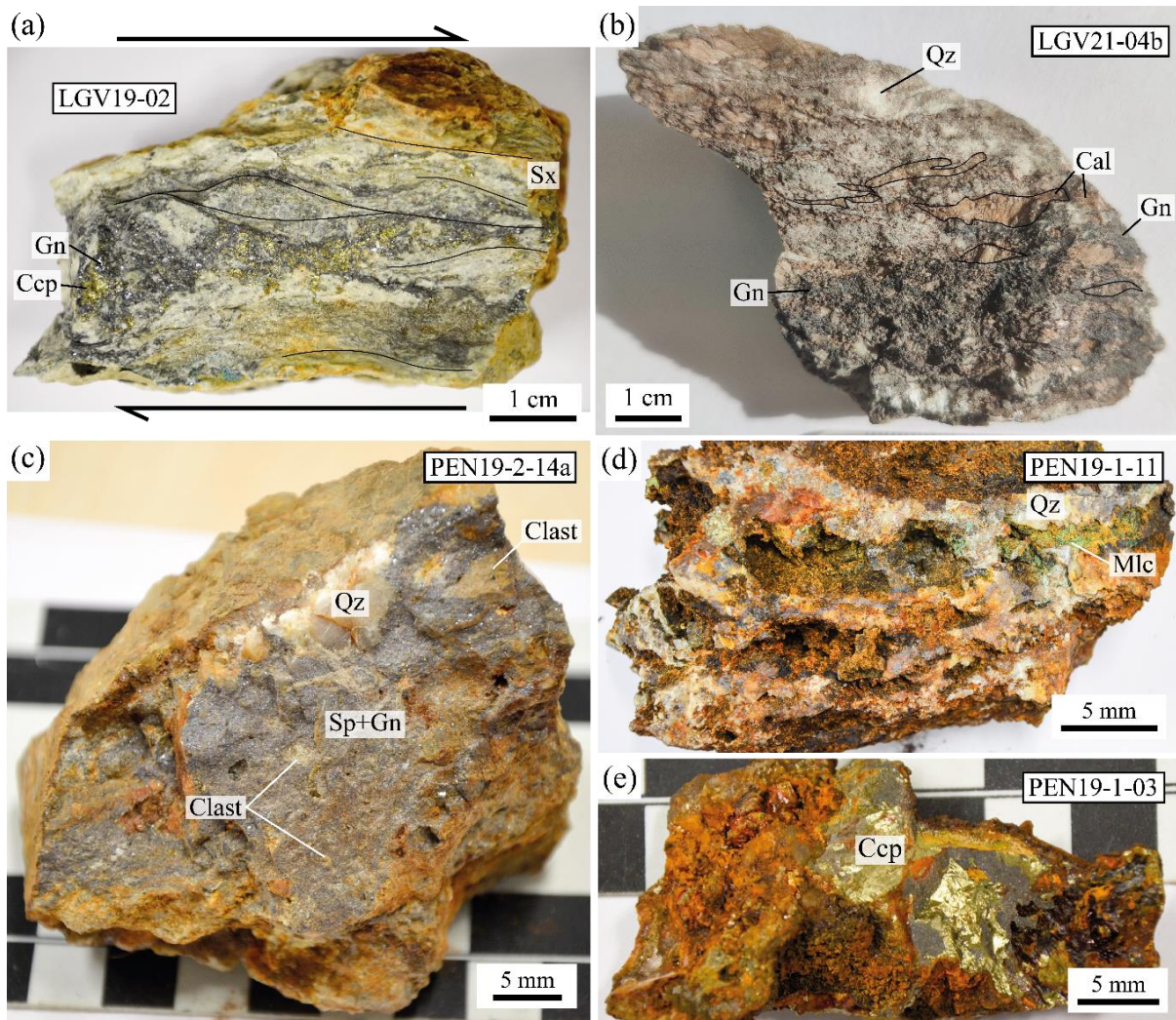


Figure 3.6 : Images macroscopiques des échantillons minéralisés de LGV (a, b) et de PEN (c, d, e). (a) Minéralisation à galène-chalcopryrite-quartz encaissée dans une mylonite riche en quartz et déformée le long de la foliation (Sx) marquée par des mica blancs (LGV-19-02) ; (b) minéralisation encaissée dans une gangue de quartz et calcite enregistrant une forte déformation le long de Sx (LGV-19-04b). (c) clastes divers (ex. quartz) dans un sulfure massif à sphalérite et galène ; et dans la galerie inférieure (PEN19-2-14a) ; (d) fragment de la veine principale à quartz, fantôme de phases dissoutes, et de phases secondaires telles que la malachite (Mlc) (PEN19-1-11) ; et (e) chalcopryrite massive (PEN19-1-03).

Les échantillons de la minéralisation de CRO proviennent exclusivement d'une halde. On distingue (i) des sulfures millimétriques (pyrite parfois cubique, galène à grande facette et sphalérite) disséminés dans des roches riches en quartz (CRO21-01) ; (ii) des sulfures de pyrite massive accompagnés de chalcopryrite, pyrrhotite (magnétique) et quartz (CRO21-04) ; et (iii) des sulfures de sphalérite massive à avec des traces de chalcopryrite, pyrite et galène et des clastes de carbonates présentant divers degrés de déformations (CRO21-02, CRO21-03). Quatre lames épaisses polies ont été réalisées sur chacun de ces échantillons.

3.3 Résultats pétrographiques

3.3.1 Descriptions pétrographiques et paragenèse de LGV

Le gîte de LGV correspond à une mylonite riche en quartz et micas blancs avec une minéralisation faite de veines millimétriques à métriques (Figure 3.7). Les textures et microstructures sont complexes attestant de plusieurs phases de cristallisation et de déformation.

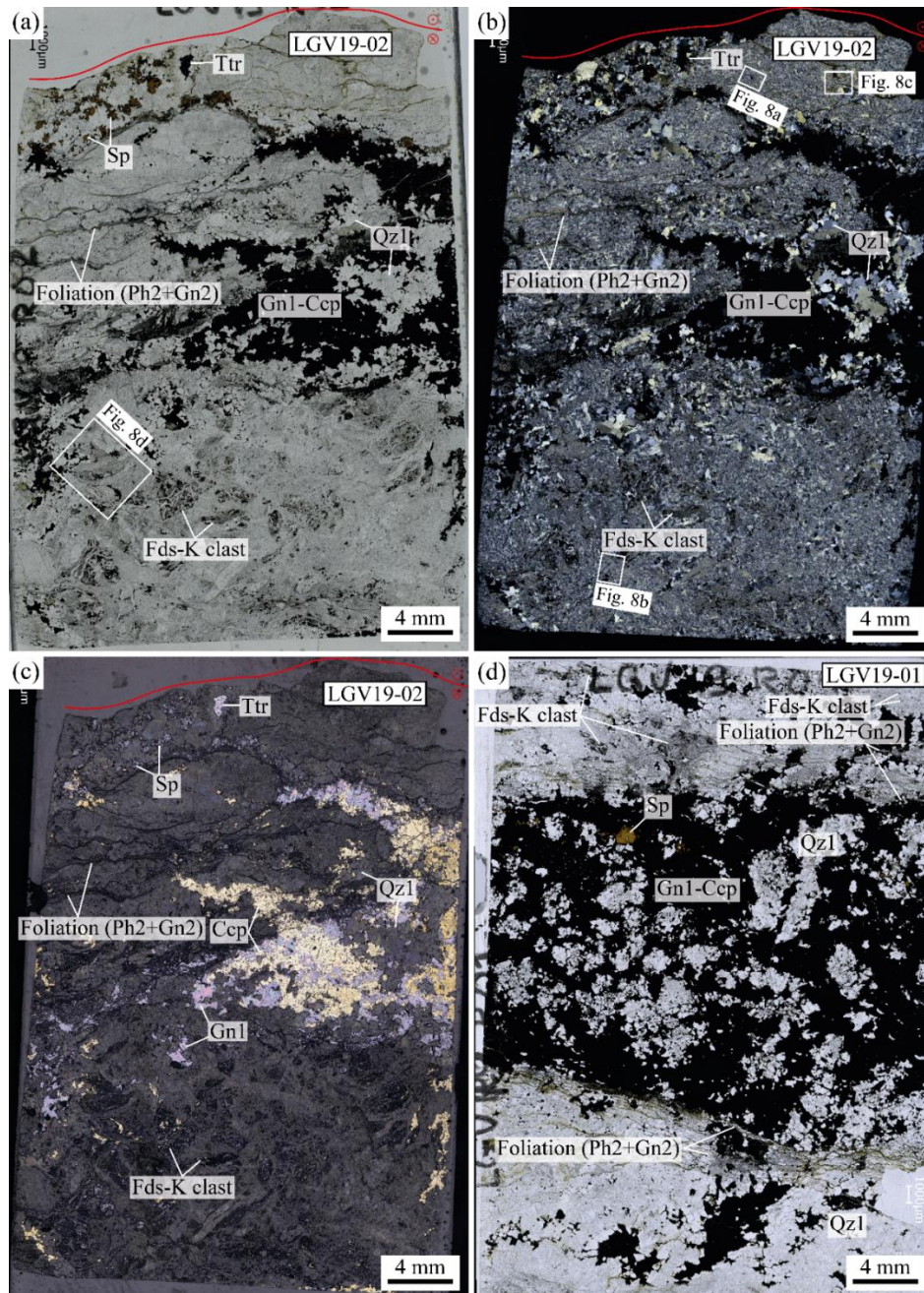


Figure 3.7 : Images optiques au microscope de lames minces de LGV (LGV19-02 et LGV19-01) en lumière : polarisée non-analysée (a) et (d) ; polarisée analysée (b) ; réfléchie (c). Note : (i) foliation marquée par des phengites, recoupant la minéralisation à galène (Gn1)-chalcopyrite-sphalérite-quartz (Qz1) parallèle au plan de faille décrochant ; (ii) la présence de clastes de Fds-K plus ou moins séricitisés et déformés, recoupés par des veines submillimétriques minéralisées ; (iii) encaissant mylonitique à quartz et feldspath-K.

Les échantillons minéralisés sont constitués de veines de quartz millimétrique hyalin (Qz1 ; [Figure 3.7](#)) et d'une minéralisation principale à galène, chalcopryrite, sphalérite et rare tétraédrite. Ces veines minéralisées sont parfois constituées de calcite subautomorphe millimétrique à centimétrique (Cal 1) avec des macles épaisses ($>1 \mu\text{m}$), parfois incurvées, partiellement dissoutes et recristallisées en calcite à grain fin (Cal 2). Les sulfures (galène, chalcopryrite et sphalérite) et sulfosels (tétraédrite) de la minéralisation primaire se présentent en plage de grains millimétriques, xénomorphes, en intercroissance, et possèdent des inclusions les uns dans les autres (Gn1, Ccp, Sp, Ttr ; [Figure 3.7](#) et [Figure 3.9](#)). Le Qz1 montre des textures d'intercroissance avec les sulfures et se trouve aussi en inclusion dans les sulfures. Le Qz1 présente souvent une extinction roulante ainsi qu'une migration de la bordure du grain (bulging) entraînant la formation de petits grains aux bordures des cristaux de quartz ([Figure 3.8a,c,g](#)). Certains grains de Qz1 se retrouvent parfois sous forme de porphyroclastes déformés, montrant des recristallisations partielles en quartz équigranulaire d'une dizaine de micromètres (Qz2). Les porphyroclastes sont moulés et recoupés par des grains de phengite micrométriques et aciculaires allongés dans la foliation ([Figure 3.8a](#)). La matrice est composée de quartz micrométrique équigranulaire (Qz2, [Figure 3.8a,c,g](#)) et de porphyroclastes de feldspath-K présentant divers degrés de séricitisation (remplacement par des micas blancs à grains fins) et de déformation. Les feldspaths-K apparaissent avec des habitus prismatiques ([Figure 3.8b](#)) ou en clastes submillimétriques déformés et allongés dans la foliation ([Figure 3.8d](#)). Souvent, les porphyroclastes de feldspath-K séricitiques possèdent des fractures remplies de sulfures (galène et chalcopryrite) et de Qz1. Les feldspaths-K non recoupés par des veines minéralisées sont fortement déformés et allongés dans la foliation, mais présentent une altération séricitique moins importante que leurs homologues minéralisés ([Figure 3.9](#)). Ces veines sont attribuées à une première phase de minéralisation (phase 1). Cette minéralisation primaire est localement affectée par une deuxième étape de déformation et de cristallisation (phase 2), qui s'exprime par une foliation soulignée par la cristallisation de phengite aciculaire, la réduction de la taille des grains de Qz1 ([Figure 3.8a,c](#) et [Figure 3.9a](#)), et par la remobilisation de la Gn1 en une galène 2 à grains fins et orientée dans la foliation (Gn2 ; [Figure 3.9](#)). Dans cette foliation se trouvent souvent des cristaux micrométriques, trapus et xénomorphes, d'oxyde de Ti (TiO_2), probablement de l'anatase. Cette deuxième étape de cristallisation peut générer localement la fracturation des sulfures primaires, qui sont alors recoupés par de la Gn2 et de la phengite. Aujourd'hui, la Gn2 est souvent totalement altérée en anglésite probablement lors de l'altération supergène. La Gn2 est beaucoup plus altérée que la Gn1 du fait de la petite taille des grains et de la plus grande perméabilité de la foliation.

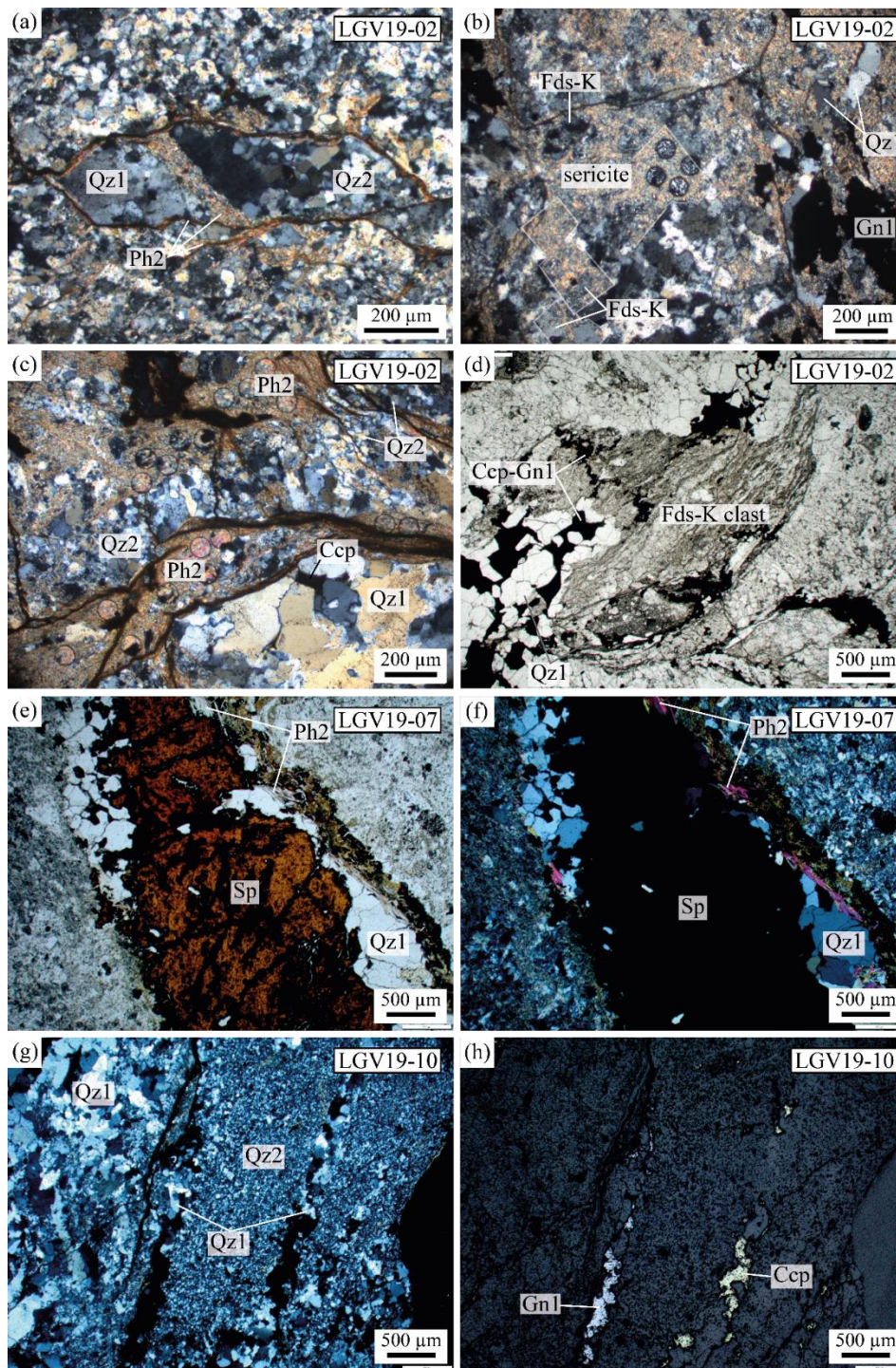


Figure 3.8 : Images au microscope optique en lumière : polarisée non-analysée (**d**) et (**e**), polarisée non-analysée (**a-c**), (**f-g**), et réfléchie (**h**) de lames minces de LGV : LGV19-02 (**a-d**) ; LGV19-07 (**e**) et (**f**) ; LGV19-10 (**g**) et (**h**). (**a**) porphyroclaste de quartz 1 (Qz1) en partie recrystallisé en quartz 2 (Qz2) équi-granulaire et micrométrique, moulé et recoupé par des phengites. (**b**) Pseudomorphose de feldspath-K en séricite. (**c**) Phengite aciculaire, micrométrique allongée dans la foliation, au contact d'une veine de quartz 1 et chalcopyrite, avec bulging entre les grains de quartz 1. (**d**) Claste de feldspath-K séricitisé recoupées par des veines de quartz et galène-chalcopyrite d'une dizaine de microns de puissance déformée le long de la foliation marquée par la séricite (microplissement des veinules de galène). (**e-f**) Veine de quartz 1 et sphalérite avec cristallisation de phengite aciculaire à la bordure avec l'encaissant mylonitique. (**g-h**) Recrystallisation dynamique des quartz 1 avec extinction roulante des veines de galène-chalcopyrite séparées par des grains de quartz 2 équi-granulaires, micrométriques néoformés. Note : Les trous dans les micas blancs sont ceux laissés par l'ablation laser lors des analyses isotopiques Rb-Sr.

Les minéraux accessoires recherchés en vue de datation U-Th-Pb sont représentés par de rares grains micrométriques de monazite et exceptionnellement de xénotime. Leur taille excède rarement les limites spatiales de la datation isotopique in situ, avec seulement une cinquantaine de grains de monazite datables observés sur six lames minces. Microstructuralement, la monazite et le xénotime se trouvent dans des inclusions au sein des sulfures primaires (Figure 3.9d) et présentent également une texture d'intercroissance avec ceux-ci. Les grains micrométriques de monazite sont subautomorphes à xénomorphes. Dans les domaines affectés par la seconde phase de déformation et de remobilisation, une forte déflexion de l'orientation de la foliation des phengites aciculaire est observée autour de la monazite, et des grains de Qz2 et de phengite aciculaire précipitent dans les ombres de pression associées. La paragenèse est résumée dans la Figure 3.10.

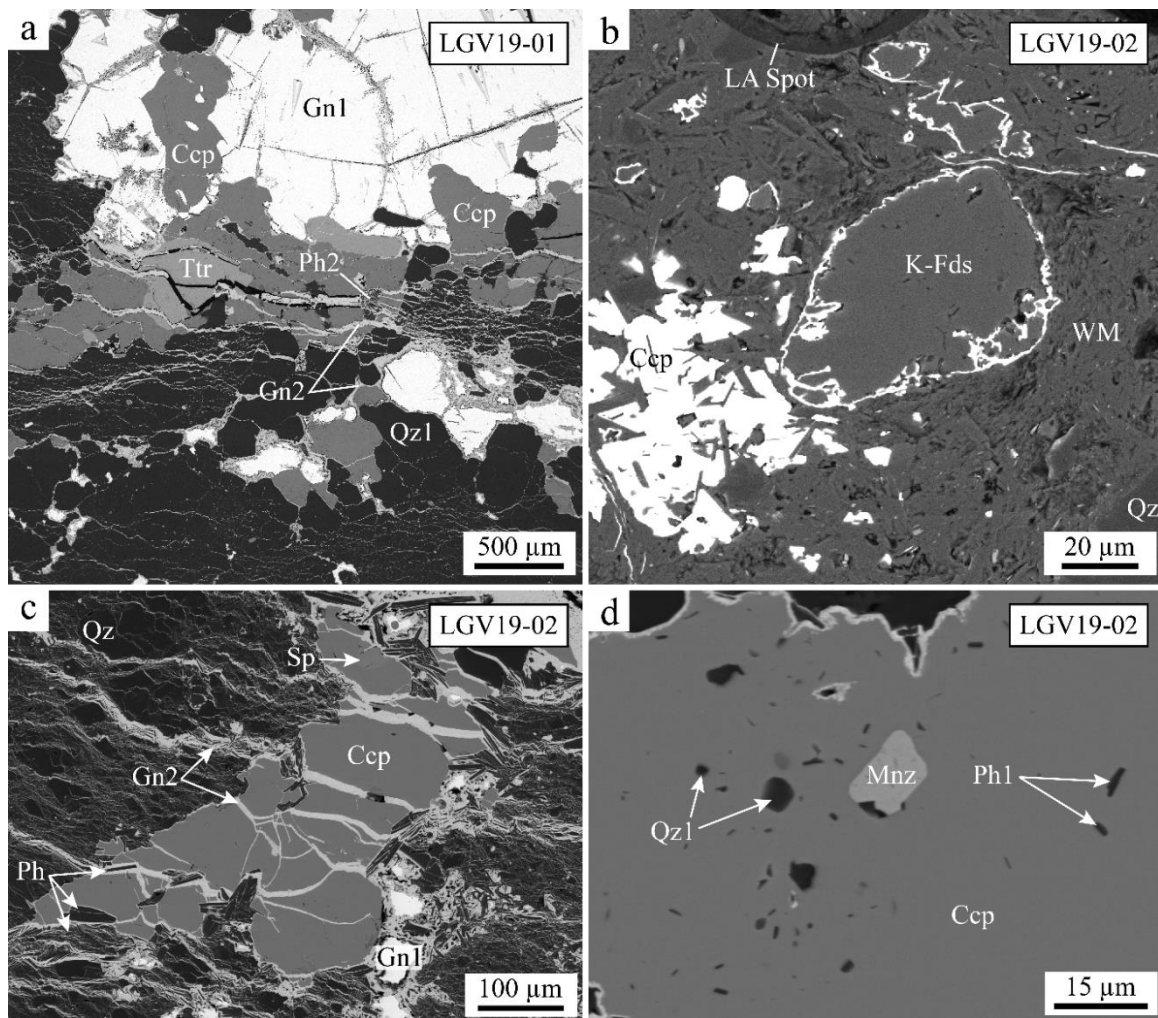


Figure 3.9 : Images au microscope électronique à balayage (MEB) en mode BSE des lames de LGV (LGV19-01 et LGV19-02) montrant : (a) Les sulfures (chalcopryrite, galène et tétraédrite) en intercroissance, fracturés et remplacés par une association à anglésite et phengite ; (b) Des grains de feldspath-K déformés, altérés et préservés dans une matrice à micas blancs et sulfure (zoom à l'intérieur d'un claste de feldspath-K séricitisé) ; (c) chalcopryrite et sphalérite en intercroissance fracturées et remplacées par anglésite et phengite, avec dissolution de la galène et recristallisation en anglésite ; (d) Grain de monazite subautomorphe en inclusion dans la chalcopryrite.

Mineral		Ore mineralization phases	
		Phase 1	Phase 2
Gangue	Quartz	<u>Qz1</u>	<u>Qz2</u>
	Calcite	<u>Cal1</u>	<u>Cal2</u>
	Phengite	<u>Ph1</u>	<u>Ph2</u>
Ore	Galena	<u>Gn1</u>	<u>Gn2</u>
	Chalcopyrite	_____	
	Sphalerite	_____	
	Tetrahedrite	_____	
Accessory	Monazite	_____	
	Xenotime	_____	
	Anatase	-----	-----

Figure 3.10 : Paragenèse de la minéralisation à Pb-Zn-Ag de Le Gros Villan (LGV).

3.3.2 Descriptions pétrographiques et paragenèse de PEN

La minéralisation de PEN se présente soit en sulfures massifs soit en sulfures disséminés à semi-massifs. Dans les échantillons à texture massive, la sphalérite massive (Sp1) est prise dans un assemblage à galène et sphalérite à grains fins (Sp2 ; [Figure 3.11a,b](#)). Des clastes de taille hétérogène (micrométriques à millimétriques) d'albite, de quartz, d'agrégats polycristallins foliés et plissés de phengite sont trouvés dans les domaines de sphalérite massive ainsi que dans les zones microgranulaires à galène et sphalérite. Les échantillons à sulfures disséminés et semi-massifs sont pris dans une gangue de quartz, calcite, albite et phengite ([Figure 3.11c,d](#)).

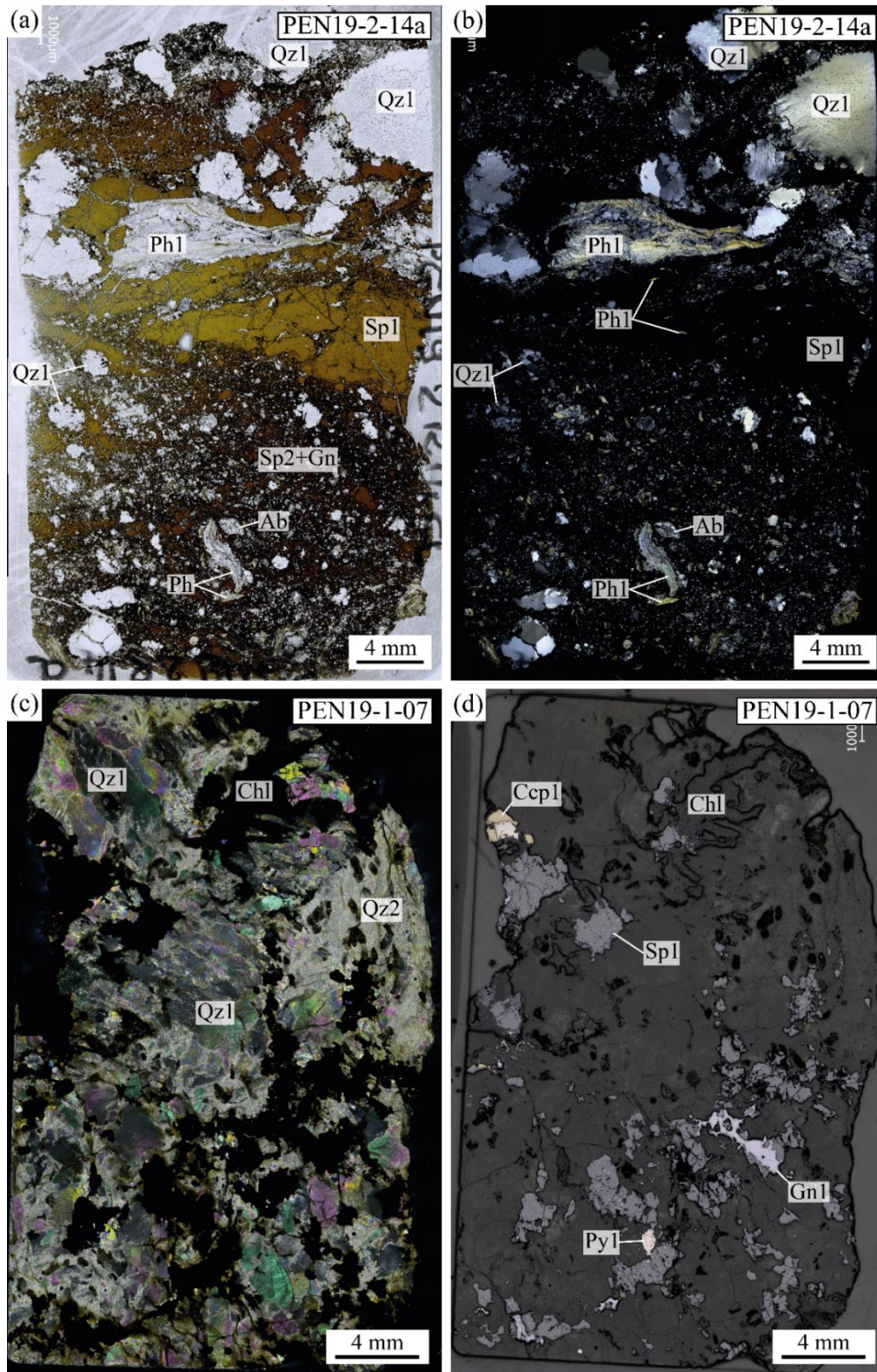


Figure 3.11 : Images optiques au microscope de lames mince (PEN19-2-14a) et épaisse (PEN19-1-07) de PEN en lumière : polarisée non-analysée (a) ; polarisée analysée (b) et (c) ; et réfléchie (d). Notes : (a-b) Les plages de sphalérite 1 fracturée (Sp1 et remplacée par une matrice à grains fins de sphalérite 2 (Sp2) et galène). La présence d'agrégats de phengite plissés dans la sphalérite massive (Sp1) et la minéralisation à grains fins (Sp2+Gn). Porphyroclastes de quartz millimétrique à extinction roulante et bordure irrégulière dû à des déformations assistées par des fluides. (c-d) La présence de Qz1 à extinction roulante présentant divers degré de dissolution recristallisation en grains micrométriques de quartz (Qz2). La présence de veine de chlorite associée à l'altération des bordures de la sphalérite.

La gangue de la minéralisation est principalement composée de grains de quartz millimétriques (Qz1), riches en inclusions fluides, présentant divers degrés de déformation et de recristallisation en grains micrométriques de quartz néoformés équi-granulaires (Qz2 ; [Figure 3.11b,c](#) et [Figure 3.12d](#)). Les microstructures des Qz1 témoignent d'une recristallisation dynamique de type "bulging" ([Figure 3.12d](#)) avec : (i) une extinction roulante systématique ; (ii) des recoupements par des bandes de grains néoformés micrométriques (Qz2) ; et (iii) des limites de grains irrégulières et formant des lobes à l'échelle des grains néoformés. Ces déformations sont hétérogènes et peuvent aboutir à la formation de rubans à grains fins de quartz-phengite voire de phyllonites (mylonite riche en phengite à grains fins ; [Figure 3.11c](#)). Le reste de la gangue est composé de calcite millimétrique subautomorphe à xénomorphe avec parfois des bordures de grains ou fractures remplies de sulfures à grains fins généralement de sphalérite et de galène. Le feldspath est représenté par de l'albite ([Tableau 3.2](#)). Il se présente en grains submillimétriques, subautomorphes à xénomorphes avec des inclusions de sphalérite d'une dizaine de micromètres ([Figure 3.12a,b,c](#)). Le feldspath est parfois intensément séricitisé. Les phengites se trouvent (i) en agrégats polycristallins foliés (Ph1) et plissés, sous forme de clastes inclus dans les sphalérites massives ou associés à la sphalérite-galène à grains fins ([Figure 3.11a,b](#) et [Figure 3.12a](#)), (ii) sous forme de baguettes aciculaires non orientées, en inclusion ou en intercroissance dans la minéralisation (sphalérite, galène, pyrite et chalcopryrite ; [Figure 3.13a,b](#)) ; (iii) en grains micrométriques (Ph2) moulant et remplissant des fractures dans les quartz, agrégats de phengite, sphalérite et apatite.

La minéralisation est principalement composée de sphalérite, de galène, de chalcopryrite et de pyrite en proportions variées. La sphalérite est le sulfure majeur dans les échantillons de PEN, à l'exception de l'échantillon pris en place dans la veine principale de la galerie inférieure et contenant principalement pyrite et chalcopryrite. La sphalérite massive (Sp1) se présente sous forme de plages millimétriques, fracturées et déformées. Elle est entourée par une matrice de sphalérite équi-granulaire à grains fins (Sp2) en intercroissance avec de la galène micrométrique ([Figure 3.11a](#) et [Figure 3.13b](#)). Cet assemblage remplit également les fractures des grains de Sp1. Les grains de Sp2 montrent des textures d'intercroissance avec les grains micrométriques de galène, chalcopryrite et pyrrhotite ([Figure 3.12e](#)). Dans la galerie inférieure, la sphalérite est observée seulement dans l'échantillon PEN19-1-07. Elle possède alors une texture de "chalcopryrite disease", c'est-à-dire des mouchetures de chalcopryrite plutôt sphériques qui semblent parfois se localiser dans l'intergrain de la sphalérite ([Figure 3.12f](#)). Elle peut se trouver localement altérée au contact avec de la chlorite. Dans la galerie inférieure, un échantillon représentatif à dominante de chalcopryrite et pyrite (PEN19-1-11) montre une intercroissance réciproque entre ces deux phases avec notamment des inclusions de pyrite dans la chalcopryrite et *vice versa*. De plus, de l'arsénopyrite en grain prismatique d'une dizaine de micromètres a été trouvée en inclusion dans la chalcopryrite, la pyrite et le quartz.

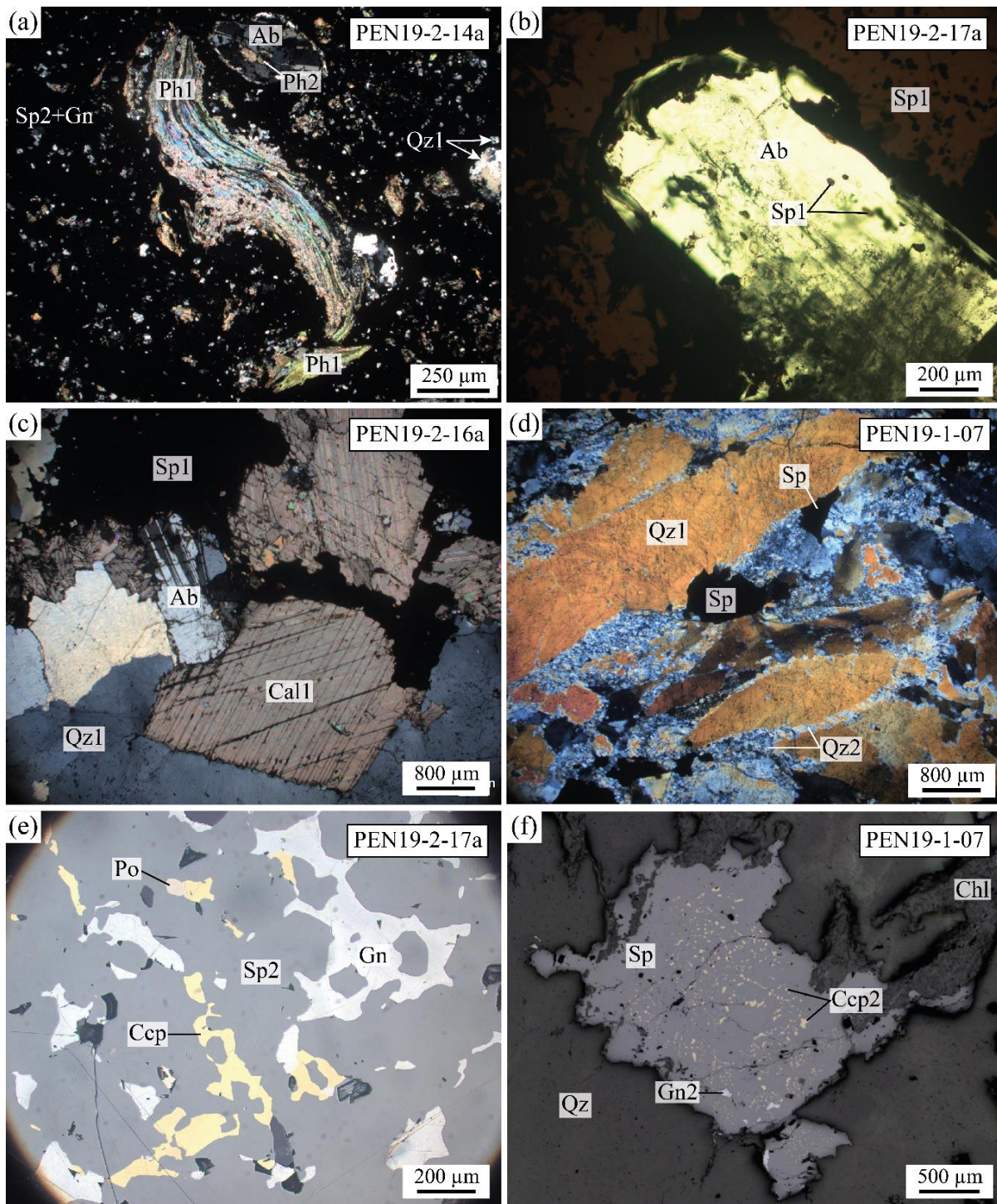


Figure 3.12 : Images au microscope optique de lames minces (PEN19-2-14a, PEN19-2-16a et PEN19-1-07) et de lames épaisses (PEN19-2-17a et PEN19-1-07) de la minéralisation de PEN, en lumière : polarisée non-analysée (b) ; polarisée analysée (a), (c-d) ; et réfléchie (e-f). (a) Claste polycristallin de phengite plissé dans une matrice à galène et sphalérite à grains fins. (b) Grain d'albite subautomorphe en inclusion et contenant des inclusions de sphalérite. (c) Minéralisation à sphalérite millimétrique (Sp1) contenue dans une gangue de quartz, calcite et albite recoupée par la minéralisation à sphalérite et galène à grains fins. (d) Quartz (Qz1) de gangue millimétrique et sphalérite primaire déformés et mylonitisés avec bulging, extinction roulante du Qz1 et néoformation de petits grains de quartz (Qz2). (e) Texture d'intercroissance des sulfures avec formation de galène, chalcoppyrite et pyrrhotite aux joints de grains de la sphalérite. (f) Exsolution de chalcoppyrite (maladie de la chalcoppyrite) dans la sphalérite, avec pour des plages de chalcoppyrite plus importante une texture d'intercroissance avec la sphalérite.

Dans les six échantillons étudiés, deux échantillons présentent des allanites (PEN19-2-14a et PEN19-2-17a) comme minéral accessoire de REE, Th et U. Aucun grain de monazite ou de xénotime n'a été observé. Des oxydes de Ti micrométriques, trapus et xénomorphes, sont systématiquement observés dans les matrices polycristallines de phengite. Quelques grains d'apatite sont aussi présents dans certains échantillons. Dans l'échantillon PEN19-2-14a, vingt-huit grains d'allanite subautomorphes à xénomorphes et d'une taille supérieure à dix micromètres ont été observés. Ils se présentent en inclusion dans la sphalérite primaire et la galène, et sont également présents dans l'intergrain des clastes de phengite foliés et plissés (Figure 3.13c,d). Les allanites possèdent quelques inclusions de galène, pyrite et phengite non-orientée, et montrent des textures d'intercroissance avec les sulfures (sphalérite et galène) et les phengites. Dans l'échantillon PEN19-2-17a, seul un grain de moins de dix microns a été observé en inclusion dans la sphalérite.

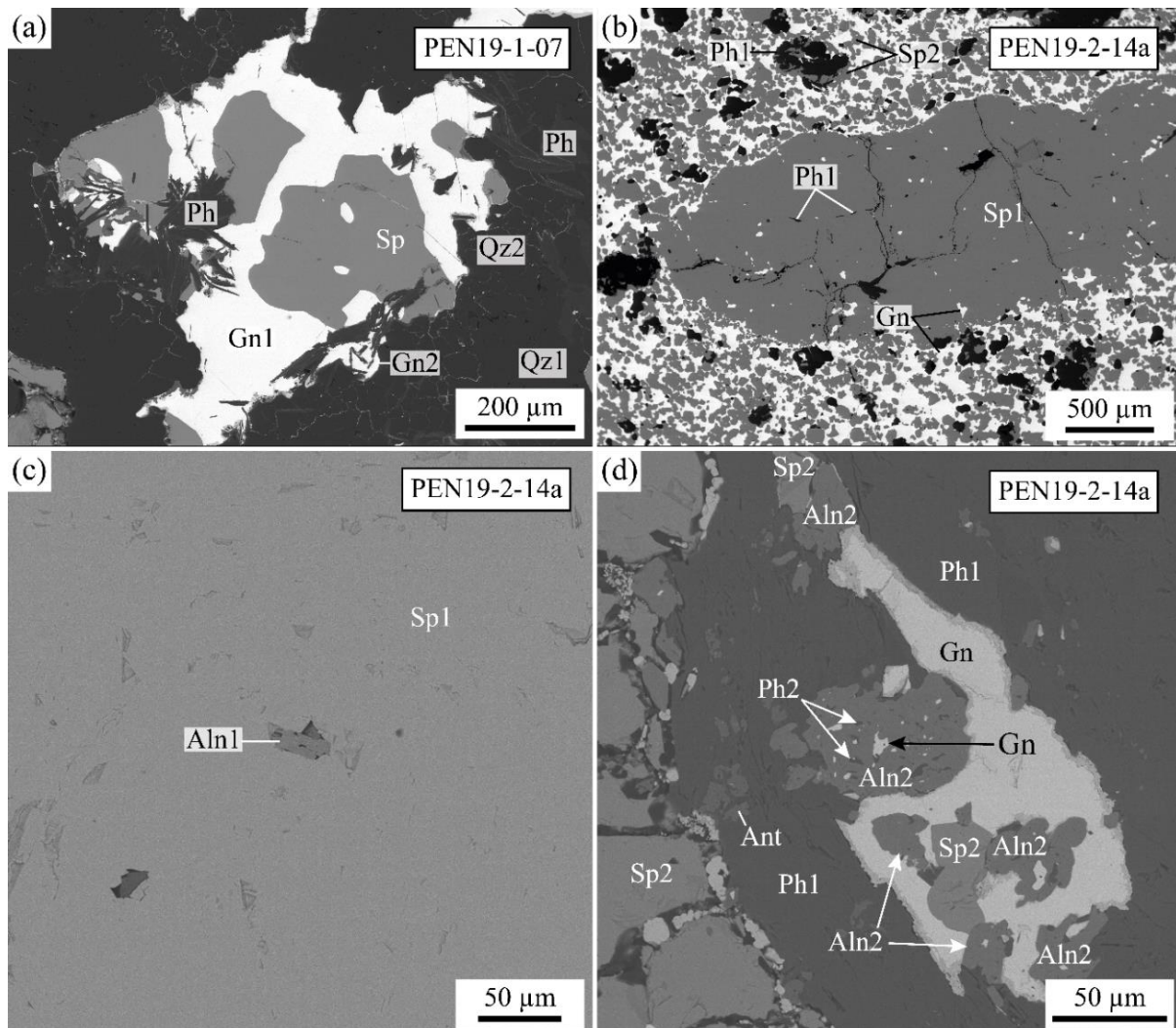


Figure 3.13 : Images au MEB en mode BSE des échantillons de PEN (PEN-1-07 et PEN19-2-14a) montrant : (a) des phengites aciculaires en inclusion et intercroissance avec la galène et la sphalérite ; (b) une plage de sphalérite massive (Sp1) avec inclusion de Ph, déformée et entourée par une matrice de sphalérite à grains fins (Sp2) en intercroissance avec la galène ; (c) une inclusion d'allanite subautomorphe dans la sphalérite massive ; (d) des grains d'allanite montrant des textures d'intercroissance avec la galène et la sphalérite, et comprenant parfois des inclusions de galène et phengite, dans un agrégat de phengite déformé.

Deux épisodes de minéralisation peuvent être principalement distingués sur la base des microstructures. Dans un premier temps, dans la galerie supérieure la sphalérite massive (Sp1) cristallise en association avec le quartz (Qz1), la phengite, l'albite et la calcite. Cet assemblage est déformé et recristallisé (p. ex., Qz2) en présence de fluide pour permettre la cristallisation d'un assemblage à galène-sphalérite (Sp2) parfois accompagné de chalcopryrite et pyrrhotite dans les fractures et dans la matrice. La paragenèse est résumée dans la [Figure 3.14](#).

Mineral		Ore mineralization phases			
		Upper gallery		Lower gallery	
		Phase 1	Phase 2	Phase 1	Phase 2
Gangue	Quartz	<u>Qz1</u>	<u>Qz2</u>	<u>Qz1</u>	<u>Qz2</u>
	Calcite	<u>Cal1</u>	<u>Cal2</u>	-----	-----
	Albite	-----	-----	-----	-----
	Phengite	<u>Ph1</u>	<u>Ph2</u>	<u>Ph1</u>	<u>Ph2</u>
	Chlorite	-----	-----	-----	-----
Ore	Sphalérite	<u>Sp1</u>	<u>Sp2</u>	-----	-----
	Galena	-----	-----	<u>Gn1</u>	<u>Gn2</u>
	Chalcopryrite	-----	-----	<u>Ccp1</u>	<u>Ccp2</u>
	Pyrite	-----	-----	<u>Py1</u>	<u>Py2</u>
	Arsenopyrite	-----	-----	-----	-----
	Pyrrhotite	-----	-----	-----	-----
	Hématite	-----	-----	-----	-----
Accessory	Allanite	<u>Aln1</u>	<u>Aln2</u>	-----	-----
	Apatite	-----	-----	-----	-----
	Anatase	-----	-----	-----	-----

Figure 3.14 : Paragenèse de la minéralisation à Pb-Zn-Ag du Penay (PEN).

3.3.3 Description pétrographique de la minéralisation du Crozat

Les échantillons de CRO se présentent en sulfures semi-massifs (CRO21-02) à massifs (CRO21-03, CRO21-04 ; [Figure 3.15](#)). La minéralisation est variable selon les échantillons et se compose de sphalérite, galène, pyrite, chalcopryrite, pyrrhotite et arsenopyrite dans une gangue de quartz, calcite et phengite ([Figure 3.15](#)).

Les échantillons CRO21-02 et CRO21-03 présentent deux phases de minéralisation avec des microstructures caractéristiques de recristallisations syndéformation et une paragenèse similaire aux échantillons de la galerie supérieure de PEN. Le premier stade (phase 1 ; [Figure 3.16](#)) est caractérisé par une minéralisation principale à sphalérite millimétrique (Sp1) dans une gangue à calcite (Cal1) et quartz (Qz1) millimétriques déformés, fracturés et recristallisés/remplacés par une minéralisation secondaire syndéformation à grains fins de galène, sphalérite (Sp2), chalcopryrite, pyrite et rare pyrrhotite ([Figure 3.15](#)). La gangue (quartz et calcite) et les sulfures millimétriques (Sp1) présentent des microstructures caractéristiques de la déformation des grains primaires et de la recristallisation syndéformation des

3 Les minéralisations Pb-Zn-Ag du flanc oriental du massif cristallin externe de Belledonne : Le Gros Villan (LGV) et Le Penay (PEN)

grains secondaires (Figure 3.15), avec : (i) la réduction de la taille des grains ; (ii) la présence de macles épaisses de calcite ($> 1 \mu\text{m}$) incurvées ; (iii) la cristallisation de calcite à grains fins (Cal2) accompagnée de galène et Sp2 dans les fractures de la Cal1 ; (iv) la cristallisation de galène et de chalcopryrite à grains fins en bordure et dans les fractures de la Sp1 ; (v) la déviation du litage des sulfures à grains fins autour des porphyroclastes de Cal1. Dans les sulfures massifs, la texture de la galène, Sp2, pyrite, chalcopryrite et rare pyrrhotite sont principalement à grains fins, lités et sont en intercroissance les uns avec les autres.

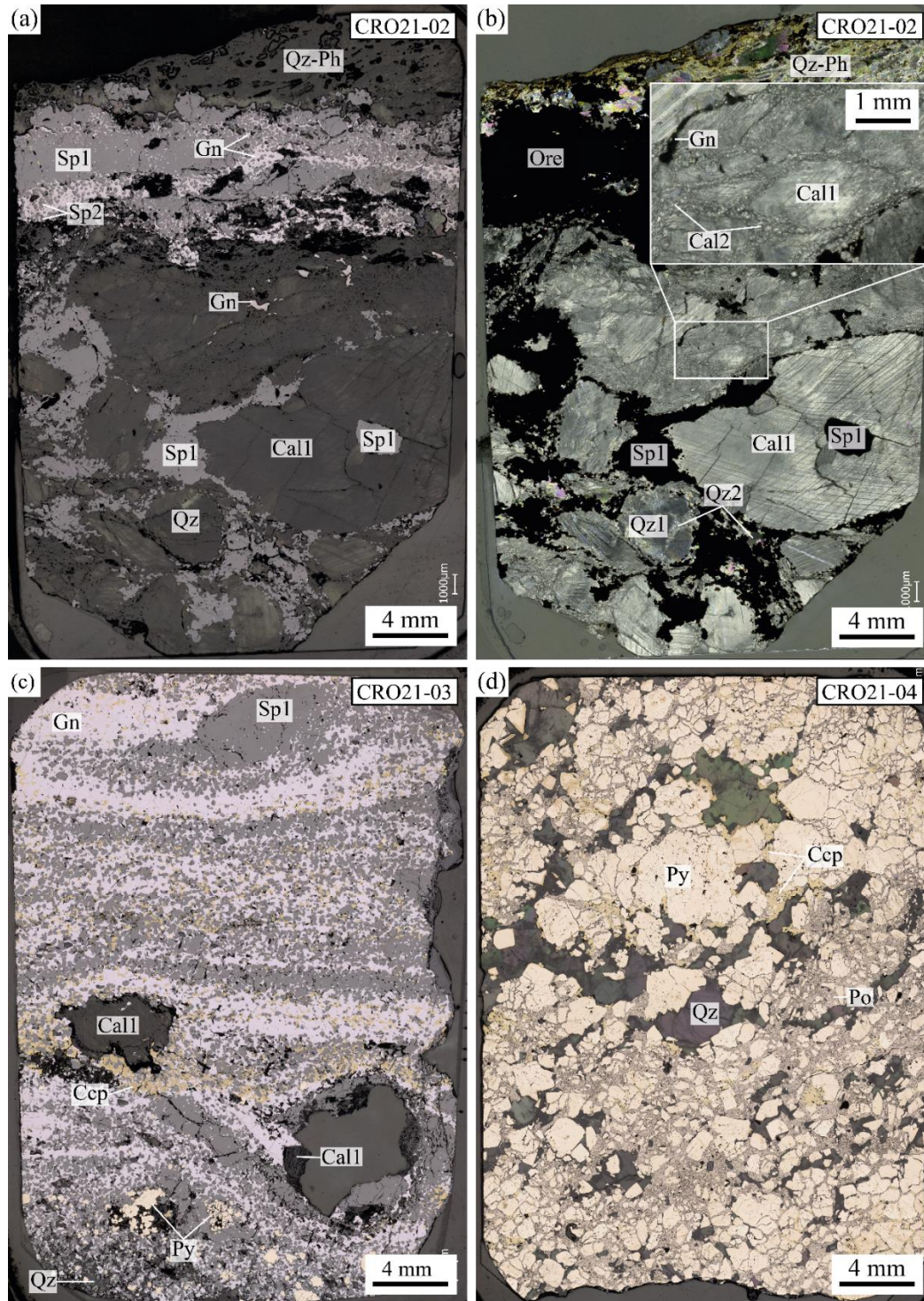


Figure 3.15 : Images macroscopiques des lames épaisses de CRO en lumière polarisée (a) et réfléchi (b-d). (a,b) Échantillon (CRO21-02) composé d'une minéralisation principale à sphalérite millimétrique dans une gangue de calcite et quartz millimétriques reprise par une minéralisation secondaire syndéformation à grains fins de galène, sphalérite et rare chalcopryrite. Le quartz, la calcite et la sphalérite présentent des microstructures caractéristiques de recristallisations syndéformation telles que : (i) la réduction de la taille des grains ; et (ii) des macles épaisses de calcite (> 1 µm) incurvées. Échantillons de sulfures massifs composés de : (c) galène, sphalérite, pyrite, chalcopryrite et rare pyrrhotite à grains fins lités et sphalérite millimétrique. Le litage de la minéralisation à grains fins est dévié par des clastes de calcite en partie dissous ; et de (d) pyrite millimétrique, xénomorphe à subautomorphe en intercroissance avec des grains de quartz hyalin, millimétrique et xénomorphe. Cette minéralisation est fracturée et remplacée dans les fractures par de la pyrrhotite, de la chalcopryrite et de rares sphalérite et galène xénomorphes, accompagnées de rares grains d'arsénopyrite subautomorphes à automorphes.

L'échantillon CRO21-04 présente aussi deux épisodes de cristallisation avec des paragenèses différentes. La première phase de minéralisation (phase 1) est caractérisée par une pyrite millimétrique, xénomorphe à subautomorphe en intercroissance avec des grains de quartz hyalin, millimétrique et xénomorphe. Cette minéralisation est fracturée et remplacée dans les fractures par de la pyrrhotite, de la chalcopryrite et plus rarement de la sphalérite et de la galène xénomorphes, accompagnés de rares grains d'arsénopyrite subautomorphes à automorphes (phase 2 ; [Figure 3.16](#)).

La paragenèse et les microstructures observées dans les échantillons CRO21-02 et CRO21-03 sont similaires à celles de la galerie supérieure de PEN. Malgré une variabilité importante dans la paragenèse des échantillons, les microstructures observées dans la gangue et les sulfures de CRO enregistrent deux phases de minéralisations ([Figure 3.16](#)).

Mineral		Ore mineralization phases			
		CRO21-02, CRO21-03		CRO21-04	
		Phase 1	Phase 2	Phase 1	Phase 2
Gangue	Quartz	Qz1	Qz2	_____	
	Calcite	Cal1	Cal2		
	Phengite	-----	_____		
Ore	Sphalerite	Sp1	Sp2		_____
	Galena		_____		_____
	Chalcopryrite		_____		_____
	Pyrite		_____	_____	
	Pyrrhotite		_____		_____
	Arsenopyrite				_____

Figure 3.16 : Paragenèse de la minéralisation à Pb-Zn-Ag du Crozat (CRO).

3.4 Composition en éléments traces des sulfures et sulfosels

Les éléments traces ont été analysés dans un premier temps à l'EPMA puis au LA-ICP-MS. Les compositions en éléments majeurs et traces des sulfures et sulfosels de LGV et PEN sont résumés dans le [Tableau 3.1](#), et les variations les plus significatives de la galène et de la sphalérite dans la [Figure 3.17](#) et [Figure 3.19](#), respectivement.

3 Les minéralisations Pb-Zn-Ag du flanc oriental du massif cristallin externe de Belledonne : Le
Gros Villan (LGV) et Le Penay (PEN)

Tableau 3.1 : Concentrations en éléments majeurs des sulfures et sulfosels déterminés par EPMA en wt% (en gras les valeurs des standards internes), et en éléments traces par LA-ICP-MS en ppm. NaN: non mesuré; <LOD: inférieur au limite de détection.

Mineral	Sample	Fe	Ge	As	Se	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Hg	Tl	Pb (wt%)	Bi
Galena	LGV19-02													
	Min.	0.6	0.8	4.8	351	459	65	1.1	658	3.1	0.1	4.2	86.50	72
	Max.	35	0.9	12	373	545	71	1.8	1067	3.8	0.4	6.4	87.82	98
	Mean (7)	12	0.8	9.8	361	509	68	1.5	883	3.3	0.3	5.0	87.3	84
	1s	13	0.0	2.6	8.4	40	1.8	0.2	148	0.2	0.1	0.9	0.37	8.7
	LGV19-07													
	Min.	4.0	0.6	13	278	507	38	11	851	2.5	0.2	4.2		46
	Max.	18	0.6	14	281	536	40	14	891	2.6	0.2	4.3	86.6	47
	Mean (2)	11	0.6	13	279	522	39	12	871	2.6	0.2	4.2		47
	1s	10	0.0	0.5	1.9	20	1.3	1.7	29	0.1	0.0	0.1		0.6
	LGV21-05a													
	Min.	0.3	0.9	<LOD	357	752	35	2.6	460	6.8	0.2	5.2	86.29	1260
	Max.	1.9	1.2	<LOD	481	945	53	4.7	660	11	0.5	7.2	86.97	2301
	Mean (6)	1.3	1.0	<LOD	417	829	44	3.6	543	8.7	0.4	6.0	86.6	1736
	1s	0.6	0.1	<LOD	48	80	7.5	0.8	94	1.7	0.1	0.8	0.24	487
	PEN19-2-14a													
	Min.	2.0	<LOD	0.2	6.7	898	8.1	5.9	1169	0.3	0.1	0.4	85.22	8.3
	Max.	9.3	<LOD	0.6	44	975	15	8.6	1281	1.0	0.3	0.6	86.72	74
	Mean (3)	5.7	<LOD	0.3	20	924	11	7.6	1230	0.6	0.2	0.5	86.2	36
	1s	5.2	<LOD	0.2	21	44	3.3	1.4	57	0.4	0.1	0.1	0.36	34
PEN19-1-07														
Min.	0.2	2.1	0.2	822	1002	16	0.8	962	7.0	0.3	0.5	85.77	629	
Max.	2.6	2.3	0.3	874	1065	21	6.3	1004	8.1	0.5	1.2	87.90	674	
Mean (5)	1.2	2.2	0.2	843	1032	19	2.3	982	7.8	0.4	1.0	86.6	647	
1s	1.2	0.1	0.0	23	27	2.1	2.3	21	0.5	0.1	0.3	0.64	19	
PEN19-2-17a														
Min.	0.3	0.1	0.1	49	1046	14	0.6	1345	1.8	<LOD	0.5		87	
Max.	2.4	0.2	0.3	59	1213	34	3.3	1567	2.3	<LOD	0.9	86.6	97	
Mean (6)	1.4	0.1	0.2	52	1120	20	2.2	1433	2.0	<LOD	0.6		94	
1s	1.2	0.0	0.1	4	63	7.7	1.2	86	0.2	<LOD	0.2		4.1	
Mineral	Sample	Mn	Fe (wt%)	Co	Ni	Cu	Zn (wt%)	Ga	Se	Ag	Cd	In	Sb	Hg
Sphalerite	LGV19-02*													
	Min.	411	5.60	NaN	NaN	217	57.36	<LOD	NaN	NaN	2892	NaN	NaN	NaN
	Max.	606	7.54	NaN	NaN	7511	61.06	<LOD	NaN	NaN	4808	NaN	NaN	NaN
	Mean (6)	519	6.58	NaN	NaN	2541	59.16	<LOD	NaN	NaN	3922	NaN	NaN	NaN
	1s	70	0.79	NaN	NaN	3035	1.51	<LOD	NaN	NaN	824	NaN	NaN	NaN
	LGV19-07													
	Min.	516	4.4	33	0.7	11	56.90	1.1	3.8	1.4	2373	6.6	3.5	66
	Max.	550	4.6	46	1.8	54	60.57	9.7	5.4	4.2	2551	43	20	78
	Mean (7)	465	4.5	39	1.0	21	58.7	3.2	4.6	2.5	2428	12	8.6	70
	1s	190	0.1	3.8	0.4	17	1.5	3.2	0.7	1.1	61	14	5.8	4
	LGV21-05a													
	Min.	473	4.22	23	0.5	14	60.56	0.5	<LOD	0.5	2149	15	0.9	69
	Max.	550	5.34	33	1.9	113	62.13	8.5	<LOD	1.3	2270	27	3.2	82
	Mean (7)	515	4.57	29	1.1	39	61.6	2.5	<LOD	0.8	2188	20	1.6	76
	1s	29	0.34	3.7	0.6	36	0.43	2.8	<LOD	0.3	42	4.4	1.3	5.7
	PEN19-2-14a													
	Min.	292	5.72	42	0.1	4.5	58.18	0.5	<LOD	0.9	1682	0.9	0.2	25
	Max.	354	7.63	64	0.5	35	60.63	11	<LOD	20	2002	9.1	11	31
	Mean (14)	321	6.43	48	0.3	10	59.7	4.4	<LOD	5.4	1867	3.1	2.9	28
	1s	21	0.60	6.5	0.1	7.6	0.78	3.2	<LOD	5.5	123	2.5	3.3	1.9
PEN19-1-07														
Min.	90	3.84	14	0.5	48	60.79	0.3	4.8	1.2	2364	62	0.6	42	
Max.	106	5.49	31	1.1	71	62.97	10	11	12	2500	69	8.1	47	
Mean (6)	94	4.37	20	0.8	58	62.0	2.5	7.5	4.9	2423	65	3.0	44	
1s	6.1	0.63	8.5	0.2	9.2	0.59	3.8	1.9	4.3	50	2.2	3.5	1.8	
PEN19-2-17a														
Min.	184	5.2	61	0.2	10		0.3	<LOD	0.7	1880	7.7	<LOD	28	
Max.	347	7.2	70	1.1	17	61.0	4.3	<LOD	8.6	2042	20	<LOD	37	
Mean (7)	263	6.4	64	0.7	13		1.2	<LOD	1.9	1978	13	<LOD	31	
1s	61	0.8	3.1	0.3	2.2		1.5	<LOD	2.7	56	3.5	<LOD	2.6	

Mineral	Sample	Fe (wt%)	Co	Ni	Cu (wt%)	Zn	As	Se	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Hg
Chalcopyrite	LGV19-02													
	Min.	31	6.8	14	32.56	876	10	5.8	94	3.0	5.6	13	0.5	2.0
	Max.	32	8.7	24	34.62	2403	11	8.0	107	5.3	5.8	14	1.8	3.4
	Mean (4)	31	8.0	19	34.2	1316	11	6.7	100	3.7	5.7	13	0.9	2.8
	1s	0.3	0.8	4.3	0.42	727	0.3	1.1	6	1.0	0.1	0.4	0.6	0.6
	LGV19-07													
	Min.	32	6.7	9.4		832	9.5	5.3	113	1.0	3.7	105	0.7	2.1
	Max.	32	6.9	10	34.2	1951	11	5.5	115	2.9	4.8	140	7.0	2.2
	Mean (2)	32	6.8	9.9		1392	10	5.4	114	2.0	4.2	122	3.8	2.1
	1s	0.3	0.2	0.7		791	1.0	0.1	1.6	1.3	0.7	24	4.4	0.1
	LGV21-05a													
	Min.	29	7.3	1.8	33.72	901	<LOD	5.6	47	15	11	21	<LOD	3.5
	Max.	31	13	5.2	34.51	1077	<LOD	8.6	94	21	14	34	<LOD	4.8
	Mean (4)	30	11	3.9	34.1	982	<LOD	7.7	61	18	13	25	<LOD	3.9
	1s	0.6	2.6	1.4	0.24	74	<LOD	1.4	22	3.0	1.2	6.2	<LOD	0.6
	PEN19-1-07													
	Min.	30	0.0	<LOD	34.13	430	0.0	8.2	26	4.0	11	16	0.4	0.7
	Max.	31	1.2	<LOD	34.56	1143	0.2	12	859	9.5	13	25	1.0	1.2
Mean (4)	30	0.6	<LOD	34.3	638	0.1	10	414	5.7	12	21	0.7	1.0	
1s	0.5	0.6	<LOD	0.16	339	0.1	2.2	429	2.6	0.8	4.1	0.5	0.2	
Mineral	Sample	Mn	Fe (wt%)	Co	Cu (wt%)	Zn (wt%)	As (wt%)	Se	Ag	Cd	Sn	Sb (wt%)	Hg	Bi
Tetrahedrite	LGV21-05a													
	Min.	24	3.7	12	35.01	3.5	0.8	15	2651	255	0.1	24	52	87
	Max.	38	4.2	16	38.39	3.8	1.5	18	3046	275	3.0	25	59	105
	Mean (5)	32	3.9	14	37.2	3.7	1.3	16	2825	266	0.8	25	55	100
	1s	5.2	0.2	1.9	1.20	0.1	0.3	1.3	190	7.3	1.4	0.4	2.8	7.3

3.4.1 La galène

Pour la galène, les éléments traces sont généralement en dessous des limites de détection à l'EPMA, à l'exception systématique de Ag et Sb, et souvent de Se et Bi. Au LA-ICP-MS, des variations en Cr, Mn, Fe, Ge, As, Se, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Hg, Tl et Bi sont détectées, tandis que le Co, Ni, Ga, Mo, In et Au restent en-dessous des limites de détection. Les concentrations en Fe, Cu et Zn dans la galène sont très variables et souvent en dessous des limites de détection et donc probablement dues à des micro-inclusions. À l'EPMA, les concentrations en majeurs varient de 85.7 à 88.2 wt% pour le Pb et 13 à 13.5 wt% pour le S, avec une variation du Pb de l'ordre de 2 wt% pour l'échantillon PEN19-1-07 (Figure 3.17). La galène de PEN montre une corrélation significative (Figure 3.18) entre les concentrations en Ag (900-1420 ppm), Sb (710-1735 ppm) et Bi (5-970 ppm), qui attestent d'une substitution couplée $Ag^{+}+(Sb+Bi)^{3+} \leftrightarrow 2Pb^{2+}$ entre ces éléments (George et al., 2015 et références incluses). Les plus importantes concentrations en Ag et Sb sont observées dans la galène de la minéralisation de PEN avec cependant un enrichissement en Bi et un appauvrissement en Sb dans la galène de la galerie inférieure (PEN19-1-07 ; Figure 3.18). Dans deux échantillons de LGV (LGV19-02 et LGV19-07), la galène montre des concentrations relativement faibles en Ag (410-625 ppm), Sb (560-1070 ppm) et Bi (46-98 ppm). La galène de LGV montre un enrichissement plus important en Sb et Bi par rapport à l'Ag, s'écartant de la substitution principale (Figure 3.18). Cet enrichissement implique la substitution du Pb par Sb et Bi sans présence d'Ag : $2(Sb+Bi)^{3+}+\square \leftrightarrow 3Pb^{2+}$ (George et al., 2015). Les concentrations les plus faibles en Sb (300-710 ppm) et les plus fortes en Bi (1155-2635) sont mesurées dans le même échantillon de LGV (LGV21-05a) ; elles sont caractéristiques d'un enrichissement systématique en

faveur du Bi par rapport à Sb dans les deux substitutions impliquées. Les variations de concentrations en Bi mesurées au LA-ICP-MS sont plutôt faibles (<100 ppm), excepté dans l'échantillon LGV21-05a avec une variation d'environ 1000 ppm entre des grains de galène relativement appauvris (1260-1345 ppm) et d'autres, relativement enrichis (2090-2305 ppm). Dans l'échantillon LGV19-02 de LGV, les mesures de la galène présente dans les clastes de feldspath-K séricitisés montrent un appauvrissement relatif en Ag (~ 472 ppm), Sb (~ 696 ppm), Bi (~ 73 ppm) et As (6 ppm) par rapport à la galène massive des veines, qui ont une concentration moyenne de 524 ppm d'Ag, 958 ppm de Sb, 88 ppm de Bi et 11 ppm d'As. Tous les échantillons de galène de LGV indiquent un enrichissement en Se (278-578 ppm). Le plus fort enrichissement en Se est mesuré dans la galène de la galerie inférieure de PEN (PEN19-1-07 ; 820-1060 ppm), tandis que la galène à grains fins de la matrice à Gn-Sp2 de la galerie supérieure de PEN (PEN19-2-14a et PEN19-2-17a) en est quasiment dépourvue.

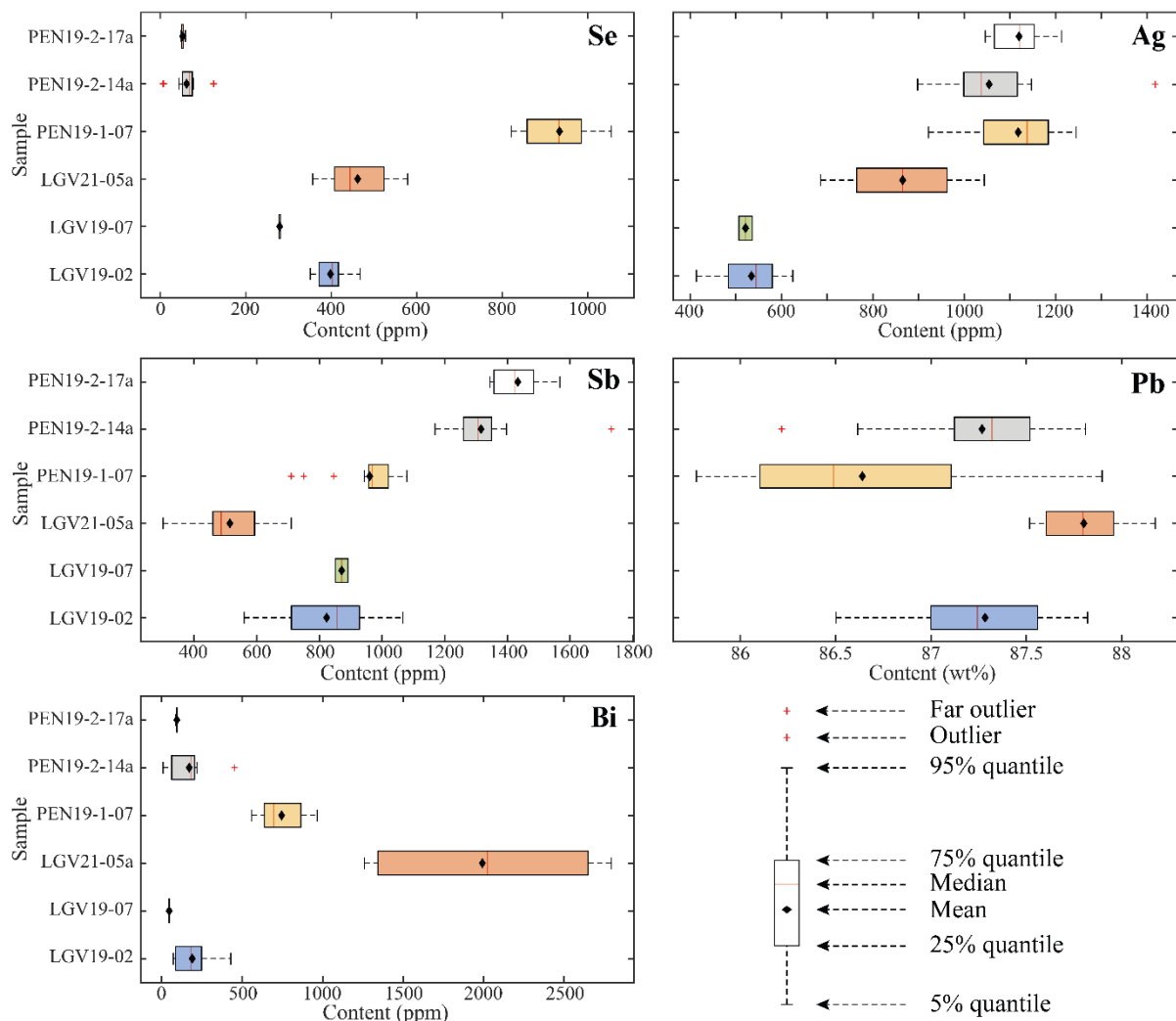


Figure 3.17 : Diagrammes en boîtes des concentrations en éléments traces (Se, Ag, Sb et Bi) et majeurs (Pb) dans la galène des minéralisations Pb-Zn-Ag de LGV et PEN.

Les concentrations en Cd, As, Tl sont généralement légèrement supérieures à LGV (Cd = 35-75 ppm, As = 4-15 ppm, Tl = 4-8 ppm), que dans PEN (Cd = 5-35 ppm, As < 0.7 ppm, Tl < 2 ppm). Les

concentrations en Te sont stables à l'échelle d'un échantillon et montrent quelques variations entre échantillons à l'intérieur d'un site avec 8.7 ppm et 2.6 ppm pour LGV21-05a et LGV19-07 respectivement ; et 7.8 ppm et 0.6 ppm pour PEN19-1-07 et PEN19-2-14a respectivement. Le Ge est aux limites de détection avec les plus fortes concentrations dans la galène de la galerie inférieure de PEN (2-2.5 ppm) alors qu'il est aux limites de détection dans la galerie supérieure (< 0.3 ppm) et dans LGV (0.5-1.2 ppm). Les autres éléments traces détectés dans les galènes de LGV et PEN montrent des concentrations systématiquement inférieures à 1 ppm (Cr, Mn et Hg).

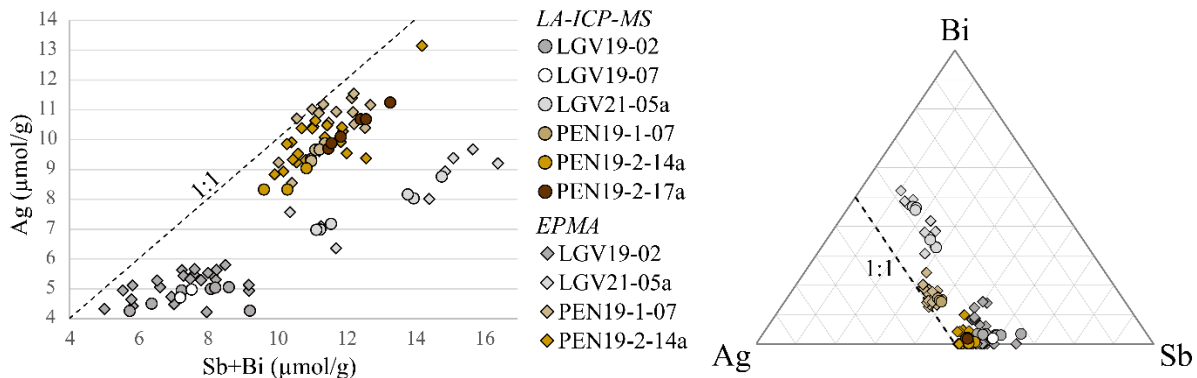


Figure 3.18 : Graphiques Ag vs. Sb+Bi et ternaire (Ag, Sb et Bi) des concentrations en Ag, Sb et Bi (en µmol/g) des galènes de LGV et PEN mesurées à l'EPMA et au LA-ICP-MS. La ligne en pointillés noirs représente la substitution principale de la galène : $Ag^{+}(Sb+Bi)^{3+} \leftrightarrow 2Pb^{2+}$.

3.4.2 La sphalérite

Pour la sphalérite, peu d'éléments sont au-dessus des limites de détection à l'EPMA à l'exception des éléments majeurs (Zn et Fe) et de quelques éléments traces comme le Mn, le Cd et parfois le Cu. Au LA-ICP-MS des variations en Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Ga, Ge, As, Se, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Hg et Pb sont détectées, tandis que Mo, Te, Au, Tl et Bi restent en dessous des limites de détection. Sur l'ensemble des éléments toujours détectés, les gammes de concentrations en éléments traces et majeurs des sphalérites de LGV et PEN sont (Figure 3.19) : (i) similaires en variabilité pour le Fe (3.84-7.63 wt%), Cu (4.5-7511 ppm), Zn (56.90-62.97 wt%), Ga (0.3-10 ppm), Ag (0.5-20 ppm) ; (ii) supérieures en Mn et Hg à LGV (Mn = 411-550 ppm ; Hg = 66-82 ppm) comparées à PEN (Mn = 90-354 ppm ; Hg = 25-47 ppm) ; (iii) supérieures en Co dans la galerie supérieure de PEN (42-70 ppm) comparé aux autres gîtes (14-46 ppm) ; (iv) supérieures en Cd dans l'échantillon LGV19-02 (2892-4808 ppm) comparé aux autres échantillons (1682-2551 ppm) ; et (v) enrichies en In dans la galerie inférieure de PEN (62-69 ppm) comparé aux autres sites (6.6-43 ppm). Les sphalérites de la galerie supérieure de PEN sont plus riches en Mn, Fe, Co, et plus pauvres en Cu, Zn, Cd, In et Hg que celles de la galerie inférieure de PEN (Figure 3.19).

3 Les minéralisations Pb-Zn-Ag du flanc oriental du massif cristallin externe de Belledonne : Le Gros Villan (LGV) et Le Penay (PEN)

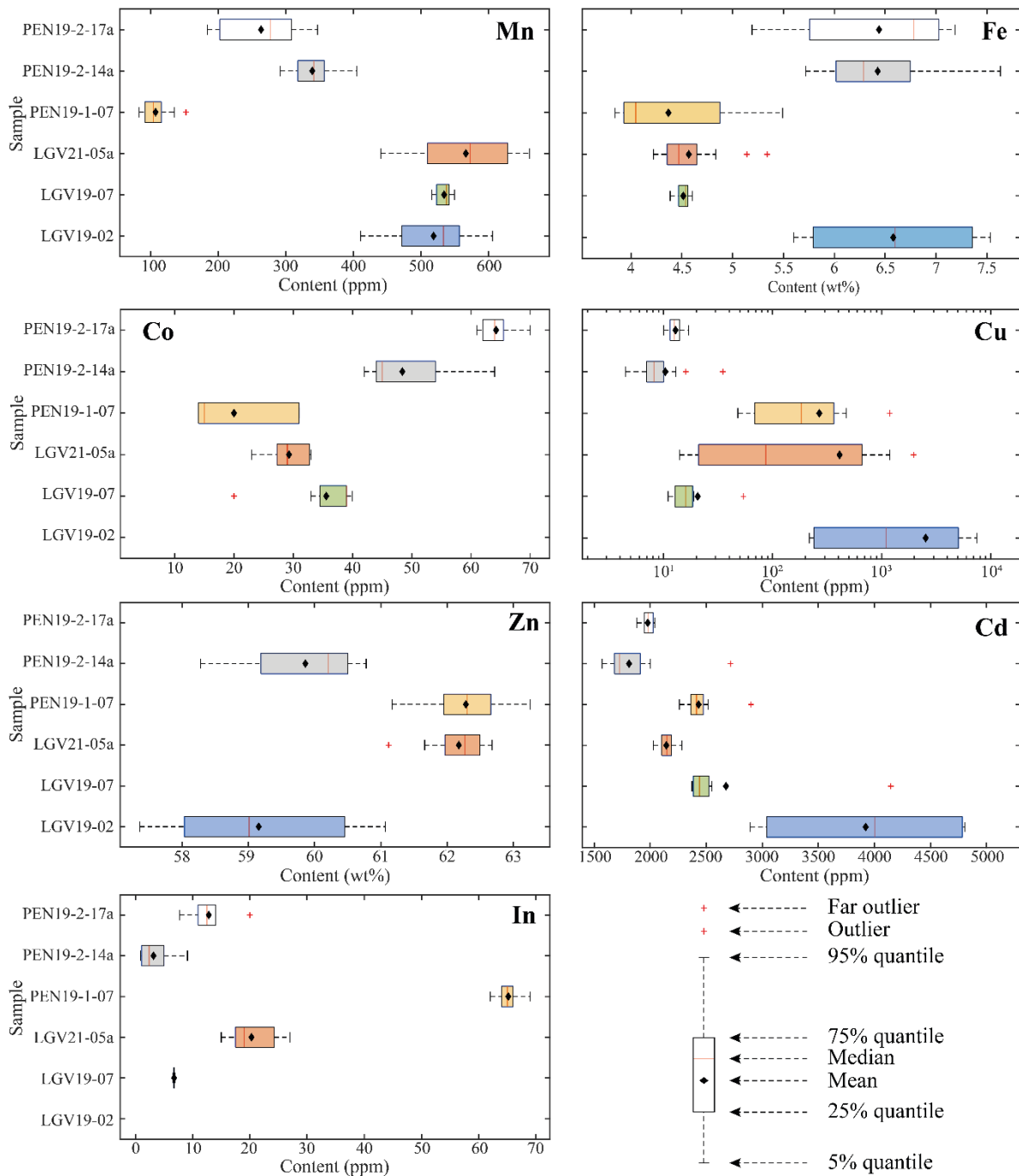


Figure 3.19 : Diagrammes en boîtes des concentrations en éléments traces (Mn, Co, Cu, Cd et In) et majeurs (Fe et Zn) dans la sphalérite des minéralisations Pb-Zn-Ag de LGV et PEN. Le Cu est en échelle logarithmique.

La sphalérite de l'échantillon LGV19-02 montre pour tous les éléments ayant une concentration élevée (> 1000 ppm ; Fe, Cu, Zn et Cd) de fortes variations de composition. La sphalérite de LGV et PEN montre une corrélation significative entre les concentrations en Zn (57.3-63.3 wt%) et en Fe (3.2-7.7 wt%). Les sphalérites de la galerie supérieure de PEN (PEN19-2-14a et PEN19-2-17a) possèdent des concentrations plus importantes en Fe (5.1-7.7 wt%) que les sphalérites de la galerie inférieure (PEN19-1-07 ; 3.5-5.5 wt%). Dans les sphalérites de PEN19-2-14a et PEN19-2-17a, la concentration en Fe varie de 5.72 à 7.63 wt% et 5.2 à 7.2 wt%, respectivement. Ces variations ne semblent pas corrélées

à leurs textures (Sp1, Sp2), mais plutôt à une variabilité spatiale. La sphalérite de LGV montre dans le cas de deux échantillons (LGV19-07 et LGV21-05a) des concentrations en Fe relativement plus faibles (3.5-5.4 wt%), par rapport à la sphalérite de LGV19-02 (5.6-7.6 wt%). Les concentrations en Cu dans la sphalérite montrent une grande variabilité à l'échelle d'un échantillon ou d'un site (0-5100 ppm), mais s'illustrent principalement dans les sphalérites ayant une texture dite de "maladie de la chalcopryrite" (PEN19-1-07 ; [Figure 3.12f](#)) ou en intercroissance avec la chalcopryrite (LGV19-02 ; [Figure 3.9c](#)). La concentration en In dans les sphalérites de LGV et PEN ne semble pas corrélée avec celle du Cu. La sphalérite de la galerie inférieure de PEN possède un enrichissement significatif en In avec une moyenne de 65 ppm par rapport aux sphalérites des autres échantillons dont la concentration moyenne ne dépasse pas les 20 ppm. Les éléments traces faiblement concentrés dans les sphalérites de LGV et PEN (Cr, Ni, Ga, Ge, As, Se, Ag, Sn, Sb et Pb) ne sont pas toujours détectés et/ou généralement proches des limites de détection (<1 ppm ; Cr, Ni, Ge et Sn). À noter que le Ga et le Ge, nécessaires à l'utilisation du thermomètre de [Frenzel et al. \(2016\)](#), sont peu concentrés et souvent inférieurs aux limites de détection pour le Ge (< 0.02 ppm). Le Ga varie de <0.3 à 11 ppm dans les sphalérites de LGV et PEN avec une tendance à l'enrichissement dans la sphalérite massive (Sp1 ; ~ 6.8 ppm) de PEN19-2-14a par rapport à la sphalérite à grains fins (Sp2 ; ~ 2.0 ppm).

3.4.3 Chalcopryrite

Pour la chalcopryrite, à l'exception des éléments majeurs (S, Fe et Cu) et parfois du Zn et de l'Ag, les éléments traces sont en dessous des limites de détection à l'EPMA. Au LA-ICP-MS, le Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Ga, Ge, As, Se, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Hg et Pb sont détectés, tandis que le Mo, Te, Au, Tl et Bi restent en dessous des limites de détection. Au LA-ICP-MS, la chalcopryrite des échantillons de la galerie supérieure de PEN n'a pas pu être analysée du fait de sa taille inférieure à la taille du spot (50 µm) : seule la chalcopryrite de l'échantillon de la galerie inférieure de PEN (PEN19-1-07) a donc été analysée. Les concentrations en éléments majeurs (S, Fe et Cu) dans les chalcopryrites de LGV et PEN sont similaires et peu variables. À part le Zn, Ag et Sn, tous les autres éléments traces détectés possèdent de faibles concentrations (< 100 ppm). Le Zn peut-être assez variable au sein d'un site comme d'un échantillon avec une médiane à 980 ppm et 489 ppm pour LGV et PEN respectivement. La chalcopryrite de LGV possède peu de variations en Ag (47-115 ppm) par rapport à l'échantillon de la galerie inférieure de PEN qui montre une variation de composition significative entre des grains riches en Ag (704-859 ppm) et d'autres plus pauvres (26-66 ppm). La composition en Sn de la chalcopryrite varie peu dans la plupart des échantillons de LGV et PEN (16-34 ppm), sauf dans l'échantillon LGV19-07 avec un enrichissement significatif (105-140 ppm).

3.4.4 *Tétraédrite*

Le groupe de la tétraédrite est une solution solide de sulfosels de cuivre ou d'argent dont la formule structurale peut s'écrire : $A_6(B_4C_2)D_4Y_{12}Z$ avec A et B = Cu, Ag ; C = Zn, Fe, Hg, Cd, Mn, Cu ; D = Sb, As, Bi, Te ; Y et Z = S, Se (Biagioni et al., 2020). Dans le cas de sulfosels de Cu avec une majorité de S par rapport au Se, les séries de pôles purs sont la tétraédrite (Sb), la tennantite (As), la freibergite (Ag-Sb) et l'arsénofreibergite (Ag-As). Seuls quelques grains du groupe de la tétraédrite ont été observés à LGV, alors qu'aucun sulfosel n'a été identifié à PEN. À l'EPMA, seuls les éléments majeurs (Fe, Cu, Zn, As, Ag et Sb) et le Se sont au-dessus des limites de détection. Au LA-ICP-MS, Mn, Fe, Co, Zn, As, Se, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Au, Hg et Bi sont détectés, tandis que Cr, Ni, Ga, Ge, Mo, Tl et Pb restent en dessous des limites de détection. Les sulfosels de LGV ont une composition caractéristique de la tétraédrite avec des concentrations en Cu (35.0-38.4 wt%), S (24.5-26.2 wt%) et Sb (27.6-29.9 wt%) significativement plus importantes que les concentrations en Ag (0.3-0.5 wt%), Se (15-486 ppm) et As (0.6-1.6 wt%). Il n'y a pas de corrélation évidente entre Cu et Ag ($R^2 = 5 \times 10^{-5}$) et entre Sb et As ($R^2 = 0.3$). La tétraédrite de LGV est riche en Fe (3.6-4.2 wt%) et en Zn (3.5-3.8 wt%) comparativement au Mn (24-38 ppm), Cd (255-275 ppm) et Hg (52-59 ppm) présent sur le site C de la formule structurale. À l'exception du Bi (87-105 ppm) et du Co (12-16 ppm), tous les autres éléments traces non décrits sont proches des limites de détection (<1 ppm).

3.5 Thermobarométrie

3.5.1 *Chlorite*

La chlorite a été observée seulement dans l'échantillon de la galerie inférieure de PEN (PEN19-1-07), en remplissage de veines submillimétriques et dans des zones fortement déformées. Elle se présente soit en agrégats de grains en rosette d'une dizaine de micromètres, soit sous forme xénomorphe, apparaissant plus claire en BSE (Figure 3.20a,b). Dans la Figure 3.20a, des grains de sphalérite partiellement dissous se trouvent en relique dans la chlorite xénomorphe. Les chlorites en rosettes ont une bordure irrégulière avec la sphalérite. Au contact avec les chlorites, la sphalérite est oxydée en zincite (Figure 3.20b).

Tableau 3.2 : Compositions EPMA représentatives des chlorites, phengites et albites pour les minéralisations de LGV et PEN. L'écart-type (1σ) est donné entre parenthèses. Les oxydes sont présentés en wt% et les atomes par unité de formule (apfu). ΣVI correspond à la somme octaédrique.

Samples	PEN19-1-07		PEN19-2-14a		LGV19-02		PEN19-2-14a	
Mineral	Chl (n=14)		Ph (n=45)		Ph (n=46)		Ab (n=9)	
SiO ₂	24.67	(0.55)	48.79	(0.57)	49.97	(0.47)	69.12	(0.24)
Al ₂ O ₃	19.95	(0.53)	30.18	(0.65)	28.17	(0.35)	19.79	(0.08)
FeO	36.00	(2.05)	2.29	(0.44)	1.83	(0.08)	0.02	(0.02)
MgO	8.32	(1.44)	2.17	(0.18)	3.19	(0.09)	-	
MnO	0.21	(0.21)	0.00	(0.01)	-		-	
K ₂ O	-		10.95	(0.13)	11.06	(0.21)	0.06	(0.01)
Na ₂ O	-		0.12	(0.03)	0.08	(0.02)	12.21	(0.09)
CaO	0.00	(0.01)	0.01	(0.02)	0.01	(0.02)	0.09	(0.04)
TiO ₂	0.05	(0.01)	0.43	(0.14)	0.59	(0.13)	-	
Total	89.21	(0.73)	94.97	(0.75)	94.95	(0.83)	101.28	(0.32)
apfu	<i>(14O basis)</i>		<i>(11O basis)</i>		<i>(8O basis)</i>			
Si	2.71	(0.03)	3.27	(0.02)	3.35	(0.01)	2.99	(0.00)
Al	2.58	(0.03)	2.39	(0.04)	2.22	(0.02)	1.01	(0.00)
Fe	3.31	(0.24)	0.13	(0.03)	0.10	(0.00)	-	
Mg	1.36	(0.22)	0.22	(0.02)	0.32	(0.01)	-	
Mn	0.02	(0.01)	-		-		-	
K	-		0.94	(0.01)	0.95	(0.02)	-	
Na	-		0.02	(0.00)	0.01	(0.00)	1.02	(0.01)
Ca	-		-		-		-	
Ti	-		0.02	(0.01)	0.03	(0.01)	-	
ΣVI	5.99	(0.03)	XPrI	0.04 (0.01)	0.04	(0.01)		
XMg	0.29	(0.05)	XCel	0.31 (0.02)	0.38	(0.01)		
XFe ^{3+*}	14	(2)	XMs	0.64 (0.02)	0.57	(0.01)		
Temperature*	324	(26)	XPg	0.02 (0.01)	0.01	(0.00)		

* Vidal et al. (2001, 2005, 2006) $P_{init} = 3$ kbar n=8/14

À l'EPMA, quatorze analyses ponctuelles ont été réalisées dans les chlorites de PEN et sont résumées dans le [Tableau 3.2](#). Les compositions chimiques en Si (24.0-25.5 wt%) et Al (19.4-20.5 wt%) sont peu variables par rapport au Fe (33.8-38.4 wt%) et au Mg (6.6-9.8 wt%) sur l'ensemble du jeu de données. Les chlorites xénomorphes sont plus riches en Fe et plus pauvres en Mg (X_{Mg} entre 0.15 et 0.16) que les chlorites à texture en rosette (X_{Mg} entre 0.18 et 0.22). Les chlorites à texture en rosette montrent une légère zonation chimique ([Figure 3.20b](#)) illustrée par un cœur sombre légèrement plus riche en Mg que la bordure ($X_{Mg-cœur} = 0.21 \pm 0.1$; $X_{Mg-bordure} = 0.19 \pm 0.1$). Ces variations de composition en Fe et Mg sont toutefois assez faibles, et on peut considérer que les chlorites ont une composition plutôt uniforme, comprise entre le pôle pur amésite [$Mg_2Al(SiAl)O_5(OH)_4$] et celui de la daphnite/chamosite [$(Fe,Mg)_5Al(Si_3Al)O_{10}(OH,O)_8$], plus proche de la daphnite que de l'amésite ([Figure 3.20c](#)). Ces compositions se trouvent en limite d'utilisation de l'ensemble des thermomètres ([Figure 3.20c](#)), notamment à cause de leurs fortes sommes de cations sur les sites octaédriques (5.99 ± 0.03). Elles indiquent toutefois des températures au-dessus de l'isotherme 300°C selon le thermomètre de

Bourdelle and Cathelineau (2015). À l'aide du modèle de Vidal et al. (2001, 2005, 2006), une température de 324 ± 26 °C est calculée sur les huit analyses de chlorites possédant une somme octaédrique inférieure à 6 (Figure 3.20d). Les températures obtenues sur les chlorites à texture en rosette (321 ± 36 °C, n=5) et sur les chlorites xénomorphes (324 ± 5 °C, n=3) sont similaires.

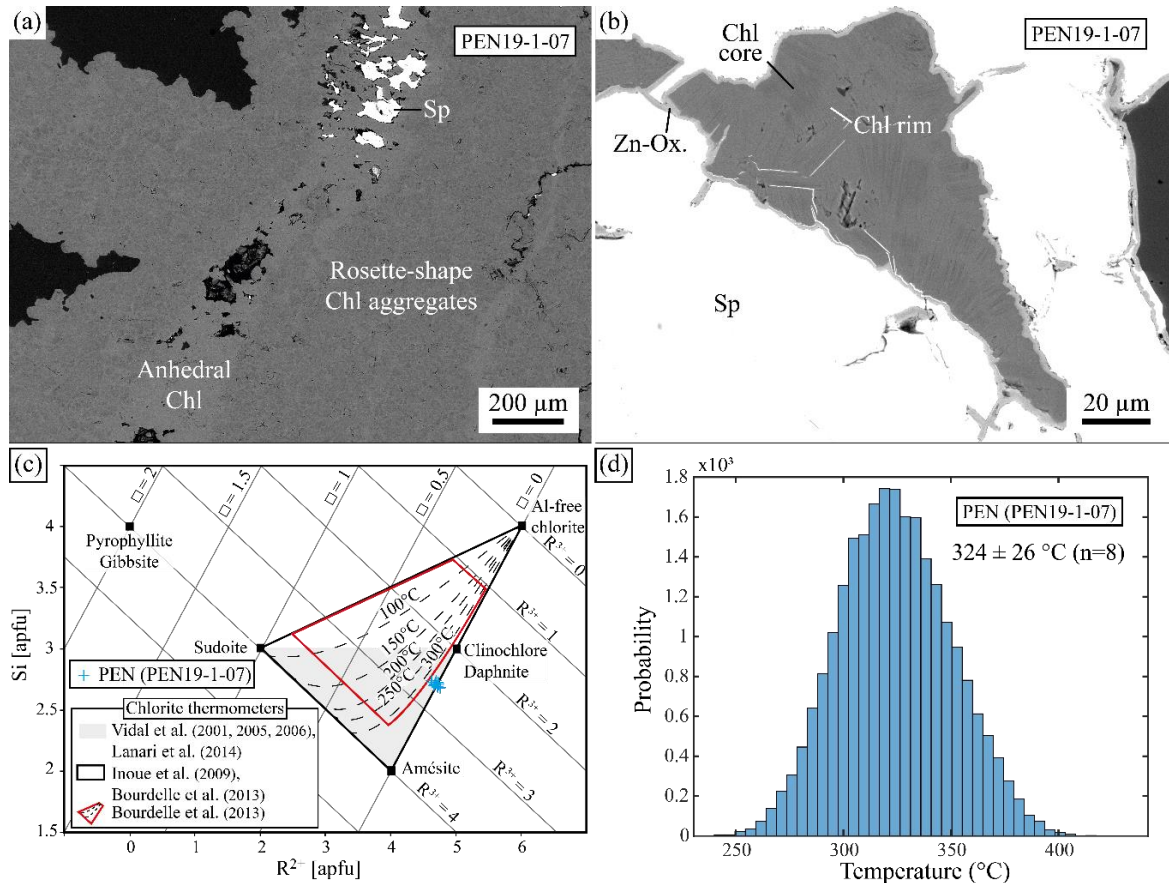


Figure 3.20 : Images MEB en mode BSE des chlorites d'une lame épaisse de PEN (PEN19-1-07) avec : (a) des agrégats de chlorites à texture en rosette, séparés par une chlorite xénomorphe plus claire autour de grains de sphalérite en partis dissous, et (b) des grains de chlorites à texture en rosette avec une zonation chimique illustrée par un cœur plus foncé et une bordure plus claire, séparés de la sphalérite par une bordure d'altération à oxyde de Zn (zincite). (c) Représentation des données chimiques EPMA des chlorites de PEN dans un diagramme R^{2+} -Si avec les isothermes (avec un pas de 100°C) calculées avec le modèle de Bourdelle et al. (2013), modifiée de la figure de Bourdelle and Cathelineau (2015). La zone de fiabilité optimale du thermomètre de Bourdelle et al. (2013) est représentée en rouge. (d) Histogramme des températures calculées sur les chlorites de PEN en utilisant le modèle de Vidal et al. (2001, 2005, 2006) et la méthode de Monte-Carlo (3000 itérations par analyse).

3.5.2 Sphalérite

Le géothermomètre GGIMFis de Frenzel et al. (2016) se base sur les concentrations en Mn, Fe, Ge, Ga et In dans la sphalérite. Dans les sphalérites de LGV et PEN, lorsque les concentrations en Ge sont

mesurées, elles sont proches des limites de détection (< 0.1 ppm). Sur les quarante-deux analyses de sphalérite au LA-ICP-MS sur les échantillons de LGV (LGV19-07, LGV21-05a) et PEN (PEN19-1-07, PEN19-2-14a, PEN19-2-17a), seulement douze analyses contenaient du Ge au-dessus des limites de détection (0.01-0.07 ppm). Pour les sphalérites dont la composition de Ge n'est pas détectée, une concentration de 0.01 ppm a été appliquée afin de pouvoir calculer leurs températures minimales de formation. Les températures obtenues sur les différents échantillons sont résumées dans la [Figure 3.21](#).

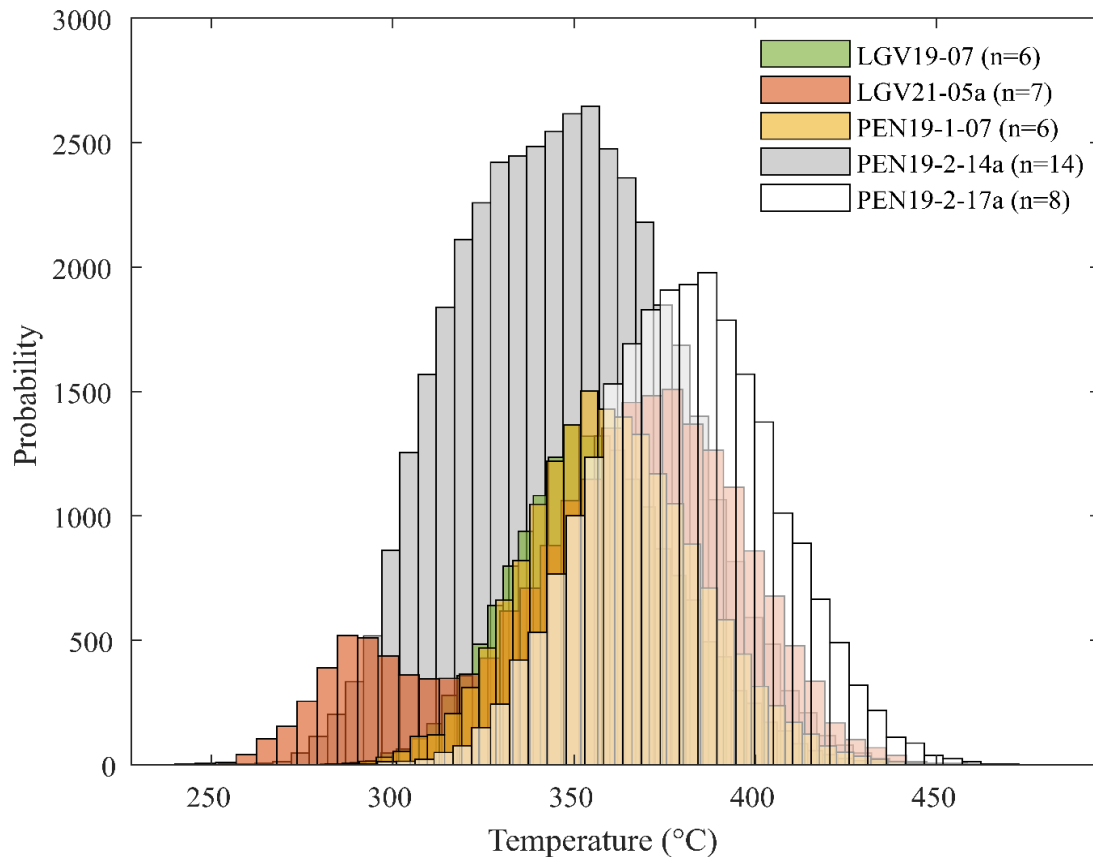


Figure 3.21 : Histogrammes des températures des sphalérites des lames de LGV (LGV19-07 et LGV21-05a) et de PEN (PEN19-1-07 ; PEN19-2-14a ; PEN19-2-17a) calculées avec le modèle de [Frenzel et al. \(2016\)](#).

Les températures moyennes calculées sont de 357 ± 25 °C (LGV19-07) et 358 ± 35 °C (LGV21-05a) dans les sphalérites de LGV, et de 361 ± 25 °C (PEN19-1-07), 347 ± 30 °C (PEN19-2-14a) et 380 ± 25 °C (PEN19-2-17a) pour les sphalérites de PEN ([Figure 3.21](#)). Les températures de cristallisation des sphalérites de LGV (358 ± 31 °C) et PEN (360 ± 30 °C) montrent peu de variations entre et inter sites, avec une température moyenne autour de 360 °C.

3.5.3 Phengite

Dans les échantillons de LGV, la foliation secondaire (phase 2) affectant la minéralisation primaire (phase 1) est marquée par la présence de phengite principalement aciculaire. Dans l'échantillon de PEN

(PEN19-2-14a), les clastes de phengite foliés et plissés, en inclusion dans la sphalérite et dans une matrice à sphalérite et galène à grains fins, sont assumés syngénétique avec la minéralisation à sphalérite massive. Dans les deux sites, les phengites sont principalement aciculaires avec parfois des grains plus trapus, et peuvent présenter localement des variations dans l'orientation des grains par rapport à la foliation (Figure 3.22 et Figure 3.23). Les compositions chimiques des analyses ponctuelles des phengites de LGV et PEN sont résumées dans le Tableau 3.2. Les phengites de LGV montrent peu de variations de composition en Si (3.35 ± 0.01 apfu), Al (2.22 ± 0.02 apfu), Fe (0.10 ± 0.00 apfu), Mg (0.32 ± 0.01 apfu), K (0.95 ± 0.02 apfu), Na et Ti (< 0.1 apfu). La chimie des phengites de PEN montre aussi peu de variations en Si (3.27 ± 0.02 apfu), Al (2.39 ± 0.04 apfu), Fe (0.13 ± 0.03 apfu), Mg (0.22 ± 0.02 apfu), K (0.94 ± 0.01 apfu), Na et Ti (< 0.1 apfu). Trois cartographies ont été réalisées sur les phengites de la foliation de LGV (LGV19-02) d'une taille de $250 \times 130 \mu\text{m}$, $100 \times 100 \mu\text{m}$ et $70 \times 30 \mu\text{m}$ (Figure 3.22), et deux sur les clastes de PEN (PEN19-2-14a) d'une taille de $400 \times 140 \mu\text{m}$ et $180 \times 140 \mu\text{m}$ (Figure 3.23).

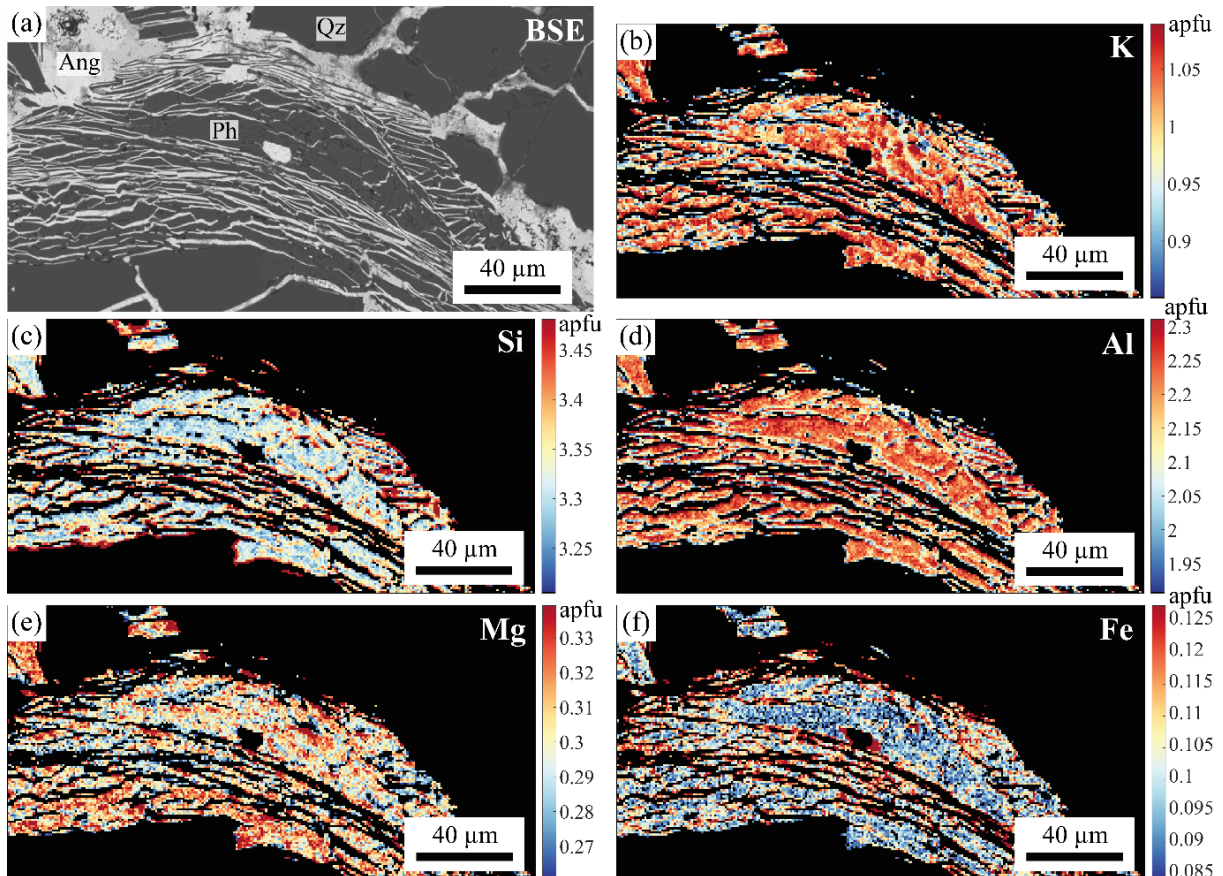


Figure 3.22 : (a) Image BSE d'un agrégat de phengites aciculaires à trapues et d'orientation variable avec présence d'anglésite dans les intergrains de phengite, à Le Gros Villan (LGV19-02). Cartographies quantifiées de phengites aux rayons-X (en apfu) de : (b) K ; (c) Si ; (d) Al ; (e) Mg ; (f) Fe.

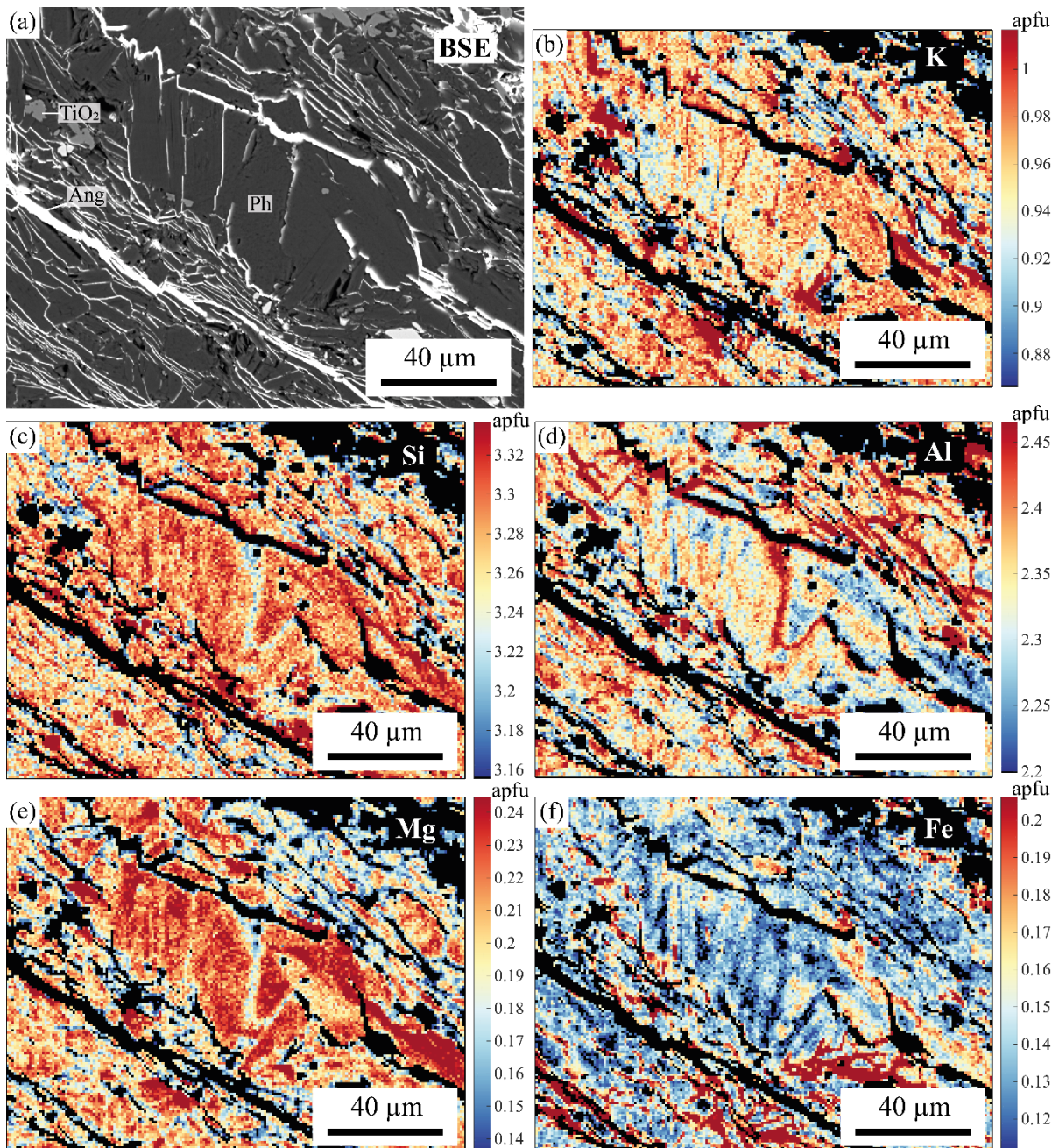


Figure 3.23 : (a) Image BSE d'une partie d'un claste de phengites aciculaires à trapues et d'orientation variable en inclusion dans la sphalérite primaire, avec présence d'anglésite dans les intergrains de la phengite, du Penay (PEN19-2-14a). Cartographies quantifiées de phengites aux rayons-X (en apfu) de : (b) K ; (c) Si ; (d) Al ; (e) Mg ; (f) Fe.

Toutes les cartographies sur les phengites de LGV et PEN illustrent bien les faibles variations de composition révélées par les analyses ponctuelles sur les éléments majeurs, comme sur les mineurs et traces, quelles que soient la texture et l'orientation des grains dans la foliation. Leurs compositions confirment le caractère phengitique avec une faible proportion de pyrophyllite ($X_{Pr} < 0.08$), indiquant un contrôle de la composition en Si par la substitution Tschermak entre les pôles céladonite (X_{Cel}) et muscovite (X_{Ms}). Les phengites de PEN ont une composition plus faible en Si et Mg, et plus forte en Al et Fe que celles de LGV. À noter, la forte concentration en Ti mesurée dans les phengites des deux sites

avec 0.43 ± 0.14 wt% pour PEN et 0.59 ± 0.13 wt%. Les températures de cristallisation des phengites ont été obtenues à partir du thermomètre de Dubacq et al. (2010) pour une pression de référence de 5 kbar. Elles sont légèrement plus faibles pour LGV (entre 280 et 320°C), que pour PEN (entre 300 et 350 °C ; Figure 3.24).

Au PEN, la température de cristallisation de la sphalérite (>360 °C) enregistre la température de circulation du fluide minéralisateur, tandis que la température de cristallisation de la chlorite (324 ± 26 °C) est associée à un épisode de fluide postérieur à la minéralisation primaire. Cette minéralisation postérieure à la Sp1 est probablement davantage à l'équilibre avec l'encaissant au vu de sa cristallisation plus localisée. Si l'on émet l'hypothèse que la température de l'encaissant lors de la mise en place des minéralisations à Pb-Zn-Ag de PEN est comprise entre les températures de cristallisation de la chlorite et celles de la sphalérite, alors cette température moyenne (320-360°C) peut-être combinée avec les résultats sur le modèle phengite-quartz-eau indiquant une pression de formation comprise entre 4.5 et 6.9 kbar (Figure 3.24). Pour LGV, la sphalérite n'étant pas syngénétique avec les phengites, il n'est pas possible d'estimer la pression de formation avec cette méthode.

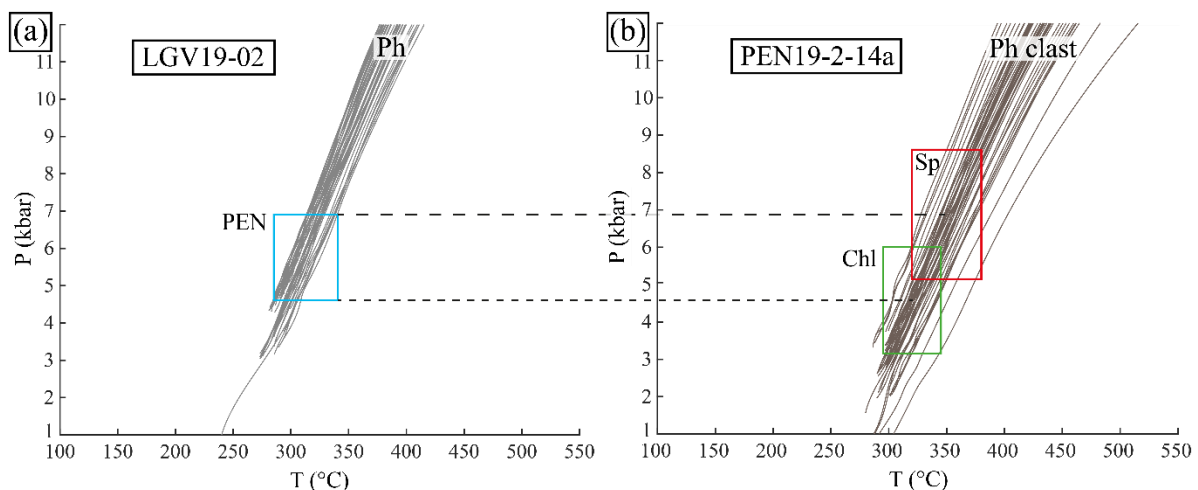


Figure 3.24 : Estimation P-T des analyses sur phengites (lignes) en utilisant la méthode de Dubacq et al. (2010). Les boîtes sont construites en utilisant les résultats de thermométries sur sphalérite syngénétique des phengites (rouge) et sur chlorite (vert). À une température donnée, la pression est estimée en utilisant les lignes d'équilibre P-T calculées sur les données ponctuelles.

3.6 Caractérisation des monazites et datations U-Th-Pb in situ à l'EPMA

Malgré la petite taille des grains (<10 µm) et le contraste/luminosité proche de ceux de la monazite et de certains sulfures (p. ex., sphalérite) et minéraux accessoires (p. ex., xénotime) en mode MEB-BSE, quelques grains de monazite ont été identifiés dans quatre lames minces de LGV (LGV19-01, LGV19-02, LGV19-03 et LGV19-07). Cependant, seul un échantillon de la minéralisation de LGV (LGV19-02) contient un nombre de grains de monazite suffisamment important et de taille assez large pour une

caractérisation pétrographique et chimique détaillée, en vue d'une datation isotopique. Aucune monazite n'a été identifiée dans la minéralisation de PEN.

Soixante-dix-neuf analyses à l'EPMA ont été réalisées sur trente-quatre grains de monazite provenant de l'échantillon LGV19-02, ainsi que six analyses sur quatre grains de l'échantillon LGV19-07 (Tableau A.22). Les compositions chimiques des monazites de l'échantillon LGV19-02 et LGV19-07 sont similaires. En plus des analyses ponctuelles, trente-et-une cartographies élémentaires ont été réalisées sur les monazites de LGV19-02. Les grains de monazites de LGV sont zonés et montrent souvent une zonation rythmique en Th vers la bordure, parfois accompagnée d'une zonation des REE (terres rares) en sablier (Figure 3.25). Les cartographies de Th et Y faites dans différents grains montrent un cœur enrichi en Th et en Y suivi d'une zonation rythmique vers la bordure. Ces variations sur le ThO_2 sont comprises entre des valeurs inférieures aux limites de détection (< 125 ppm) dans les zones les plus appauvries de la bordure et jusqu'à 1.49 wt% dans le cœur. Les terres rares (REE) sont toujours zonées (parfois en sablier) et anti-corrélées entre les terres rares les plus légères (La et Ce) et les terres rares moyennes et lourdes (Pr, Nd, Sm, Gd, Dy) et l'Y. La cartographie de l'Y dans le grain de monazite de la Figure 3.25 montre à la fois une zonation rythmique et une zonation en sablier de l'Y. La chimie de ces monazites indique une composition typique de monazite-(Ce) avec des variations de compositions de Ce_2O_3 comprises entre 27.3 wt% dans les zones enrichies en REE moyennes et lourdes et 34.0 wt% dans les zones enrichies en REE légères. Les zonations rythmiques et en sabliers du Th et des REE sont interprétées comme une croissance progressive lors d'un seul épisode principal de cristallisation.

Les monazites de LGV possèdent en enrichissement en Th dans le cœur des grains jusqu'à 1.49 wt%, mais sont très pauvres en UO_2 (< 400 ppm) et en Pb (le plus souvent inférieur aux limites de détection ; 136 ppm et 105 ppm, respectivement). Il n'est donc pas possible d'obtenir un âge. Toutefois, la limite de détection a été appliquée à toutes les valeurs d'U, Th et Pb inférieures à ces mêmes limites pour pouvoir déterminer des âges maximums de cristallisation (calculés à l'aide du programme NileDAM, Seydoux-Guillaume et al., 2012; Villa-Vialaneix et al., 2013). Ces âges maximums compris entre 165 Ma et 3909 Ma, indiquent donc un âge de cristallisation inférieur à 165 Ma excluant *de facto* une minéralisation varisque pour la formation de ces monazites et suggérant un âge alpin, comme confirmé indépendamment par les datations in situ isotopiques (voir chapitre 3.7).

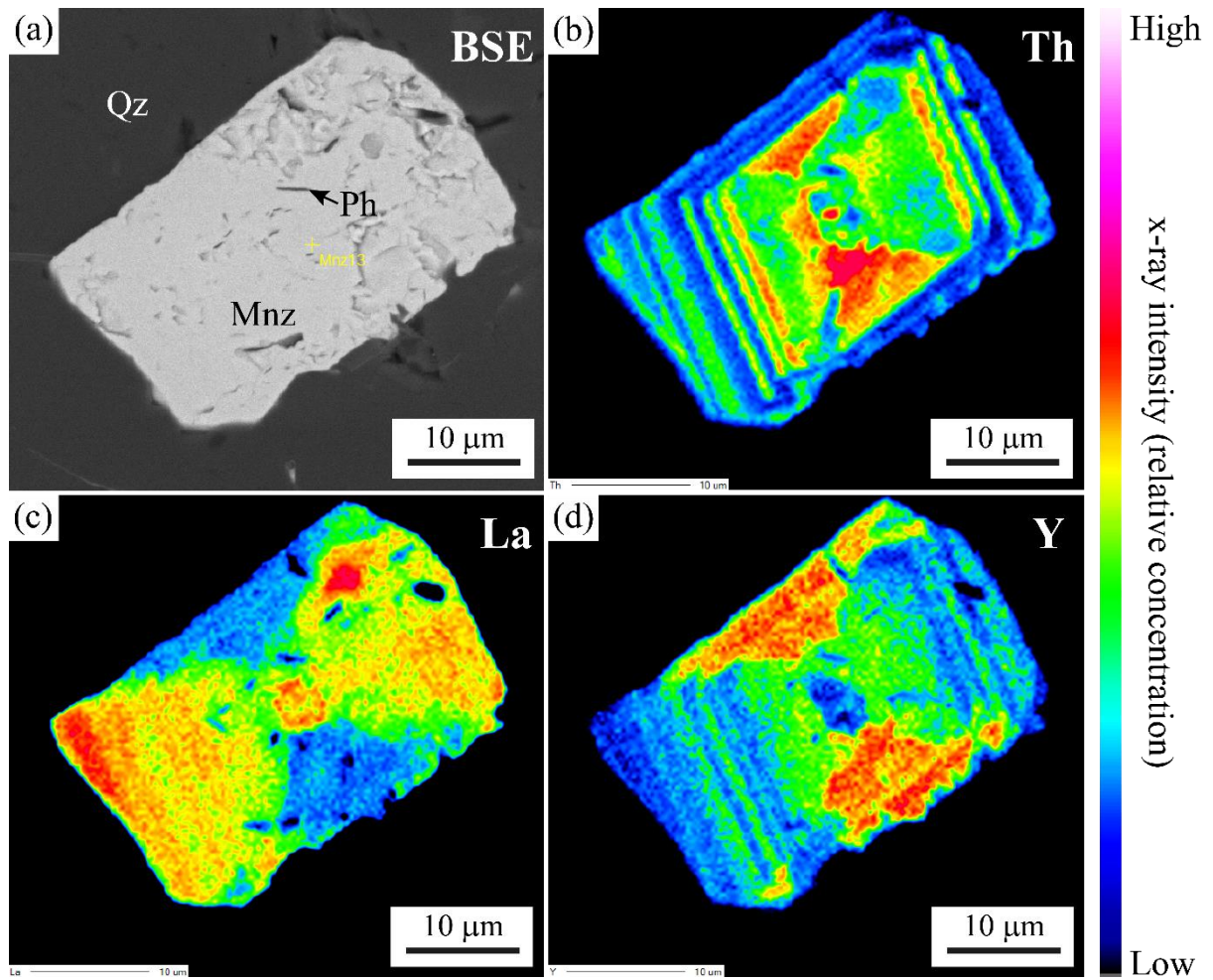


Figure 3.25 : Images EPMA d'un grain de monazite de la minéralisation de Le Gros Villan (LGV19-02) entouré de quartz (a) en mode BSE ; et cartographies élémentaires en (b) Th ; (c) La ; (d) Y.

3.7 ARTICLE — Decoding Alpine fluid circulation events — progress from in situ Rb–Sr dating of white micas

Maxime Bertauts ^{1,*}, Adrien Vézinet ¹, Emilie Janots ¹, Magali Rossi ², Isabelle Duhamel-Achin ³, Philippe Lach ⁴ & Pierre Lanari ⁵

¹ Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, Univ. Gustave Eiffel, ISTERre, 38000 Grenoble, France

² Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont-Blanc, CNRS, EDYTEM, 73000 Chambéry, France

³ BRGM, F-13276 Marseille, France

⁴ BRGM, F-45060 Orléans, France

⁵ Institute of Geological Sciences, University of Bern, 3012 Bern, Switzerland

* Correspondence : bertauts.maxime@gmail.com ; +33-64-688-6527

Résumé :

Les événements de circulation hydrothermale responsables de réactions assistées par des fluides (minéralisation, métasomatisme, altération...) se sont avérés difficiles à dater en raison de perturbations isotopiques communes et des pulses de croissance épisodique des géochronomètres dans des conditions de système ouvert. Dans la croûte supérieure, les micas blancs sont omniprésents et souvent associés à des réactions assistées par des fluides. Sur la base des progrès analytiques récents de l'ICP-MS par ablation laser, une nouvelle datation Rb-Sr in situ des micas blancs est évaluée sur des minéralisations polymétalliques des Alpes occidentales. Trois occurrences de Pb-Zn-Ag ont été sélectionnées en fonction de la présence supplémentaire de géochronomètres U-Th-Pb pour une comparaison croisée : deux se trouvent dans le socle des massifs cristallins externes, tandis que le dernier a été mis en place dans la couverture sédimentaire du domaine interne du Briançonnais. Il y a systématiquement une bonne concordance entre les âges Rb-Sr et U-Th-Pb in situ, bien que la méthodologie de datation Rb-Sr sur le mica blanc et les phases cogénétiques soient plus faciles à appliquer. Les compositions Rb-Sr des micas blancs sont suffisamment dispersées pour donner des isochrones d'une précision acceptable malgré l'âge alpin relativement jeune (± 5 Ma à un niveau de confiance de 95 %). L'impact de la (re)-mobilisation alpine par rapport à l'héritage varisque ou téthysien n'était pas clair au départ, mais le nouvel ensemble de données géochronologiques confirme les âges alpins (environ 35-40 Ma et 15-20 Ma). Dans l'ensemble, cette étude illustre la voie géochronologique pour les futures datations Rb-Sr des micas in situ et montre que cette approche fournit un enregistrement fidèle des circulations de fluides, qui sont répandues dans la croûte supérieure et ne se limitent pas aux événements de minéralisation.

3.7.1 *Abstract*

Hydrothermal circulation events responsible for fluid-assisted reactions (mineralization, metasomatism, alteration...) have proven to be difficult to date due to common isotopic disturbances and episodic growth pulses of geochronometers under open system conditions. In upper crustal settings, white micas are ubiquitous and frequently associated with fluid-assisted reactions. Based on recent analytical advances in laser ablation ICP-MS, novel in situ Rb–Sr dating of white micas is assessed on polymetallic mineralizations from the Western Alps. Three Pb-Zn-Ag occurrences were selected in regard to the additional presence of U–Th–Pb geochronometers for cross-comparison : two occur in the basement of the external crystalline massif, while the last one was emplaced in the sedimentary cover of the internal domain. There is systematically good agreement between in situ Rb–Sr and U–Th–Pb ages, though Rb–Sr dating on white mica and cogenetic phases methodology is easier to apply. White micas Rb–Sr compositions are sufficiently scattered to give isochrons with acceptable precision despite the relatively young Alpine age (± 5 Ma at 95% confidence level). The impact of Alpine (re)-mobilization relative to Variscan or Tethysian inheritance was initially unclear, but the new geochronological dataset asserts for Alpine ages (around 35-40 Ma and 15-20 Ma). Altogether, this study illustrates the geochronological avenue for future in situ micas Rb–Sr dating and show that this approach provides a faithful record of fluid circulations, which are widespread in the upper crust and not restricted to mineralization events.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was first supported by the “Référentiel Géologique de la France” RGF-Alps Program by BRGM, which funds the doctoral grant of M. Bertauts. This work was further supported by the TelluS Program of CNRS/INSU, the IDEX-IRGA 2021, and local BQR funding. The work was mainly done in ISTerre (Université Grenoble Alpes), which is part of Labex OSUG@2020 (ANR10 LABX56).

3.7.2 Introduction

Numerous geological processes occurring in the upper crust are related to fluid circulation events. They generally result in chemical reactions and conjoint mass transfer, leading to possible precipitation of ores (e.g., [Sverjensky, 1986](#)), deformation induced by nappe movement which, altogether, have significant consequences on the morphology, seismic activity and geochemical distribution in the crust ([Putnis and Austrheim, 2010](#)). Owing to the concordance verification of the triple U–Th–Pb decays series, actinide-rich accessory phases are among the most used candidates to date fluid circulation events ([Fallourd et al., 2014](#) ; [Janots et al., 2012](#) ; [Rasmussen et al., 2001](#)). One limitation of this approach lies in the relative scarcity of actinide-rich phases frequently combined with the micrometer-size of equilibration domain in upper crustal settings ([Engi, 2017](#)). K–Ar and Ar–Ar dating of mica remains a common alternative to date fluid-assisted reactions in these conditions ([Freeman et al., 1997](#) ; [Müller et al., 2000](#)), despite limitations caused by the difficulty to determine initial radiogenic or inherited Ar contents ([Freeman et al., 1997](#) ; [Willigers et al., 2004](#)). Furthermore, the typical crypto-crystalline textures of fluid assisted (re-)crystallization regularly favors the production of mixed K–Ar and Ar–Ar ages ([Dunlap and Kronenberg, 2001](#)). White mica can host several hundreds of ppm of Rb resulting in rapid increase of radiogenic Sr which, in addition to the tendency of white micas to recrystallize during fluid circulation events, makes white micas Rb–Sr dating a suitable alternative to date fluid circulations events. Until recently however, isobaric interferences prohibited in situ Rb–Sr dating. The recent success of in situ Rb–Sr isotope analyses of high Rb–Sr phases ([Hogmalm et al., 2017](#) ; [Zack and Hogmalm, 2016](#)) opens new possibilities for dating hydrothermal veins ([Tillberg et al., 2020, 2017](#)) and ore deposits ([Olierook et al., 2020](#) ; [Şengün et al., 2019](#)). Here, we apply this new analytical capability to measure in situ Rb–Sr isotopes in white micas from polymetallic mineralizations located in the Alps. This orogen is a notorious natural laboratory for evaluating the potential of new geochronological approaches because of its well-constrained tectonometamorphic history ([Jäger, 1962](#) ; [Janots et al., 2009](#)). Furthermore, to our knowledge, in situ Rb–Sr dating has never been applied to rocks recording geological events as young as the Alps. In this context, Pb–Zn–Ag mineralizations were chosen because they are typically resulting from fluid circulations, but contrary to non-mineralized shear zones and Alpine clefts ([Gasquet et al., 2010](#) ; [Grand’Homme et al., 2016](#) ; [Leloup et al., 2005](#)), their Alpine versus inherited Pre-Alpine ages are still debated ([Caby, 1968](#) ; [Rogel, 1961](#) ; [Sivade, 1989](#)) due to the lack of geochronological data. Following the recent success of monazite U–Th–Pb dating to decipher an Alpine age for the Macôt-La Plagne ore deposit ([Bertauts et al., 2022](#)), novel in situ U–Th–Pb and Rb–Sr dating were confronted to validate our scientific approach to temporally constrain these mineralizations.

3.7.3 Regional Geology

Based on an extensive preliminary petrographic characterization, four samples from three Pb-Zn-Ag mineralizations were selected to apply U–Th–Pb dating, amongst a large collection of forty-four samples in seven Pb-Zn-Ag occurrences taken along an E-W transect across the Briançonnais domain (internal Alps) and the Belledonne External Crystalline Massif (ECM ; external Alps ; [Figure 3.26](#)). The Briançonnais domain corresponds to the European continental margin that was located between two branches of the Alpine Tethys and that was subducted under the African tectonic plate and thrust over the European tectonic plate during the Cenozoic alpine convergence. It is composed of Variscan basement rocks from the European plate, carboniferous schists, and locally some Mesozoic sediments, which were affected by low temperature metamorphism (<500 °C) and intense deformation during the Alpine orogeny. The ECM is made of Variscan basement rocks of the European plate, which experienced low-grade metamorphism, up to lower greenschist facies conditions, and underwent only localized deformation during the Alpine collision. The internal metamorphic Alps are separated from the external Alps by the Penninic Front, a major thrust delimiting the onset of the collision of the European margin at around 35 Ma ([Ceriani et al., 2001](#)).

Hydrothermal mineralizations are common and abundant in the Western Alps. They occur in veins or lenses mainly at decametric scales. The two largest Pb-Zn-Ag deposits are Macôt-la Plagne (MP) and Peisey-Nancroix (PN), with historical production estimated at ca. 150 000t of Pb and 400t of Ag. Both are located in the deformed Permo-Triassic cover (schist and quartzite) of the Briançonnais basement, along the Internal Briançonnais Fault (IBF ; [Figure 3.26](#)). Today, the entrances of the mines are sealed and the two PN samples from this study were collected on a mine waste heap. In addition, we also focused on two subsidiary Pb-Zn-Ag occurrences, le Penay (PEN) and Le Gros Villan (LGV), located in sub-vertical NE-SW dextral shear zones along main faults of the ECM ([Figure 3.26](#)). The LGV and PEN ore are hosted in mylonitic Variscan granite and micaschist. For these two sites, there is again no outcrop of the mineralization left and the investigated samples also come from mine waste.

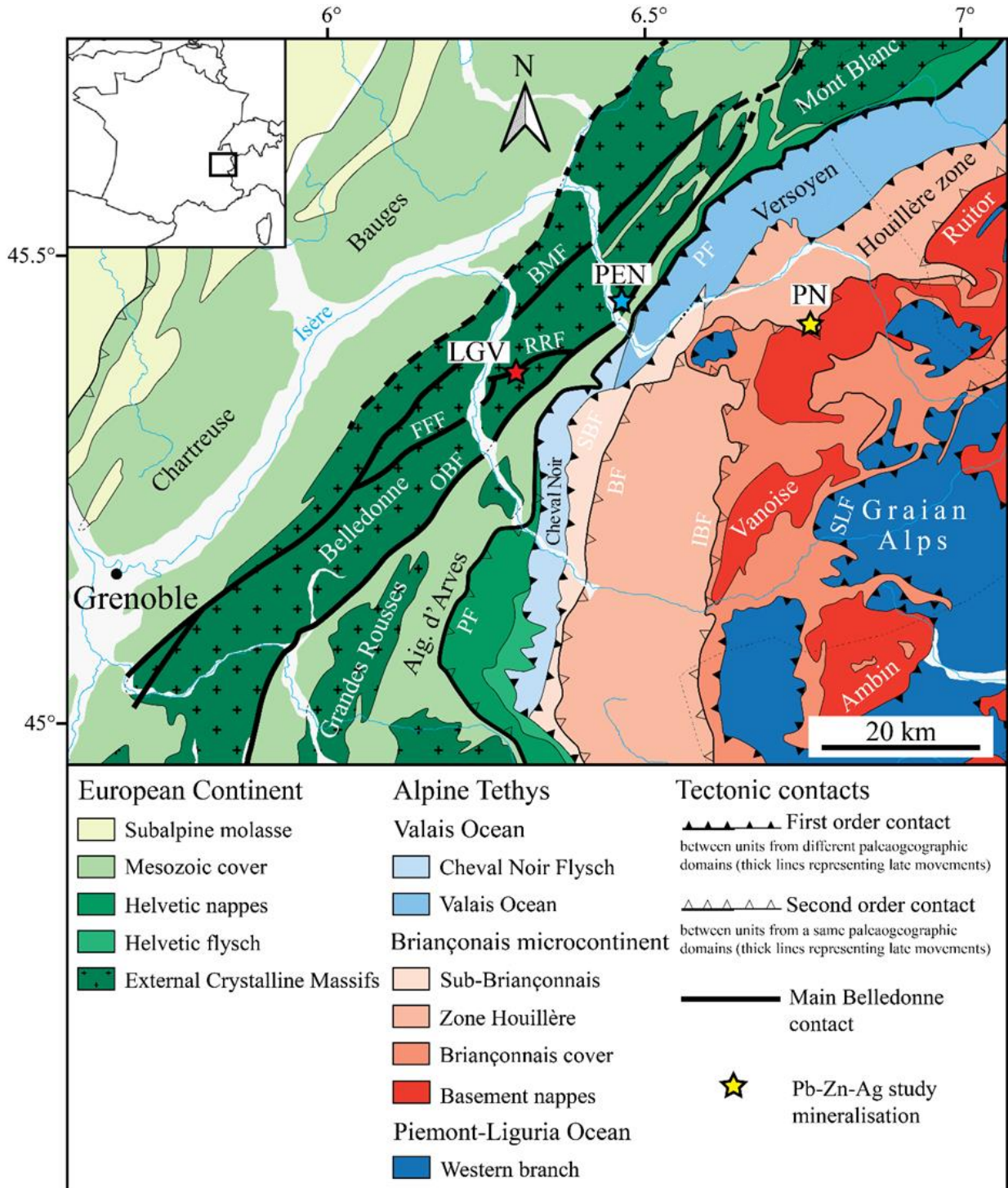


Figure 3.26 : Tectonic map of the Northern French Alps with the studied Pb-Zn-Ag occurrences (LGV : Le Gros Villan ; PEN : Penay ; PN : Peisey-Nancroix) modified from Bousquet et al. (2012). BF : Briançonnais Front ; BMF : Belledonne Median Fault ; FFF : Fond-de-France Fault ; IBF : Internal Briançonnais Front ; OBF : Oriental Belledonne Fault ; PF : Penninic Front ; RRF : Roc-Rouge Fault ; SBF : Sub-Briançonnais Front ; SLF : Schiste Lustré Front

3.7.4 Methods

Petrological studies to determine the mineralogy, and associated microstructures were done under optical and SEM-connected energy-dispersive X-ray spectroscopy on double polished thin (30 μm) and thick (ca. 150 μm) section slices at the Institut des Sciences de la Terre (ISTerre, UGA, France). Furthermore, quantitative analyses and X-ray maps on white micas grains and aggregates were performed using a JEOL JXA-8230 electron microprobe (ISTerre) equipped with five wavelengths dispersive spectrometers to determine the white mica chemistry homogeneity. The full dataset is reported in the (Supplementary Table S1 ; Fig S1 and S2). In situ Rb–Sr isotopic dating was obtained at the ISTerre Micro-Analytical Platform (IMAP) on an Agilent 8900 ICP-MS/MS connected to a Resolution-SE laser ablation system. Nitrous oxide (N_2O) was used as reaction gas. Data reduction was conducted offline using a modified version of the Rb–Sr Data Reduction Scheme (DRS) of Iolite-4 (Paton et al., 2011). NIST-612 glass was used to calibrate Sr-isotopic ratios while the Mica-Mg phlogopite nano-pellet was used to calibrate $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ values, following published protocols (Hogmalm et al., 2017 ; Jegal et al., 2022 ; Tillberg et al., 2020). Rho values were calculated offline using raw $^{85}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ signals and associated uncertainties. In situ allanite U–Th–Pb analyses were conducted at the Institute of Geological Sciences (University of Bern, Switzerland), while in situ monazite U–Th–Pb dating was done at the Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM, Orléans, France). Six U–Pb monazite analyses were removed from the age calculation of the PN sample (PN16-R05a) after SEM control providing evidence of interference as inclusions or mineral interfaces. The total–Pb/U–Th algorithm of Vermeesch (2020) based on the three U–Th–Pb chronometers ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, and $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$), estimates the common Pb composition and Concordia intercept age of the LGV (LGV19-02) monazite. U–Th–Pb radiogenic data were plotted on a $^{208}\text{Pb}_r/^{232}\text{Th}$ versus $^{206}\text{Pb}_r/^{238}\text{U}$ diagram and gave a Concordia age after common Pb correction. Thirteen analyses with a fraction of common ^{206}Pb (f_{206}) superior to the total ^{206}Pb for the inferred age or f_{206} inferior to f_{208} are removed from the age calculation. The common ^{206}Pb composition is calculated based on a projection from Cumming and Richards (1975) model Pb composition to Concordia, using the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ measured ratio (Gregory et al., 2007). The same method is not applicable due to very high Th/U values of allanite from PEN (PEN19-2-14a), and relatively poor counting statistics of the U–Pb system, coupled with a high fraction of common ^{206}Pb (f_{206}). The $^{206}\text{Pb}_c$ -corrected Th–Pb isochron method of Gregory et al. (2007) was used to calculate Th–Pb ages and fraction of initial ^{206}Pb (f_{206}) on the PEN allanites. Analytical conditions for Rb–Sr and U–Th–Pb isotope analyses are reported in the (Supplementary Table S2 ; S3, and S4). All quoted uncertainties are reported at a coverage factor of 2, including overdispersion if any and systematic uncertainties as calculated in IsoplotR (Vermeesch, 2020, 2018). Full Rb–Sr and U–Th–Pb datasets are reported in (Supplementary Table S6, S7 and S8).

3.7.5 Results

3.7.5.1 Sample mineralogy and textures

The investigated mineralized samples represent veins or impregnation within phyllitic Triassic quartzite (PN), granite (LGV) and micaschists (PEN). The ore is mainly made of galena with variable amounts of chalcopyrite, sphalerite, tetrahedrite-tennantite and pyrite. It is associated with a gangue made of quartz and phengite with variable amounts of carbonates (dolomite and calcite), chlorite, barite (only in PN) and feldspar (albite and K-feldspar only in PEN and LGV, respectively). The four samples show evidences of a high strain regime with clasts taken within a fine-grained equigranular recrystallized matrix.

The PN samples (PN16-R05a and PN20-11a) were previously investigated in detail in Bertauts et al. (2022). Based on the microstructure, the Pb-Ag mineralization was concluded to be syn-kinematic of the quartzite recrystallization and associated with acicular phengite crystallization (Bertauts et al., 2022 ; Figure 3.27a). Monazite intergrowth with sulfides, and with the same nature of microinclusions as sulfides, indicate that monazite are co-genetic with the Pb-Ag mineralization (Figure 3.27b). The PEN sample (PEN19-2-14a) is a massive block of sulfides showing clasts of albite, quartz, foliated phengite aggregates, and massive sphalerite, hosted in a fine-grained equigranular galena-sphalerite matrix (Figure 3.27c). The phengite aggregates are found in associations with the massive sphalerite and the fine-grained galena-sphalerite matrix. Phengite and albite both occur with similar clast habitus suggesting they have a syngenetic origin. In this sample, no monazite was observed but allanite grains are found in inclusions within the massive sphalerite or the phengite aggregates, and show clear intergrowth textures with sulfides (galena and sphalerite) and phengite. Allanite textures are subhedral to anhedral with some inclusions of galena and phengite (Figure 3.27d).

The LGV sample (LGV19-02) is mainly made of primary mineralization made of centimetric galena-chalcopyrite-sphalerite-quartz veins hosted in a quartz and K-feldspar recrystallized matrix containing sub-millimetric clasts of fractured and deformed K-feldspar showing various degrees of sericitization (fine-grained white mica replacement, Ph1) associated with sulfides. Fractures within K-feldspar are filled by sulfides (galena and chalcopyrite) and quartz from the primary mineralization. This primary mineralization is affected by a second stage of deformation and recrystallization, expressed by a foliation highlighted by phengite crystallization (Ph2) and by Pb remobilization from a primary galena (Gn1) to fine grained foliated galena (Gn2) altered in Pb-sulfate (anglesite) or Pb-carbonate (cerussite) during late-supergene alteration. This second stage of remobilisation can generate fracturing and dissolution/replacement of the primary mineralization (Figure 3.27e). As U–Th–Pb geochronometers, REE-rich phases such as monazite and xenotime are found in inclusions within primary sulfides (Figure 3.27f) and show intergrowth texture with sulfides. Micrometric monazite grains are found subhedral to anhedral within the host-rock, in sulfides inclusions, or as rounded grains with rim dissolution replaced

by quartz and acicular phengite crystallization showing strong foliation deflection of oriented acicular phengite. Hourglass sector zoning highlights only one monazite crystallization stage.

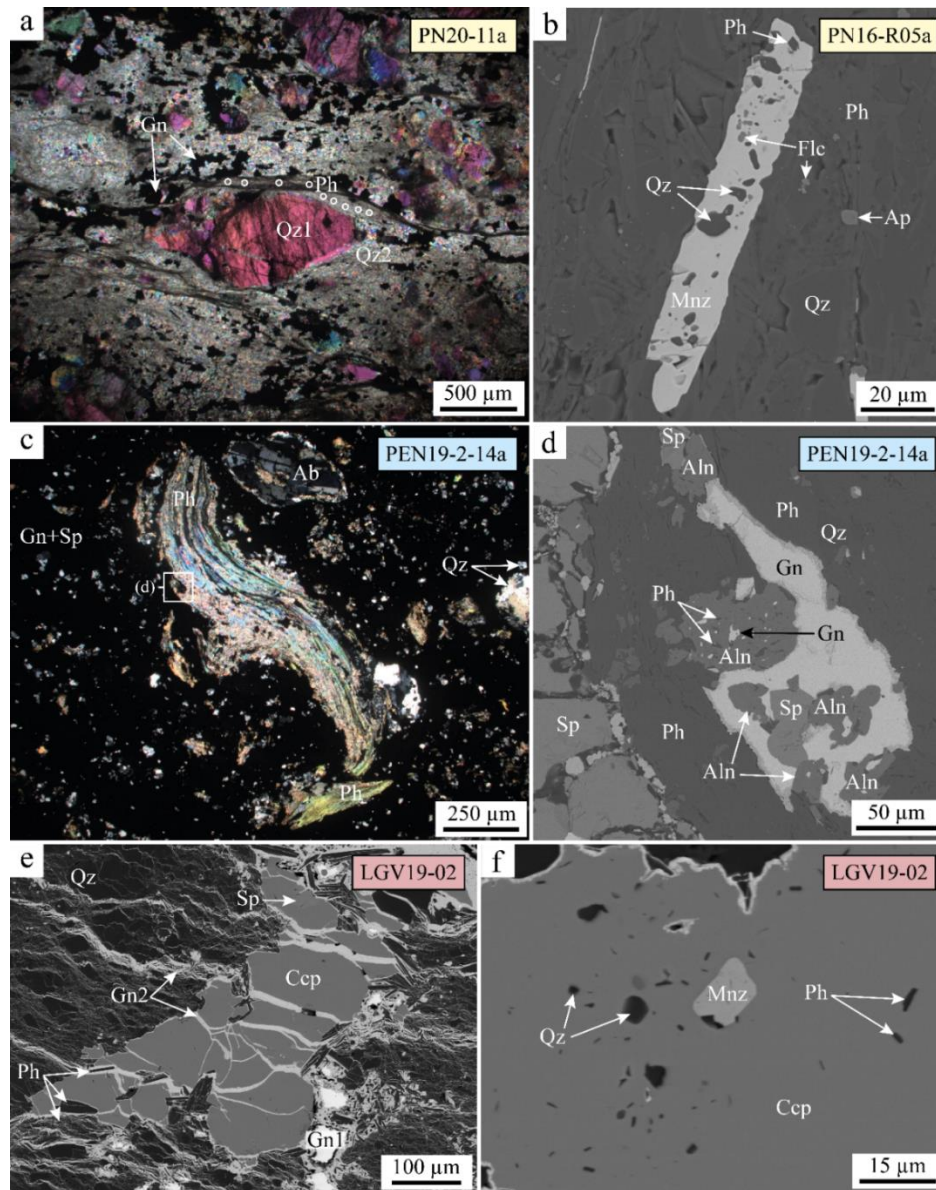


Figure 3.27 : Examples of analyzed phengite (**a,c,e**) and accessory minerals (**b,d,f**) used for dating, observed using optical microscopy (**a,c**) and backscattered electrons (BSE ; **b,d,e,f**). The two Peisey-Nancroix samples show : (**a**) Deformed Qz1 porphyroclasts along the main foliation, surrounded and molded by micrometric phengite oriented in the foliation, sulfides, and equigranular micrograins of Qz2 (thick section, PN20-11a, polarized light) ; and (**b**) Prismatic monazite grain surrounded by micrometric equigranular quartz and acicular phengite, with a poikilitic texture highlighted by quartz, spherical florencite, and acicular phengite inclusions (PN16-R05a). The massive sulfides PEN19-2-14a thin section of Le Penay displays : (**c**) porphyroclasts of a foliated phengite folded, albite and quartz hosted in a sphalerite-galena matrix ; and (**d**) galena, sphalerite, and anhedral allanite grains within the foliated phengite clast (zoom of image c). Note : (i) the intergrowth texture between galena, sphalerite and allanite ; (ii) the poikilitic texture of allanite with inclusions of non-oriented acicular phengite and galena. The Le Gros Villan sample (LGV19-02) shows : (**e**) chalcopyrite cracks with oriented acicular phengite and Gn2 crystallization ; and (**f**) subhedral monazite inclusion within chalcopyrite. Abbreviations after (Whitney and Evans, 2010) : Ab : Albite ; Aln : Allanite ; Ang : Anglesite ; Ap : Apatite ; Ccp : Chalcopyrite ; Flc : Florencite ; Gn : Galena ; Mnz : Monazite ; Ph : Phengite ; Qz : Quartz ; Sp : Sphalerite.

Punctual data and X-ray map of phengite from the three deposits (Ph2 in LGV), indicate homogeneous phengite composition (Supplementary Table S1 ; Figure S1 and S2). Ph1 from LGV shows mixed compositions with K-feldspar.

3.7.5.2 LA–ICP–MS U–Th–Pb isotopes

The in situ U–Th–Pb dating results are presented in Figure 3.28 (a, c, e). Forty-four in situ U–Th–Pb analyses were conducted on twenty-six monazite individual grains from sample PN16-R05a. Amongst these data, 38 analyses align in a Tera-Wasserburg diagram intercepting the Concordia at 35.1 ± 0.6 Ma (Figure 3.28a). Ten allanite U–Th–Pb analyses were conducted on sample PEN19-2-14a from the PEN deposit. Results are presented in an isochron diagram presenting $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_c$ versus $^{232}\text{Th}/^{206}\text{Pb}_c$ (Figure 3.28c), using only the Th–Pb geochronometer and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio for a common Pb estimation. Allanite analyses yield an age of 14.9 ± 7.6 Ma. Lastly, forty-three monazite U–Th–Pb analyses were conducted on twenty-two and four monazite grains from sample LGV19-02 (n=38) and LGV19-07 (n=6), respectively. After common Pb correction on the three Pb isotopes (^{206}Pb , ^{207}Pb , and ^{208}Pb), monazite data yield a Concordia age at 37.1 ± 0.7 Ma (n=30/43) on a $^{208}\text{Pb}_r/^{232}\text{Th}$ versus $^{206}\text{Pb}_r/^{238}\text{U}$ diagram (Figure 3.28e).

3.7.5.3 LA–ICP–MS/MS Rb–Sr isotopes

Results of the in situ Rb–Sr dating are presented in Figure 3.28 (b, d, f). Fifty-four Rb–Sr isotope analyses of 5 phengite crystal aggregates were conducted on sample PN20-11. Out of this statistical representative dataset, fifty-two analyses are retained with $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ values ranging between 350 and 800, all align along an isochron yielding an age of 34.6 ± 4.1 Ma with an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ value of 0.771 ± 0.034 . The two rejected spots, with very low Rb/Sr values (less than 70), display a Rb content signature of phengite with higher Sr contents. These two analytical spots probably reflect the presence of Sr-rich inclusions phases (e.g., apatite) within phengite aggregates and are used as an anchor of the Rb–Sr isochron : if all 54 analyses are used it provides an older age of 40.1 ± 3.2 Ma with initial Sr isotopic ratio of 0.724 ± 0.014 (Figure 3.28b).

Rb–Sr isotope analyses of 3 phengite aggregates within massive sphalerite (Ph2 ; Supplementary Table S8) and fine-grained galena-sphalerite matrix (Ph1 and Ph3 ; Supplementary Table S8) from sample PEN19-2-14a align around an isochron yielding 18.4 ± 7.2 Ma (n = 35). The initial Sr ratio of this Rb–Sr isochron is 0.7214 ± 0.0065 . Six analyses of two syngenetic albite grains yield a Sr isotope weighted mean of 0.7213 ± 0.0030 , although scattered. If included in the regression, the age remains the same but the isochron uncertainty decreases to 3.6 Ma (Figure 3.28d).

One-hundred and five Rb–Sr isotope analyses of ten phengite clusters were conducted on sample LGV19-02. All data from the Ph2 foliation align along an isochron yielding an age of 19.3 ± 2.05 Ma. In the sericitized clasts (Ph1), the signal is more complex. One clast presents a Rb–Sr data alignment along an isochron with an older age at 49 ± 12 Ma. The Rb–Sr data of the Ph1 clasts align between the two defined isochrons (Figure 3.28f).

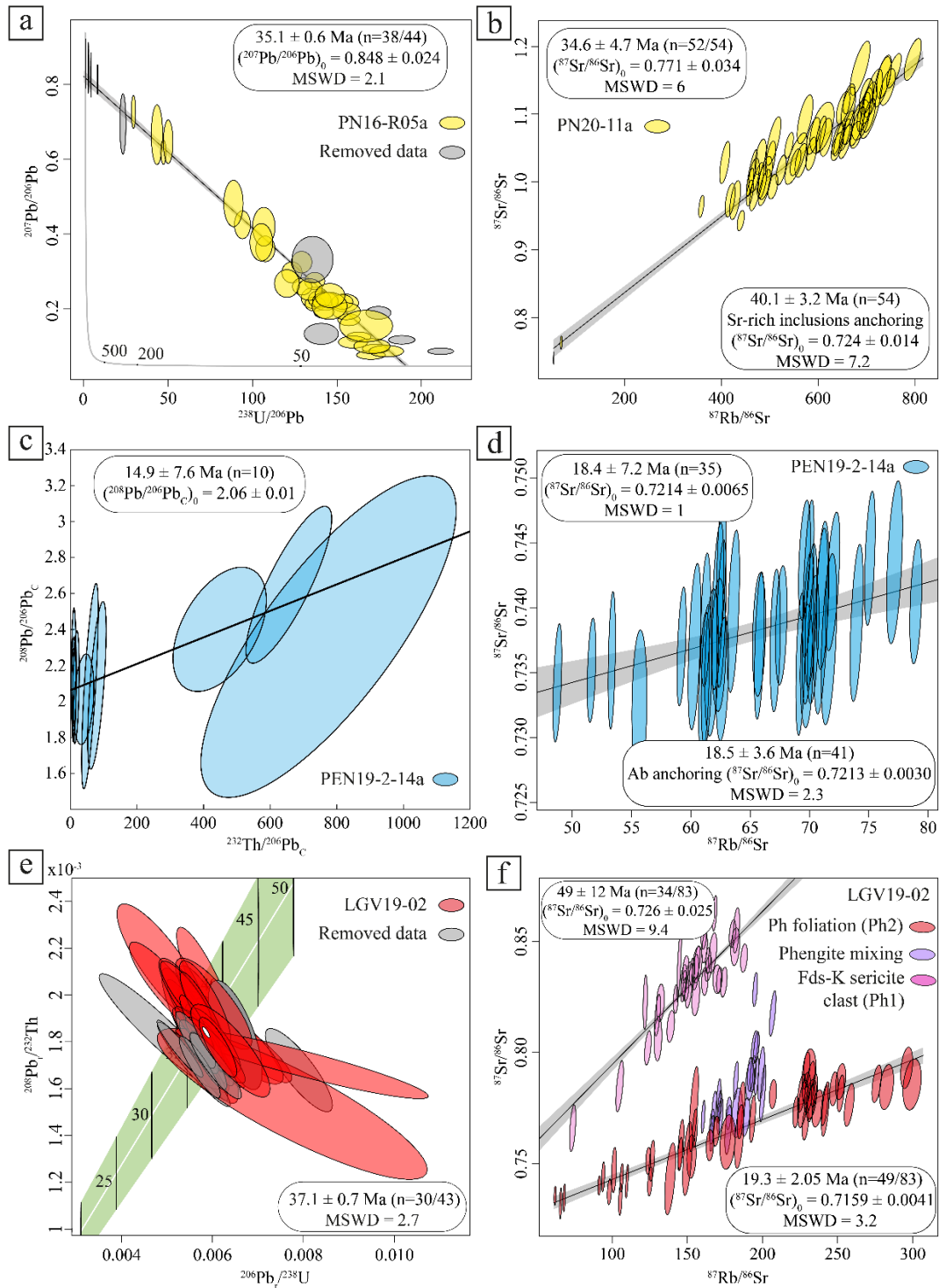


Figure 3.28 : U–Pb (**a,c,e**) and Rb–Sr (**b,d,f**) analyses on REE-rich phases and phengite, respectively using LA-ICP-MS for the Peisey-Nancroix (**a,b**), Penay (**c,d**) and Le Gros Villan (**e,f**) occurrences. (**a**) Syn-mineralization monazite analysis in sample PN16-R05a, provides Discordia lines and ages calculated without any correction on Tera-Wasserburg diagrams. (**c**) $^{206}\text{Pb}_c$ normalized Th–Pb isochron of syn-mineralization allanite in sample PEN19-2-14a. (**e**) Syn-mineralization U–Th–Pb monazite data of LGV19-02 plot on a $^{208}\text{Pb}_r/^{232}\text{Th}$ vs. $^{206}\text{Pb}_r/^{238}\text{U}$ Concordia diagram using the total–Pb/U–Th algorithm of Vermeesch (2020). Rb–Sr isochrons and calculated ages for : (**b**) PN sample (PN20-11) ; (**d**) PEN sample (PEN19-2-14a) ; and (**f**) LGV sample (LGV19-02). Note : (i) Anchoring Rb–Sr phengite isochron to cogenetic phases allow to reduce age uncertainties (b, d) ; (ii) Inherited age can be preserved to the last fluid circulation and phengite crystallization stage (**f**). Data ellipses represent 2σ errors.

3.7.6 Discussion

3.7.6.1 Success of white mica in situ Rb–Sr dating of Alpine fluid circulation events

The cross-comparative approach coupling in situ Rb–Sr and U–Th–Pb with good agreement of the ages (Figure 3.28), establishes the suitability of the white mica Rb–Sr isotope LA-ICP-MS/MS protocol to date mineralizations. In the Western Alps, where a collection of fluid circulation episodes have been evidenced from the Eocene to late-Miocene, the in situ mica ages presented here perfectly pictures the numerous Alpine fluid-induced (re)-crystallization events (e.g., Gnos et al., 2022). Equally important is the precision obtained for isochron apparent ages. While the individual datapoint precision obtained here and in previous works using similar protocol (Hogmalm et al., 2017 ; Tillberg et al., 2020 ; Zack and Hogmalm, 2016) can hardly compare with datapoint uncertainty obtained through solution Rb–Sr isotope analyses (e.g., Cliff et al., 1985 ; Freeman et al., 1997 ; Inger and Cliff, 1994 ; Inger et al., 1996) or even LA-MC-ICP-MS analyses of low Rb–Sr phases (e.g., Ramos et al., 2004), the possibility to obtain — with minimal sample preparation and without time-consuming chemical separation protocols — Rb–Sr isotope signatures in high Rb–Sr phases with spatially resolved control outweighs the relatively lower precision. Besides, without isochron anchoring, fluid circulation events that occurred as recently as 19.3 Ma can be dated at ± 2.05 Ma (LGV19-02), i.e. comparable with the most recent studies (Cliff et al., 2017). The rather good precision reached in this sample is due to the wide spreading with low $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ values. In other cases, for higher age uncertainty, isochore anchoring with Sr-rich phases (e.g., apatite, albite) yields a significant improvement in apparent age uncertainty, down to ± 3.2 Ma and could be improved with a larger cogenetic phases dataset. Albite anchoring reduces only the age uncertainty of the Rb–Sr isochron, due to similar initial Sr isotopes in PEN. While in PN, isochron anchoring on the two relatively low datapoint uncertainty Sr-rich inclusions have a larger control on the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial value, and therefore on the age calculated and its uncertainty.

Our results illustrate the benefits of using the in situ mica Rb–Sr protocol to date fluid circulations in upper crustal settings. First a textural advantage : white micas have modal abundances and grain size significantly higher than REE-rich phases in upper crustal settings (Franz et al., 1996). Second, the high abundance and relatively large size of mica sheets or aggregates allows for the in situ

mica Rb–Sr protocol to be conducted at thin section scale, granting the preservation of micro-structural relationships, which can be intricate to identify for rare and small grains such as zircon and REE-rich phases. Third, analyzing other (Rb)–Sr-rich phases — such as plagioclase, K-feldspar, apatite or carbonates — gives the opportunity to determine the degree of isotopic equilibrium within crystals, between crystals of the same mineral species and between different mineral species, a determination which is much harder to obtain through solution analyses and that has been shown to be at least partly incorrect (George and Bartlett, 1996 ; Müller et al., 1999). Fourth, white mica is commonly a major phase, which chemical composition readily relates to P-T conditions. It could be favourably combined with other thermobarometric constraints that are helpful for determining P-T conditions of fluid circulation (Dubacq et al., 2010 ; Massonne and Schreyer, 1987). Hence, providing absolute geochronological information on this phase strengthens the bond between the timing of the fluid circulation event (and the physicochemical conditions and deformation responsible of the mineralization (or even metasomatic/metamorphic processes). Altogether, these results indicate that in situ Rb–Sr analyses of white mica is a strong asset to provide fresh and unique constraints on fluid circulation events.

3.7.6.2 Possible resetting and mixing mechanism of the Rb-Sr ages during episodic crystallization

Within the framework of high fluid-rock ratio of the Alpine mineralizations, there is Rb–Sr isotopic equilibrium with little evidence of resetting or mixing at the crystal scale, at least within the age uncertainty range. Only in the LGV sample, multiple apparent Rb–Sr ages are recorded at the thin-section scale in an individual sample (Figure 3.28). The Rb–Sr dataset can be distinguished into two groups based on the microstructures. The syn-kinematic Ph2 in the secondary post-mineralization foliation (Figure 3.27e), gives a well-resolved isochron at 19.3 ± 2.05 Ma. In the Ph2, formed as pseudomorphic replacement of K-Feldspar, the Rb–Sr isotope analyses are scattered but with a discrete alignment at 49 ± 12 Ma. This older age overlaps the monazite U–Th–Pb age attributed to the primary mineralization based on the sulfide microstructures (Figure 3.27e,f). This age could be inherited from hydrothermal K-feldspar, an early stage of sericitization during the primary mineralization, or either a mixing between mineral with partly inherited ages. Such results clearly evidence the strength of the in situ protocol used here, because mixing between incompletely reset mica and/or K-feldspar domains has been a recurring issue in solution-based studies (e.g., Müller et al., 1999 ; Bröcker et al., 2013). This illustrates that mica Rb–Sr dating is an alternative to zircon/REE-rich phase U–Th–Pb dating if and only if petrological evidences support that micas crystallized during fluid circulation. In rock domains where fluid-induced recrystallization fails to achieve completion (e.g., Ph1), mica may show Rb–Sr apparent

age reflecting older or mixture of events. Hence, a thorough petrological study is required prior to in situ Rb–Sr isotope analysis of micas.

3.7.6.3 Evidence of Alpine mineralizations and remobilizations

While Pb–Zn–Ag mineralized occurrences are abundant in the Alps, there is no consensus for a metallogenic model due to the lack of reliable geochronological data. Mineralizing fluids have thus been variably attributed to the Variscan orogeny (350–280 Ma, [Caby, 1963](#)), Tethysian opening (180–150 Ma, [Rogel, 1961, 1963](#)), or Alpine (re)-mobilization (45–5 Ma, [Caby, 1968](#) ; [Polliand and Moritz, 1999](#)), based on textural and structural relationships. For some authors (e.g., [Court, 1971](#) ; [Negga, 1984](#) ; [Ypma, 1963](#)), several mineralizations of the ECM could result from Variscan mineralizations remobilized during the Alpine orogeny. In orogenic deposits, the common sulfide dating approach (e.g., Re–Os, [Stein, 2014](#)) can be severely affected by multi-stage growth or replacement over long term periods exceeding hundreds of million years, hardly distinguishable without trace element mapping ([Gourcerol et al., 2018](#)). A geochronological alternative has resided in dating minerals cogenetic with the mineralizing fluids, but this revealed to suffer from disturbances for the early work done for the mineralization in the Alps ([Ypma, 1963](#)). In situ monazite dating was successfully applied in non-metallic clefts to decipher Alpine episodic fluid circulations (e.g., [Janots et al., 2012](#)), but this method was only recently applied to Pb–Zn–Ag mineralization ([Bertauts et al., 2022](#)). In the two largest Pb–Zn–Ag ore deposits from the French Alps (PN and MP, internal domains), in situ U–Pb dating of monazite intergrown with sulfides yields well-resolved syn-orogenic Alpine ages ([Figure 3.28a](#) ; [Bertauts et al., 2022](#)), excluding possible sedimentary-diagenetic origin or inheritance for these deposits located in Triassic quartzite ([Rogel, 1963, 1961](#)). The deposits formed over a short duration below analytical resolution of in situ U–Pb dating (35.1 ± 0.6 Ma) or new Rb–Sr dating (35–40 Ma), with an age at ca. 35 Ma indicating a fluid circulation coeval with the Penninic Front (and the IBF) during a main thrusting phase at the collision onset ([Strzeczynski et al., 2012](#)). This is different in the basement of the external crystalline massifs. The two LGV and PEN mineralizations are oriented within the foliation of major shear zones of the Variscan basement and show evidence of sulfides recrystallisation suggesting episodic growth and/or remobilization. However, neither in situ U–Th–Pb dating of REE-rich phases nor Rb–Sr dating of white mica indicate pre-Alpine ages. The youngest ages obtained in the two ECM mineralizations (15–20 Ma) are coherent with non-mineralizing fluid circulations ([Gasquet et al., 2010](#) ; [Leloup et al., 2005](#) ; [Rolland and Rossi, 2016](#)) though generally older than the U–Th–Pb ages obtained in cleft monazite from the ECM (e.g., [Grand’Homme et al., 2016](#) ; [Gnos et al., 2021](#)). The new late-Eocene U–Th–Pb monazite ages in the LGV mineralization ([Figure 3.28e](#)) documents early fluid circulations that was not yet documented to our knowledge in the ECM and are more comparable to those obtained in the internal domains ([Gnos et al., 2021](#)). Indeed, in the external domains, flexural basin

sedimentation was just achieved and the onset of the ECM thrusting by internal domain along the Penninic Front just begin (Mulder et al., 2010 ; Simon-Labric et al., 2009). Metamorphic peak in the ECM is assumed to be reached 10 Ma later (Cenki-Tok et al., 2014 ; Challandes et al., 2008). Thus, early fluid circulation in the ECM basement could be promoted by pre-Alpine structuration inherited from the late Variscan transtension during the early burial of the ECM (Bogdanoff et al., 1991 ; Guillot and Ménot, 2009). However, LGV mineralization is multi-staged and episodic with recrystallisation at around 19 Ma, similar to other fluid circulations in the ECM.

3.7.7 Conclusion and perspectives

This work establishes the high potential of in situ Rb–Sr isotope analyses of white micas and coexisting phases to date Alpine mineralizations. The in situ white micas Rb–Sr dating has a better spatial and chemical constraints compared to common K–Ar and Ar–Ar dating of micas minimizing potential production of mixed ages. The systematic good agreement between in situ Rb–Sr ages — with acceptable precision despite the relatively young Alpine age (± 5 Ma at 95% confidence level) — and the in situ U–Th–Pb ages demonstrate the relevance of the in situ Rb–Sr dating on ubiquitous white micas especially in case of multi-phases fluid circulations and/or ore deposits formation which could lack of conventional mineral phases dating (e.g., the secondary foliation in LGV). The new in situ Rb–Sr and U–Th–Pb dating from hydrothermal Pb–Zn–Ag occurrences gives evidence for Alpine mineralizations and remobilizations with no geochronological evidence of pre-alpine Variscan or Tethysian event. The new geochronological dataset asserts for two stages of mineralizations at around 35–40 Ma during the collision of the internal domains over the external domains and further exhumation of the ECM at around 15–20 Ma. The results presented in this paper show the benefits of conducting in situ unconventional radiogenic isotope analysis, i.e. systematics other than U–Th–Pb, onto texturally constrained major mineral phases to provide a fresh perspective on crustal geodynamics.

3.7.8 References

- Bertauts, M., Janots, E., Rossi, M., Duhamel-Achin, I., Boiron, M.-C., Airaghi, L., Lanari, P., Lach, P., and Peiffert, C.: A New Alpine Metallogenic Model for the Pb-Ag Orogenic Deposits of Macôt-la Plagne and Peisey-Nancroix (Western Alps, France), *Geosciences*, 12, 32, 2022.
- Bogdanoff, S., Ménot, R.-P., and Vivier, G.: Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales françaises, un fragment de la zone interne Varisque / The external crystalline massifs of the French western Alps, a part of the internal variscan zone, *sgeol*, 44, 237–285, <https://doi.org/10.3406/sgeol.1991.1868>, 1991.
- Bröcker, M., Baldwin, S., and Arkudas, R.: The geological significance of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb–Sr white mica ages from Syros and Sifnos, Greece: a record of continuous (re)crystallization during exhumation?, *J. Meta. Geol.*, 31, 629–646, <https://doi.org/10.1111/jmg.12037>, 2013.

- Caby, R.: Etude géologique et métallogénique du bord interne de la zone houillère et de la bordure des schistes lustrés entre Modane et la vallée étroite (Savoie, Haut Val de Susa), *Géologie-Métallogénie*, faculté des sciences de l'université de paris, Paris, 205 pp., 1963.
- Caby, R.: Gîtes métallifères alpins syntectoniques et métamorphiques dans la zone houillère axiale des Alpes françaises (Briançonnais, Maurienne), *BULL. B.R.G.M*, Deuxième série-section II, 78–95, 1968.
- Cenki-Tok, B., Darling, J. R., Rolland, Y., Dhuime, B., and Storey, C. D.: Direct dating of mid-crustal shear zones with synkinematic allanite: new in situ U-Th-Pb geochronological approaches applied to the Mont Blanc massif, *Terra Nova*, 26, 29–37, <https://doi.org/10.1111/ter.12066>, 2014.
- Ceriani, S., Fügenschuh, B., and Schmid, S. M.: Multi-stage thrusting at the “Penninic Front” in the Western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs, *Int J Earth Sci*, 90, 685–702, <https://doi.org/10.1007/s005310000188>, 2001.
- Challandes, N., Marquer, D., and Villa, I. M.: P-T-t modelling, fluid circulation, and ³⁹Ar-⁴⁰Ar and Rb-Sr mica ages in the Aar Massif shear zones (Swiss Alps), *Swiss J. Geosci.*, 101, 269–288, <https://doi.org/10.1007/s00015-008-1260-6>, 2008.
- Cliff, R. A., Droop, G. T. R., and Rex, D. C.: Alpine metamorphism in the south-east Tauern Window, Austria: 2. Rates of heating, cooling and uplift, *J Metamorph Geol*, 3, 403–415, <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1985.tb00327.x>, 1985.
- Cliff, R. A., Bond, C. E., Butler, R. W. H., and Dixon, J. E.: Geochronological challenges posed by continuously developing tectonometamorphic systems: insights from Rb-Sr mica ages from the Cycladic Blueschist Belt, Syros (Greece), *J. Metamorph. Geol.*, 35, 197–211, <https://doi.org/10.1111/jmg.12228>, 2017.
- Court, P.: Etude géologique et métallogénique de la Basse-Maurienne (Savoie) - Alpes françaises, *Faculté des sciences de Grenoble*, Grenoble, 124 pp., 1971.
- Cumming, G. L. and Richards, J. R.: Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth, *EARTH & PLANET. SCI. LETT.*, 28, 155–171, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90223-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90223-X), 1975.
- Dubacq, B., Vidal, O., and De Andrade, V.: Dehydration of dioctahedral aluminous phyllosilicates: thermodynamic modelling and implications for thermobarometric estimates, *Contrib Mineral Petrol*, 159, 159–174, <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0421-6>, 2010.
- Dunlap, W. and Kronenberg, A.: Argon loss during deformation of micas: constraints from laboratory deformation experiments, *Contrib Mineral Petrol*, 141, 174–185, <https://doi.org/10.1007/s004100000217>, 2001.
- Engi, M.: Petrochronology Based on REE-Minerals: Monazite, Allanite, Xenotime, Apatite, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83, 365–418, <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.12>, 2017.
- Fallourd, S., Poujol, M., Boulvais, P., Paquette, J.-L., de Saint Blanquat, M., and Rémy, P.: In situ LA-ICP-MS U–Pb titanite dating of Na–Ca metasomatism in orogenic belts: the North Pyrenean example, *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 103, 667–682, <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0978-1>, 2014.
- Franz, G., Andrehs, G., and Rhede, D.: Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany, *ejm*, 8, 1097–1118, <https://doi.org/10.1127/ejm/8/5/1097>, 1996.
- Freeman, S. R., Inger, S., Butler, R. W. H., and Cliff, R. A.: Dating deformation using Rb-Sr in white mica: Greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone, *Tectonics*, 16, 57–76, 1997.
- Gasquet, D., Bertrand, J.-M., Paquette, J.-L., Lehmann, J., Ratzov, G., De Ascensão Guedes, R., Tiepolo, M., Boullier, A.-M., Scaillet, S., and Nomade, S.: Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre-Alpine basement massif of the French western Alps: new U-Th-Pb and argon ages from the Lauzière massif, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 181, 227–241, <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.3.227>, 2010.
- George, M. T. and Bartlett, J. M.: Rejuvenation of Rb-Sr mica ages during shearing on the northwestern margin of the Nanga Parbat-Haramosh massif, *Tectonophysics*, 260, 167–185, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(96\)00082-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(96)00082-0), 1996.
- Gnos, E., Mullis, J., Ricchi, E., Bergemann, C. A., Janots, E., and Berger, A.: Episodes of fissure formation in the Alps: connecting quartz fluid inclusion, fissure monazite age, and fissure orientation data, *Swiss J Geosci*, 114, 14, <https://doi.org/10.1186/s00015-021-00391-9>, 2021.

- Gourcerol, B., Kontak, D. J., Thurston, P. C., and Petrus, J. A.: Application of LA-ICP-MS Sulfide Analysis and Methodology For Deciphering Elemental Paragenesis and Associations In Addition To Multi-Stage Processes In Metamorphic Gold Settings, *Can Mineral*, 56, 39–64, <https://doi.org/10.3749/canmin.1700048>, 2018.
- Grand'Homme, A., Janots, E., Bosse, V., Seydoux-Guillaume, A. M., and De Ascensão Guedes, R.: Interpretation of U-Th-Pb in-situ ages of hydrothermal monazite-(Ce) and xenotime-(Y): evidence from a large-scale regional study in clefts from the western alps, *Miner Petrol*, 110, 787–807, <https://doi.org/10.1007/s00710-016-0451-5>, 2016.
- Gregory, C. J., Rubatto, D., Allen, C. M., Williams, I. S., Hermann, J., and Ireland, T.: Allanite micro-geochronology: A LA-ICP-MS and SHRIMP U–Th–Pb study, *Chemical Geology*, 245, 162–182, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.029>, 2007.
- Guillot, S. and Ménot, R.-P.: Paleozoic evolution of the External Crystalline Massifs of the Western Alps, *Comptes Rendus Geoscience*, 341, 253–265, <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.010>, 2009.
- Hogmalm, K. J., Zack, T., Karlsson, A. K.-O., Sjöqvist, A. S. L., and Garbe-Schönberg, D.: In situ Rb–Sr and K–Ca dating by LA-ICP-MS/MS: an evaluation of N₂O and SF₆ as reaction gases, *J. Anal. At. Spectrom.*, 32, 305–313, <https://doi.org/10.1039/C6JA00362A>, 2017.
- Inger, S. and Cliff, R. A.: Timing of metamorphism in the Tauern Window, Eastern Alps: Rb-Sr ages and fabric formation, *J Metamorph Geol*, 12, 695–707, <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1994.tb00052.x>, 1994.
- Inger, S., Ramsbotham, W., Cliff, R. A., and Rex, D. C.: Metamorphic evolution of the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps: time constraints from multi-system geochronology, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 152–168, <https://doi.org/10.1007/s004100050241>, 1996.
- Jäger, E.: Rb-Sr age determinations on micas and total rocks from the Alps, *J. Geophys. Res.*, 67, 5293–5306, <https://doi.org/10.1029/JZ067i013p05293>, 1962.
- Janots, E., Engi, M., Rubatto, D., Berger, A., Gregory, C., and Rahn, M.: Metamorphic rates in collisional orogeny from in situ allanite and monazite dating, *Geology*, 37, 11–14, <https://doi.org/10.1130/G25192A.1>, 2009.
- Janots, E., Berger, A., Gnos, E., Whitehouse, M., Lewin, E., and Pettke, T.: Constraints on fluid evolution during metamorphism from U–Th–Pb systematics in Alpine hydrothermal monazite, *Chemical Geology*, 326–327, 61–71, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.07.014>, 2012.
- Janots, E., Grand'Homme, A., Bernet, M., Guillaume, D., Gnos, E., Boiron, M.-C., Rossi, M., Seydoux-Guillaume, A.-M., and De Ascensão Guedes, R.: Geochronological and thermometric evidence of unusually hot fluids in an Alpine fissure of Lauzière granite (Belledonne, Western Alps), *Solid Earth*, 10, 211–223, <https://doi.org/10.5194/se-10-211-2019>, 2019.
- Jegal, Y., Zimmermann, C., Reisberg, L., Yeghicheyan, D., Cloquet, C., Peiffert, C., Gerardin, M., Deloule, E., and Mercadier, J.: Characterisation of Reference Materials for In Situ Rb-Sr Dating by LA-ICP-MS/MS, *Geostandards and Geoanalytical Research*, <https://doi.org/10.1111/ggr.12456>, 2022.
- Leloup, P. H., Arnaud, N., Sobel, E. R., and Lacassin, R.: Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc: EXHUMATION OF THE MONT BLANC MASSIF, *Tectonics*, 24, n/a-n/a, <https://doi.org/10.1029/2004TC001676>, 2005.
- Massonne, H.-J. and Schreyer, W.: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz, *Contr. Mineral. and Petrol.*, 96, 212–224, <https://doi.org/10.1007/BF00375235>, 1987.
- Mulder, T., Callec, Y., Parize, O., Joseph, P., Schneider, J.-L., Robin, C., Dujoncquoy, E., Salles, T., Allard, J., Bonnel, C., Ducassou, E., Etienne, S., Ferger, B., Gaudin, M., Hanquiez, V., Linares, F., Marchès, E., Toucanne, S., and Zaragosi, S.: High-resolution analysis of submarine lobes deposits: Seismic-scale outcrops of the Lauzanier area (SE Alps, France), *Sedimentary Geology*, 229, 160–191, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.11.005>, 2010.
- Müller, W., Dallmeyer, R. D., Neubauer, F., and Thöni, M.: Deformation-induced resetting of Rb/Sr and ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral systems in a low-grade, polymetamorphic terrane (Eastern Alps, Austria), *JGS*, 156, 261–278, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.156.2.0261>, 1999.
- Müller, W., Mancktelow, N. S., and Meier, M.: Rb–Sr microchrons of synkinematic mica in mylonites: an example from the DAV fault of the Eastern Alps, *Earth and Planetary Science Letters*, 180, 385–397, [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00167-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00167-9), 2000.

- Negga, H. S.: Comportement de l'uranium lors des métamorphismes tardi-hercynien et alpin dans les massifs des Aiguilles rouges et de Belledone (Vallorcine, Lauzière). *Alpes occidentales*, Université de Nancy, Nancy, 419 pp., 1984.
- Olierook, H. K. H., Rankenburg, K., Ulrich, S., Kirkland, C. L., Evans, N. J., Brown, S., McInnes, B. I. A., Prent, A., Gillespie, J., McDonald, B., and Darragh, M.: Resolving multiple geological events using in situ Rb–Sr geochronology: implications for metallogenesis at Tropicana, Western Australia, *Geochronology*, 2, 283–303, <https://doi.org/10.5194/gchron-2-283-2020>, 2020.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., and Hergt, J.: Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data, *J. Anal. At. Spectrom.*, 26, 2508, <https://doi.org/10.1039/c1ja10172b>, 2011.
- Polliand, M. and Moritz, R.: Basement-hosted quartz-barite sulfide veins in the French Alps; a record of alpine tectonic fluid expulsion in the external crystalline massifs; structural, fluid inclusion, and isotope (S and Sr) evidences, *Economic Geology*, 94, 37–56, <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.1.37>, 1999.
- Putnis, A. and Austrheim, H.: Fluid-induced processes: metasomatism and metamorphism, *Geofluids*, 10, 254–269, <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2010.00285.x>, 2010.
- Ramos, F. C., Wolff, J. A., and Tollstrup, D. L.: Measuring $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variations in minerals and groundmass from basalts using LA-MC-ICPMS, *Chemical Geology*, 211, 135–158, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.025>, 2004.
- Rasmussen, B., Fletcher, I. R., and McNaughton, N. J.: Dating low-grade metamorphic events by SHRIMP U–Pb analysis of monazite in shales, *Geol*, 29, 963, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0963:DLGMEB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0963:DLGMEB>2.0.CO;2), 2001.
- Rogel, P.: Le gisement de Plomb de La Plagne (Savoie). *Etude géologique et métallogénique.*, Faculté des sciences de l'université de paris, Paris, 74 pp., 1961.
- Rogel, P.: Exemple de gisement de galène du Trias des Alpes, *Coll. Trias de la France et des régions limitrophes. Mém. BRGM (Paris)*, 15, 695–704, 1963.
- Rolland, Y. and Rossi, M.: Two-stage fluid flow and element transfers in shear zones during collision burial-exhumation cycle: Insights from the Mont Blanc Crystalline Massif (Western Alps), *Journal of Geodynamics*, 101, 88–108, <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.03.016>, 2016.
- Şengün, F., Erlandsson, V. B., Hogmalm, J., and Zack, T.: In situ Rb–Sr dating of K-bearing minerals from the orogenic Akçaabat gold deposit in the Menderes Massif, Western Anatolia, Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 185, 104048, <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104048>, 2019.
- Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, C., Corsini, M., and Fornari, M.: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31–34 Ma), *Terra Nova*, 21, 127–136, <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00865.x>, 2009.
- Sivade, M. A.: Les filons et stratiformes à fluorite, blende, galène, barytine du Grand Chatelard (massifs cristallins externes, Savoie): relations, rôle de la distension liasique, remobilisation alpine, 226 pp., 1989.
- Stein, H. J.: Dating and Tracing the History of Ore Formation, in: *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, 87–118, <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01104-9>, 2014.
- Strzeczynski, P., Guillot, S., Leloup, P. H., Arnaud, N., Vidal, O., Ledru, P., Courrioux, G., and Darmendrail, X.: Tectono-metamorphic evolution of the Briançonnais zone (Modane-Aussois and Southern Vanoise units, Lyon Turin transect, Western Alps), *J. Geodyn*, 56–57, 55–75, <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.11.010>, 2012.
- Sverjensky, D. A.: Genesis of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 177–199, <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.14.050186.001141>, 1986.
- Tillberg, M., Drake, H., Zack, T., Hogmalm, J., and Åström, M.: In Situ Rb–Sr Dating of Fine-grained Vein Mineralizations Using LA-ICP-MS, *Procedia Earth and Planetary Science*, 17, 464–467, <https://doi.org/10.1016/j.proeps.2016.12.117>, 2017.
- Tillberg, M., Drake, H., Zack, T., Kooijman, E., Whitehouse, M. J., and Åström, M. E.: In situ Rb–Sr dating of slickenfibres in deep crystalline basement faults, *Sci Rep*, 10, 562, <https://doi.org/10.1038/s41598-019-57262-5>, 2020.
- Vermeesch, P.: IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology, *Geosci. Front.*, 9, 1479–1493, <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>, 2018.

- Vermeesch, P.: Unifying the U–Pb and Th–Pb methods: joint isochron regression and common Pb correction, *Geochronology*, 2, 119–131, <https://doi.org/10.5194/gchron-2-119-2020>, 2020.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W.: Abbreviations for names of rock-forming minerals, *Am. Mineral.*, 95, 185–187, <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>, 2010.
- Willigers, B. J. A., Mezger, K., and Baker, J. A.: Development of high precision Rb–Sr phlogopite and biotite geochronology; an alternative to $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ tri-octahedral mica dating, *Chemical Geology*, 213, 339–358, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.07.006>, 2004.
- Ypma, P. J.: Rejuvenation of ore deposits as exemplified by the Belledonne metalliferous province, Université de Rennes, 215 pp., 1963.
- Zack, T. and Hogmalm, K. J.: Laser ablation Rb/Sr dating by online chemical separation of Rb and Sr in an oxygen-filled reaction cell, *Chemical Geology*, 437, 120–133, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.05.027>, 2016.

3.7.9 Supplementary material

Table S1. Representative EPMA phengite and albite compositions for the LGV and PEN ores. Standard deviations (σ) are expressed within parentheses. Oxides are expressed in wt% and elementary atoms per formula unit (apfu).

Samples	PN16-R05a		PEN19-2-14a		LGV19-02		PEN19-2-14a	
Mineral	Ph (n=15)		Ph (n=45)		Ph (n=46)		Ab (n=9)	
SiO ₂	48.59	(1.13)	48.79	(0.57)	49.97	(0.47)	69.12	(0.24)
Al ₂ O ₃	31.20	(0.72)	30.18	(0.65)	28.17	(0.35)	19.79	(0.08)
FeO	1.15	(0.10)	2.29	(0.44)	1.83	(0.08)	0.02	(0.02)
MgO	2.00	(0.13)	2.17	(0.18)	3.19	(0.09)	-	
MnO	-		0.00	(0.01)	-		-	
K ₂ O	10.83	(0.20)	10.95	(0.13)	11.06	(0.21)	0.06	(0.01)
Na ₂ O	0.14	(0.06)	0.12	(0.03)	0.08	(0.02)	12.21	(0.09)
CaO	-		0.01	(0.02)	0.01	(0.02)	0.09	(0.04)
TiO ₂	0.14	(0.06)	0.43	(0.14)	0.59	(0.13)	-	
Total	94.11	(1.21)	94.97	(0.75)	94.95	(0.83)	101.28	(0.32)
apfu	(110 basis)							
Si	3.26	(0.04)	3.27	(0.02)	3.35	(0.01)	2.99	(0.00)
Al	2.47	(0.05)	2.39	(0.04)	2.22	(0.02)	1.01	(0.00)
Fe	0.06	(0.01)	0.13	(0.03)	0.10	(0.00)	-	
Mg	0.20	(0.02)	0.22	(0.02)	0.32	(0.01)	-	
Mn	-		-		-		-	
K	0.93	(0.02)	0.94	(0.01)	0.95	(0.02)	-	
Na	0.02	(0.01)	0.02	(0.00)	0.01	(0.00)	1.02	(0.01)
Ca	-		-		-		-	
Ti	0.01	(0.00)	0.02	(0.01)	0.03	(0.01)	-	
XPrI	0.25	(0.02)	0.04	(0.01)	0.04	(0.01)	-	
XCel	0.68	(0.03)	0.31	(0.02)	0.38	(0.01)	-	
XM _s	0.05	(0.03)	0.64	(0.02)	0.57	(0.01)	-	
XPg	0.02	(0.01)	0.02	(0.01)	0.01	(0.00)	-	

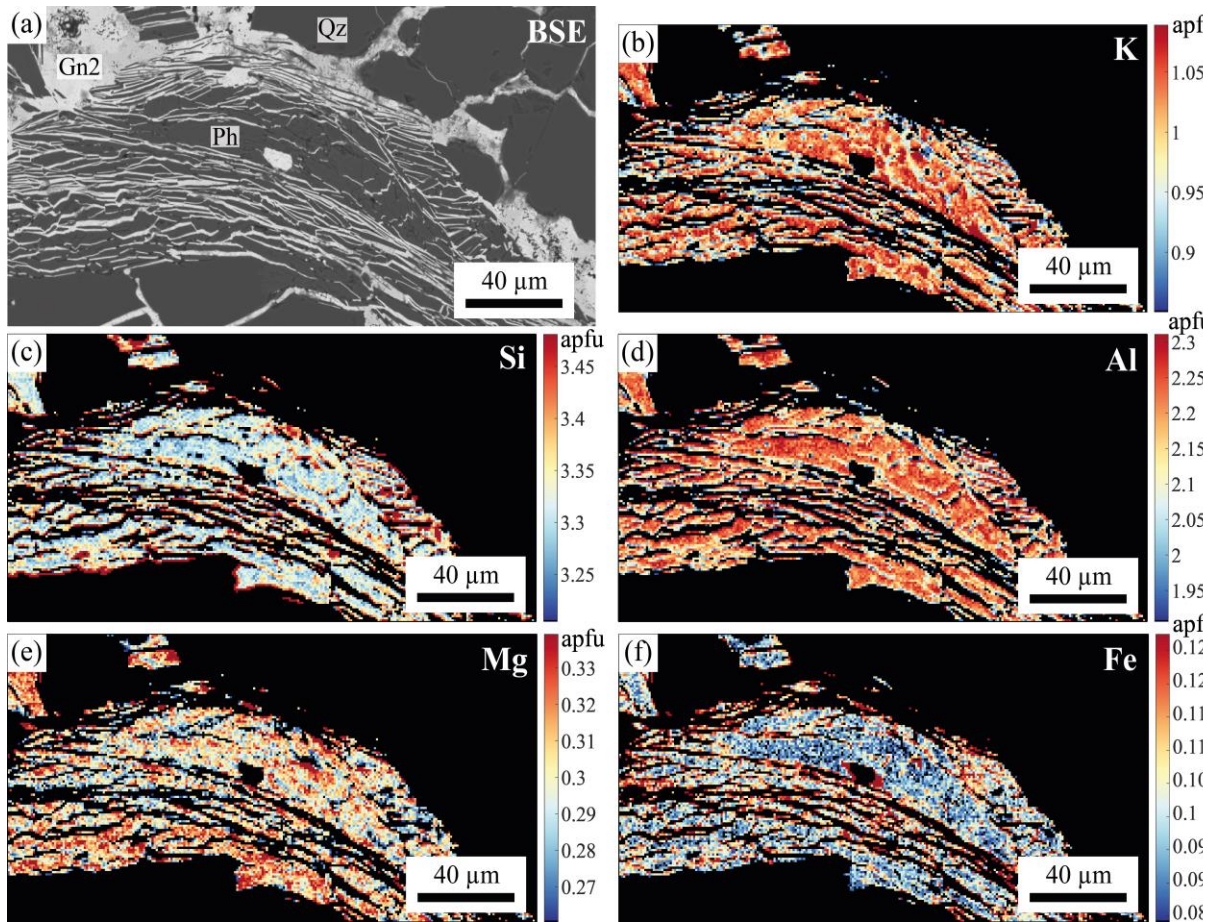


Figure S1: (a) Backscatter (BSE) electron image of acicular to coarse phengite grains within foliation associated to Gn2 . Quantified EPMA x-ray phengite maps (in apfu) of: (b) K; (c) Si; (d) Al; (e) Mg ; and (f) Fe content.

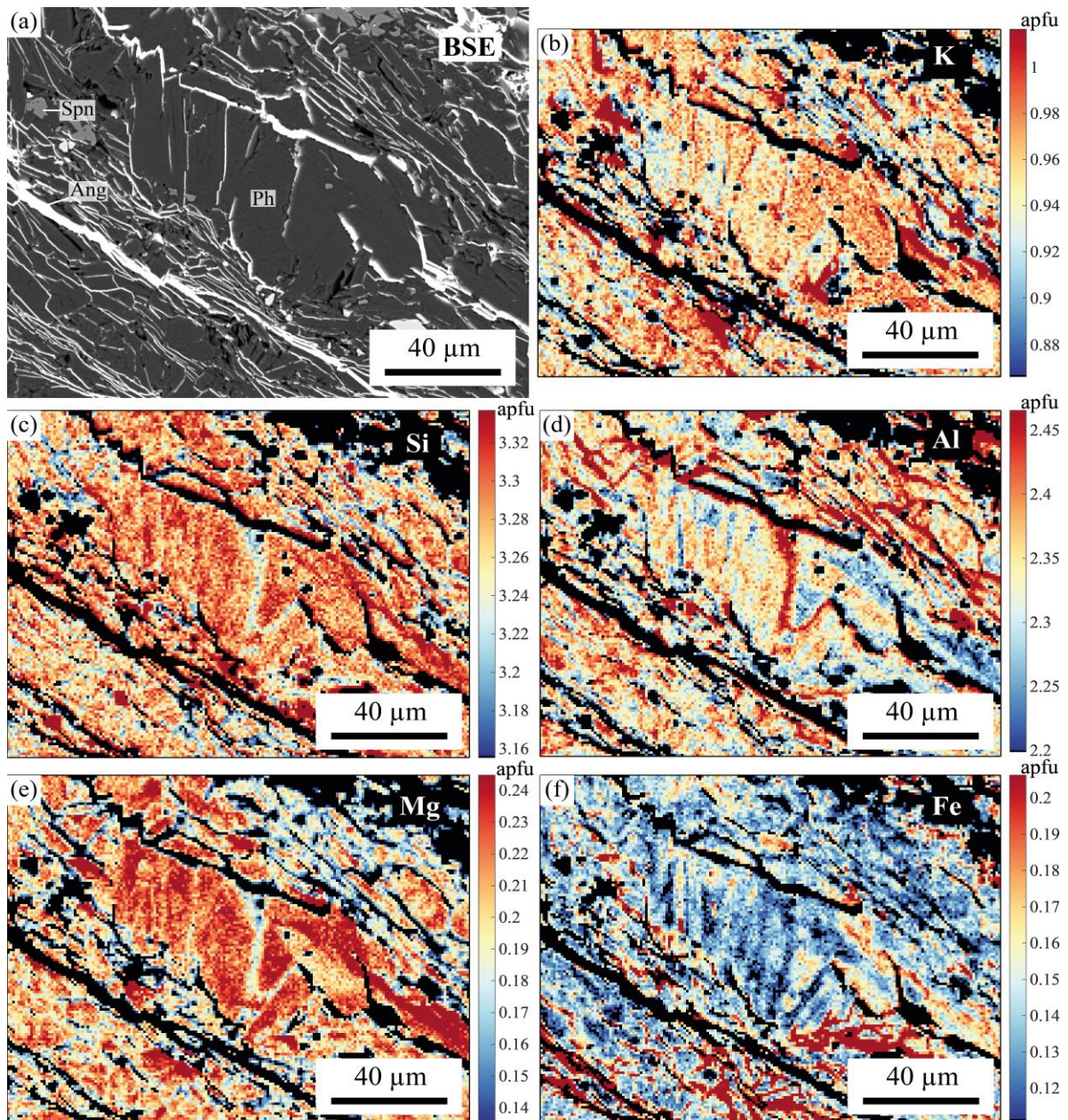


Figure S2: (a) Backscatter (BSE) electron image of acicular to coarse phengite grains within foliated phengite clast. Quantified EPMA x-ray phengite maps (in apfu) of: (b) K; (c) Si; (d) Al; (e) Mg ; and (f) Fe content.

Table S2. Resume of the U-Th-Pb monazite analysis conditions using LA-ICP-MS

Laser	
Type	CETAC Excite
Wavelength	193nm
Laser frequency	3Hz
Fluence	3J.cm ⁻²
Ablation spot size	15 et 10 µm
ICP-MS	
Model	X serie II
Type	Quadripôle
ICP RF Power	1400W
Cooling gaz (Ar)	15 l.min ⁻¹
Carrier gaz (He)	0.15 à 0.3 l.min ⁻¹
Auxiliary gaz (Ar)	1 l.min ⁻¹
Acquisition parameters	
Measured isotopes	²⁰² Hg, ²⁰⁴ Pb, ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, ²⁰⁸ Pb, ²³² Th, ²³⁸ U
Dwell time per mass	30ms
background	20s
Acquisition time	40s (120 pulses)

3 Les minéralisations Pb-Zn-Ag du flanc oriental du massif cristallin externe de Belledonne : Le Gros Villan (LGV) et Le Penay (PEN)

Table S3. Resume of the U-Th-Pb allanite analysis conditions using LA-ICP-MS

Laboratory and Sample Preparation	
Laboratory name	Departement of Geological Sciences (University of Bern)
Sample type/mineral	Allanite
Sample preparation	Polished thin section
Imaging	SEM (BSE)
Laser ablation system	
Make, Model and type	GeoLasPro (Compex 102; Lambda Physics)
Ablation cell and volume	In-house built rectangle cell brought down to a round base area, volume <i>ca.</i> 21 cm ³
Laser wavelength (nm)	193 nm ArF excimer laser
Pulse width (ns)	15 ns
Fluence (J cm ⁻²)	2.5 J cm ⁻²
Repetition rate (Hz)	9 Hz
Ablation duration (s)	40 s
Ablation pit depth / ablation rate	12 mm pit depth, measured using an optical microscope, equivalent to 35 nm/pulse
Spot diameter (mm)	24 mm
Sampling mode / pattern	Static spot ablation
Carrier gas	He (1.000 L/min) and H ₂ (0.008 L/min) cell gas flow, Ar make-up gas combined using a Y-piece 50% along the sample transport line to the torch.
Cell carrier gas flow (l min ⁻¹)	1.008 l min ⁻¹
ICP-MS Instrument	
Make, Model and type	Elan DRC-e (Perkin Elmer) ICP-QMS
RF power (W)	1550 W
Make-up gas flow (l min ⁻¹)	0.65 - 0.70 l min ⁻¹ Ar
Detection system	Dual (cross-calibrated pulse/analog modes)
Masses measured	27, 29, 202, 204, 206, 207, 208, 232, 235, 238
Total integration time per output data point (s)	dwel time: 180 ms sweep ⁻¹ ~220 sweeps acquired per spot
IC Dead time (ns)	55 ns
Data Processing	
Gas blank	60 s on-peak zero subtracted
Calibration strategy	Plešovice as primary standard
Reference Material info	Plešovice (Slama <i>et al.</i> 2008) Bona (Burn <i>et al.</i> 2017) CAPb (Burn <i>et al.</i> 2017)
Data processing package used / Correction for LIEF	In-house package (see text)
Common-Pb correction, composition and uncertainty	Common-Pb correction applied to the data (see text).
Uncertainty level and propagation	Ages are quoted at 2 <i>sigma</i> absolute. Age uncertainty of reference material and common-Pb composition uncertainty are propagated where appropriate.

Table S5. Summary of the LA-ICP-MS raw data for Peisey-Nancroix (PN16 stands for PN16-R05a) and Macôt-la Plagne monazite (4b, 5b and 10a stand for: 3501-4b, 3501-5b and 3501-10a, respectively). Note that monazite grains are referenced by the first digit in the analysis n° after the sample names, and the spot numbers in each monazite grain are displayed by the third and last digit.

Analysis n°	Measured ratio				Analysis n°	Measured ratio			
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm (1s)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	\pm (1s)		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm (1s)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	\pm (1s)
PN16-1	0.813	0.016	8.168	0.123	PN16-6-2*	0.133	0.012	140.6	4.154
PN16-1-2	0.726	0.018	29.43	0.520	PN16-15-1*	0.101	0.008	170.6	4.368
PN16-2	0.360	0.014	107.5	2.312	PN16-15-2*	0.208	0.015	145.6	4.238
PN16-3-1	0.695	0.033	23.16	0.735	PN16-17-1*	0.268	0.015	120.3	3.041
PN16-4	0.665	0.033	43.35	1.390	PN16-17-2*	0.236	0.013	145.8	3.612
PN16-6-1	0.125	0.006	162.9	2.918	PN16-18-1*	0.825	0.024	4.212	0.053
PN16-22-1	0.077	0.005	170.1	3.471	PN16-23-1*	0.420	0.021	106.6	2.728
PN16-22-2	0.111	0.007	159.5	3.561	PN16-23-2*	0.856	0.027	1.035	0.014
PN16-11-1	0.619	0.013	47.19	0.646	PN16-24-1*	0.845	0.028	2.736	0.037
PN16-11-2	0.425	0.015	93.98	1.943	PN16-7-1*	0.378	0.020	105.2	2.764
PN16-10-1	0.171	0.006	157.0	2.711	PN16-25-1*	0.482	0.025	88.65	2.358
PN16-10-2	0.229	0.012	137.0	3.378	PN16-16-1*	0.154	0.017	167.2	6.432
PN16-12-1	0.117	0.005	188.3	3.192	PN16-21-2*	0.332	0.025	135.5	4.957
PN16-12-2	0.227	0.007	145.1	2.317	5b-13-1	0.799	0.043	8.834	0.310
PN16-12-3	0.213	0.008	137.0	2.439	5b-16-1	0.703	0.045	21.53	0.867
PN16-12-4	0.297	0.012	123.3	2.433	5b-16-2	0.791	0.068	9.173	0.537
PN16-14-1	0.226	0.010	139.7	2.731	5b-17-1	0.586	0.037	55.01	2.057
PN16-14-2	0.216	0.010	154.6	3.344	5b-24-1	0.231	0.030	137.2	7.150
PN16-8-1	0.325	0.012	129.0	2.497	5b-28-1	0.644	0.101	20.73	2.068
PN16-8-2	0.274	0.009	136.8	2.433	5b-30-1	0.509	0.043	78.06	3.656
PN16-8-3	0.260	0.009	129.4	2.343	5b-37-1	0.539	0.046	79.74	3.879
PN16-13	0.087	0.003	211.4	3.129	5b-42-1	0.499	0.033	89.21	3.183
PN16-13-2	0.251	0.012	133.9	3.047	5b-53-1	0.503	0.065	84.75	6.176
PN16-19-1	0.094	0.005	173.0	3.293	5b-53-bis	0.482	0.043	115.5	5.600
PN16-19-2	0.087	0.006	179.2	4.175	4b-1-1	0.501	0.035	65.75	2.550
PN16-5-1	0.647	0.024	50	1.150	4b-1-2	0.475	0.029	83.26	2.704
PN16-9-1	0.189	0.007	174.5	3.046	4b-2-1	0.600	0.028	59.99	1.403
PN16-9-2	0.219	0.008	153.1	2.580	10a-13-2	0.802	0.044	11.90	0.438
PN16-20-1	0.220	0.010	143.1	3.070	10a-12-1	0.859	0.032	7.130	0.177
PN16-20-2	0.194	0.009	155.5	3.386	10a-12-2	0.878	0.028	1.638	0.037
PN16-21-1	0.192	0.007	142.2	2.428					

* 15 μm spot size

All others 10 μm spot size

3 Les minéralisations Pb-Zn-Ag du flanc oriental du massif cristallin externe de Belledonne : Le Gros Villan (LGV) et Le Penay (PEN)

Table S6. Summary of the LA-ICP-MS U-Th-Pb raw data for LGV monazite (LGV19-2 and LGV19-7 stands for LGV19-02 and LGV19-07, respectively). Note that monazite grains are referenced by the first digit in the analysis n° after the sample names, and the spot numbers in each monazite grain are displayed by the third and last digit.

Analysis n°	Isotopic ratios								Rho			Th/U	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	f206	f208
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³² Th	1σ	(6/8)/(7/5)	(8/2)/(7/5)	(8/2)/(6/8)						
LGV19-2-mnz2-1	0.82697	0.03929	59.6843	2.52181	0.52369	0.02022	0.00891	0.00019	0.91	0.50	0.55	114	9	64	1957	99%	78%
LGV19-2-mnz2-2	0.77131	0.04768	14.55594	0.72215	0.13693	0.00595	0.00584	0.00015	0.88	0.52	0.59	49	16	31	1554	92%	67%
LGV19-2-mnz3-1	0.92313	0.08105	22.38676	1.52917	0.17597	0.01158	0.00574	0.0002	0.96	0.51	0.53	71	7	18	1012	112%	74%
LGV19-2-mnz3-2	0.72399	0.05015	15.50604	0.86889	0.15541	0.00753	0.0091	0.00027	0.86	0.53	0.61	32	9	20	574	86%	71%
LGV19-2-mnz3-3	0.71967	0.16376	2.92427	0.5105	0.02948	0.00443	0.00287	0.00024	0.86	0.48	0.56	25	9	4	428	86%	55%
LGV19-2-mnz3-4	0.74608	0.09744	6.61284	0.6673	0.06431	0.00569	0.00232	0.00008	0.88	0.34	0.39	138	4	4	1113	89%	27%
LGV19-2-mnz4-1	0.84824	0.05135	28.90019	1.43101	0.24722	0.01123	0.00795	0.00021	0.92	0.53	0.58	59	11	36	1219	102%	82%
LGV19-2-mnz4-2	0.73435	0.07077	8.12818	0.61479	0.08031	0.00525	0.00534	0.00021	0.86	0.52	0.60	30	12	13	710	88%	66%
LGV19-2-mnz4-3	0.79377	0.0354	41.90585	1.62299	0.38306	0.01307	0.01544	0.00032	0.88	0.54	0.61	41	14	75	1129	95%	87%
LGV19-2-mnz4-4*	0.82602	0.04082	76.92619	3.56668	0.67573	0.02529	0.09131	0.00199	0.81	0.47	0.58	12	6	59	136	98%	95%
LGV19-2-mnz10*	0.84885	0.03294	183.97847	7.5051	1.57248	0.0496	0.03249	0.00049	0.77	0.37	0.48	81	8	329	1683	100%	90%
LGV19-2-mnz12	0.85779	0.04038	35.23546	1.40446	0.29808	0.01049	0.00659	0.00013	0.88	0.49	0.56	98	13	54	2453	102%	72%
LGV19-2-mnz15-1	0.8593	0.03007	143.15317	5.10964	1.2089	0.03824	0.01938	0.00031	0.89	0.45	0.51	105	11	187	2240	102%	93%
LGV19-2-mnz16	0.82493	0.03569	40.52317	1.50547	0.35644	0.01191	0.0045	0.00008	0.90	0.48	0.53	214	9	44	3686	99%	56%
LGV19-2-mnz17	0.82311	0.05238	38.88812	2.08882	0.34282	0.01669	0.00514	0.00013	0.91	0.47	0.52	153	12	57	3519	98%	65%
LGV19-2-mnz19-2*	0.73751	0.07852	18.30115	1.59157	0.18006	0.01329	0.0037	0.00013	0.85	0.40	0.48	133	7	33	2406	87%	48%
LGV19-2-mnz21-1	0.7466	0.05934	13.31751	0.84265	0.12943	0.00717	0.00538	0.00016	0.88	0.47	0.54	58	15	27	1692	89%	56%
LGV19-2-mnz22	0.81993	0.02284	181.42786	5.48356	1.60558	0.04483	0.06317	0.00091	0.92	0.48	0.52	41	14	305	1092	99%	94%
LGV19-2-mnz23-1	0.77116	0.02361	97.32103	2.91584	0.91577	0.02494	0.04001	0.00062	0.91	0.52	0.57	36	11	144	797	93%	90%
LGV19-2-mnz23-2	0.8753	0.05266	42.85843	2.15697	0.35531	0.01692	0.01841	0.00052	0.95	0.56	0.59	33	15	73	963	107%	95%
LGV19-2-mnz24-1	0.80268	0.04441	25.32924	1.14587	0.22899	0.00941	0.00813	0.00019	0.91	0.52	0.57	59	10	32	1135	97%	72%
LGV19-2-mnz24-2	0.82694	0.04212	22.56409	0.93222	0.198	0.00748	0.00908	0.00021	0.91	0.56	0.61	40	11	29	838	101%	83%
LGV19-2-mnz25	0.79357	0.03643	31.22733	1.20249	0.28555	0.00995	0.01003	0.00021	0.90	0.54	0.60	53	10	38	1005	96%	78%
LGV19-2-mnz26-1	0.88163	0.13878	5.30358	0.62038	0.04365	0.00481	0.00325	0.00016	0.94	0.42	0.45	52	10	6	1022	107%	42%
LGV19-2-mnz26-2*	0.7252	0.04444	101.40745	6.17556	1.01485	0.05556	0.09867	0.00288	0.90	0.48	0.53	16	4	113	178	88%	84%
LGV19-2-mnz26-3*	0.76732	0.06284	44.04142	3.11637	0.41656	0.02649	0.03277	0.00126	0.90	0.54	0.60	20	6	67	312	93%	91%
LGV19-2-mnz27-1	0.67642	0.06223	11.96468	0.88882	0.12835	0.00798	0.00448	0.00015	0.84	0.45	0.54	70	13	23	1751	81%	51%
LGV19-2-mnz27-2	0.8228	0.05272	14.6466	0.73885	0.12917	0.00595	0.00549	0.00014	0.91	0.51	0.55	54	12	22	1279	100%	66%
LGV19-2-mnz28-1	0.74187	0.0742	9.49337	0.74401	0.09286	0.00637	0.00387	0.00012	0.88	0.40	0.45	79	9	12	1443	89%	41%
LGV19-2-mnz28-2*	0.89251	0.02646	476.14334	19.02723	3.87183	0.14352	0.15926	0.00233	0.93	0.37	0.39	39	4	391	386	110%	104%
LGV19-2-mnz29	0.80659	0.01691	184.63416	4.156	1.66095	0.03248	0.03439	0.00038	0.87	0.49	0.57	77	13	298	1931	97%	93%
LGV19-2-mnz31-1	0.77299	0.03204	120.45493	5.03789	1.1307	0.04322	0.01836	0.00035	0.91	0.46	0.50	107	12	180	2385	92%	81%
LGV19-2-mnz31-2*	0.65842	0.02768	210.03069	10.28674	2.31496	0.0987	0.03616	0.00073	0.87	0.41	0.47	77	7	444	1465	78%	98%
LGV19-2-mnz32-1	0.94361	0.04771	64.56283	2.84754	0.49647	0.0209	0.00556	0.00011	0.95	0.45	0.47	227	8	55	3485	114%	69%
LGV19-2-mnz32-2	0.81912	0.02489	186.01302	6.15091	1.64777	0.04981	0.01949	0.00028	0.91	0.43	0.48	149	10	234	2936	98%	85%
LGV19-2-mnz32-3*	0.69934	0.08829	11.24685	1.13934	0.11671	0.0099	0.00399	0.00016	0.84	0.40	0.47	97	5	17	1367	83%	38%
LGV19-2-mnz37	0.73282	0.04862	15.69284	0.84262	0.15538	0.00722	0.00449	0.00011	0.87	0.46	0.53	95	11	23	1973	88%	49%
LGV19-2-mnz44*	0.74542	0.05625	48.95568	3.26992	0.4766	0.02769	0.00369	0.0001	0.87	0.41	0.47	342	3	37	2641	89%	51%
LGV19-7-mnz2-1	0.8538	0.04021	47.15348	1.93118	0.40077	0.0145	0.00682	0.00013	0.88	0.47	0.53	128	12	66	2944	101%	71%
LGV19-7-mnz2-2	0.90897	0.03785	114.88115	4.63994	0.91714	0.03366	0.01253	0.00023	0.91	0.45	0.50	135	15	195	3980	108%	90%
LGV19-7-mnz4*	0.83523	0.05086	191.08559	12.73673	1.65977	0.09841	0.03684	0.00097	0.89	0.40	0.44	76	1	63	287	98%	88%
LGV19-7-mnz5-2*	0.72404	0.05094	49.9493	3.18789	0.50048	0.02525	0.05093	0.00178	0.79	0.55	0.69	14	5	65	175	84%	92%
LGV19-7-mnz6*	0.854	0.05104	52.23581	2.78168	0.44374	0.01944	0.00987	0.00024	0.82	0.46	0.56	82	7	87	1593	100%	83%

Grey analysis were removed from the age calculation

* 10 µm spot size; 15 µm spot size to all other.

Table S7. Summary of the LA-ICP-MS U-Th-Pb raw data for PEN (PEN19-2-14a) allanite.

Analysis n°	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	2σ	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	f208	f206	f207	U/Th	2σ
Aln-1	0.2267	0.0725	0.2463	0.0783	0.0247	0.0127	0.481	0.0282	0.8338	0.052	98%	99%	100%	0.0135	6.25E-04
Aln-2	0.1232	0.0455	0.8879	0.4108	0.0068	0.0058	0.4866	0.0248	0.8307	0.0772	99%	99%	100%	0.0226	8.96E-04
Aln-3	0.0054	0.0012	2.2396	0.7449	0.0028	0.0015	0.4123	0.0336	0.8474	0.0534	86%	101%	100%	0.0027	1.36E-04
Aln-4	0.1821	0.0537	0.6382	0.1908	0.0096	0.0043	0.4852	0.0387	0.8432	0.0461	100%	100%	100%	0.0388	0.0017
Aln-5	0.0482	0.0205	1.5921	0.5306	0.004	0.0022	0.4797	0.0292	0.8691	0.0552	102%	104%	100%	0.021	0.001
Aln-6	0.003	6.93E-04	15.6645	4.0199	4.20E-04	7.56E-04	0.3929	0.0485	0.9022	0.219	87%	108%	100%	0.0128	7.06E-04
Aln-7	0.2203	0.0918	0.4345	0.1978	0.0147	0.0076	0.4394	0.0387	0.8745	0.064	94%	104%	100%	0.0236	0.0016
Aln-8	0.0351	0.0076	5.3887	1.4438	0.0011	8.99E-04	0.5083	0.0663	0.7949	0.1235	99%	94%	100%	0.0556	0.0026
Aln-9	0.004	3.49E-04	7.9066	0.8735	7.64E-04	5.36E-04	0.3831	0.0282	0.8288	0.0789	78%	99%	100%	0.0069	2.74E-04
Aln-10	0.0262	0.0053	3.6854	0.8751	0.0017	0.0013	0.4641	0.0433	0.8654	0.1174	99%	103%	100%	0.0252	0.0012

3.8 Discussion

3.8.1 Des minéralisations et remobilisations Pb-Zn-Ag alpines

L'un des principaux enjeux pour déterminer les modèles métallogéniques des gisements métalliques situés dans les ceintures orogéniques réside dans la possibilité d'héritage ou de remobilisation à travers le temps depuis la cristallisation/déposition initiale jusqu'aux différents stades de déformation orogénique (p. ex., Cook et al., 1994 ; Gu et al., 2007 ; Turlin et al., 2016 ; Zheng et al., 2016). Dans cette étude, des efforts importants ont donc été faits pour étudier les microstructures minérales et les variations de composition afin de distinguer les étapes de cristallisation.

3.8.1.1 Evidences structurales et microstructurales

Les minéralisations à Pb-Zn-(Cu-Fe-Ag) des gîtes de PEN, CRO et LGV sont localisées dans la partie nord du socle du massif cristallin externe de Belledonne, le long de sa bordure orientale, dans des granites et schistes variés pour LGV et PEN-CRO respectivement. Malgré les différents encaissants, ces minéralisations se mettent en place dans des structures similaires à composante principale décrochantes, subverticales, d'orientation NO-SE (DRR, FER, FBO), et à une proximité relativement similaire de la couverture sédimentaire jurassique (Figure 3.29). Les observations structurales à l'affleurement et les microstructures en lame mince des minéralisations de LGV, PEN et CRO indiquent plusieurs phases de minéralisation et/ou remobilisations au cours de l'épisode de déformation dextre (Figure 3.2 ; Figure 3.3 ; Figure 3.5 ; Figure 3.6 ; Figure 3.7 ; Figure 3.9 ; Figure 3.11 et Figure 3.15).

Le site de LGV, au contact de la faille décrochante de Roc-Rouge, s'exprime par une foliation pénétrative parallèle à la faille (Figure 3.2 et Figure 3.3), avec certains plans de foliations repris en plans de failles marquées formant un réseau anastomosé (Figure 3.3 ; Fossen and Cavalcante, 2017). Ces observations indiquent une évolution des conditions de ductiles à cassantes lors de mouvements dextres de la zone de cisaillement de LGV. La minéralisation principale primaire est composée de veines à grains isotropes et non orientés de galène (Gn1), chalcopryrite, sphalérite et rare tétraédrite dans une gangue de gros quartz (Qz1) et de carbonates (Figure 3.7 ; Figure 3.8 et Figure 3.9). Ces veines sont parallèles à la foliation et présentent des textures de déformation ductile notamment visibles dans les carbonates et le quartz avec des sigmoïdes de déformation et la réduction de la taille des grains de Qz1 accompagnée de la recristallisation de petits grains équants de Qz2 (Figure 3.2c ; Figure 3.8a,g et Figure 3.9a,c ; Passchier and Trouw, 2005) ; et des déformations plus cassantes avec la fracturation des grains de Qz1, de sulfures de et tétraédrite. Ces déformations sont assistées par des circulations de fluides mises en évidence par la cristallisation abondante de Ph2 associée à de la galène (Gn2) à grains fins, toutes deux orientées dans la foliation secondaire (Figure 3.9a,c), indiquant une croissance syncinématique

lors de la déformation dextre. La redistribution locale du Pb de la (Gn2) en intercroissance limitée dans des phengites massives suggèrent plutôt une remobilisation plutôt qu'un passage de fluide minéralisateur.

La minéralisation de PEN varie entre la galerie inférieure et supérieure, mais présente toujours une première phase de minéralisation massive déformée. Dans la galerie supérieure, la minéralisation primaire est attribuée aux cristaux millimétriques de sphalérite (Sp1) associée à une gangue de quartz, de calcite et d'albite (Figure 3.11). Celle-ci est reprise, par une seconde phase de minéralisation à grains plus fins (dizaine de micromètres) de Sp2 en intercroissance avec la galène, parfois accompagnés de chalcopryrite et de pyrrhotite (Figure 3.11 ; Figure 3.12e et Figure 3.13b ; Passchier and Trouw, 2005). Cette seconde étape de minéralisation sous déformation s'enregistre aussi dans la gangue, par l'extinction roulante et le bulging des porphyroclastes de quartz (Qz1), ainsi qu'avec l'enregistrement de plissements dans les porphyroclastes d'agrégats de grains de phengite (Figure 3.11a,b). La paragenèse à Sp2, galène, parfois chalcopryrite et pyrrhotite suggère une variation chimique de ce second fluide minéralisateur par rapport au fluide à l'origine de la minéralisation primaire à Sp1 uniquement. Les veines de la galerie inférieure de PEN montrent une minéralisation primaire massive à quartz millimétrique, sphalérite, galène, pyrite et chalcopryrite en intercroissance, déformées avec notamment la recristallisation de petits grains de quartz équants (Qz2) et l'apparition de la texture dite de "maladie de la chalcopryrite" dans la sphalérite due à la réaction des sulfures lors de circulation hydrothermale en contexte métamorphique (Figure 3.12f ; Govindarao et al., 2018). Les échantillons de la minéralisation de CRO (CRO21-02 et CRO21-03) ont des textures de déformation et une paragenèse similaires à celles de la galerie supérieure de PEN, à l'exception de la présence de pyrite dans CRO21-03 qui n'est pas identifiée dans la galerie supérieure de PEN. La sphalérite massive est en intercroissance avec des grains de calcite millimétriques présentant une réduction de la taille des grains, des macles larges ($> 1\mu\text{m}$) droites à légèrement incurvées caractéristiques d'une cristallisation syn- ou post-déformation à des températures supérieures à 200°C (Burkhard, 1993), et des clastes de calcite repris dans la paragenèse secondaire à sphalérite, galène, chalcopryrite et pyrite. L'échantillon CRO21-04 (Figure 3.16), présente deux phases de minéralisations avec des paragenèses différentes des autres échantillons, avec une première phase à pyrite massive automorphe en intercroissance avec des quartz millimétriques hyalins, qui est fracturée et remplacée par une seconde phase à pyrrhotite, chalcopryrite et rares galène et sphalérite. Le champ de stabilité de la pyrite et de la pyrrhotite dans un système Fe-S est très dépendant de la température et de la proportion en Fe et S (Kullerud and Yoder, 1959). Dans un système à Cu-Fe-S pur, la pyrrhotite se forme avec la chalcopryrite à une température inférieure à 334°C (Yund and Kullerud, 1966). Dans le cas, de LGV et CRO, deux types de minéralisations distinctes sont observées selon les échantillons et les galeries. Les paragenèses des échantillons à sphalérites massives déformées sont très proches pour les deux sites et attribuées au même épisode minéralisateur, ce qui est moins clair pour les échantillons riches en pyrite et chalcopryrite. Pour tous les échantillons, les paragenèses mettent en évidence deux épisodes de

minéralisations avec des compositions de fluides différents. Les microstructures indiquent que la seconde phase est syncinématique de la déformation dextre.

3.8.1.2 Évidences minéralogiques : compositions et thermobarométrie

Dans les sites de LGV et PEN, la galène est le seul sulfure à apparaître dans tous les échantillons de roches. Les éléments traces de la galène sont assez homogènes en faibles teneurs, à l'exception de l'Ag, Sb, Bi et Se. La solubilité du Bi et de Sb dans les fluides hydrothermaux est considérée dépendante de la température ; elle nécessite une température plus élevée pour transporter une quantité de Bi significative (≥ 400 °C) par rapport à Sb (≥ 100 °C) (Cave et al., 2022 ; Tooth et al., 2013), ce qui suggérerait une température de fluide similaire entre le site de LGV et la galerie supérieure de PEN, et une température supérieure de fluide dans la galerie inférieure de PEN et un échantillon de LGV (LGV21-05a). Cette analogie semble être toutefois difficile à appliquer dans le cas de LGV-PEN au vu de l'importante variabilité observée à l'échelle du site, de la lame mince (p. ex., LGV21-05a), et même du cristal. L'enrichissement en Se dans la galène de PEN semble être corrélé avec la localisation des échantillons. La galène de la galerie supérieure possède un enrichissement relativement faible de Se (6.7-59 ppm) contrairement à celle de la galerie supérieure (822-874 ppm), qui est fortement enrichie en comparaison de la galène dans d'autres types de gîtes et environnements de dépôt (George et al., 2015). Les compositions en éléments traces des sphalérites de LGV et PEN montrent peu de variations et sont chimiquement similaires, à l'exception de Mn qui est plus enrichi dans LGV. Au PEN, la chimie des sphalérites est variable entre la galerie supérieure et son assemblage à sphalérite-galène relativement enrichi en Mn, Fe et Co, et la galerie inférieure à sphalérite-galène-pyrite-chalcopryrite enrichie en Cu, Zn, Cd et In (Figure 3.19). Les éléments majeurs comme le Fe et le Zn peuvent varier de plusieurs poids pourcents à l'échelle d'un site et de plus d'un poids pourcent dans un échantillon. Il n'y a pas de corrélation évidente entre les éléments majeurs et traces et les textures de la sphalérite de la galerie supérieure (Sp1 et Sp2). Le géothermomètre GGIMFis (Frenzel et al., 2016) basé sur les concentrations en Ge, Ga, In, Mn et Fe dans la matrice de la sphalérite a été appliqué sur les sphalérites de LGV et PEN. Les très faibles concentrations en Ge et Ga dans ces sphalérites peuvent s'expliquer soit par un fluide très pauvre en Ge et Ga, soit par une cristallisation métamorphique (Frenzel et al., 2016). Les concentrations en Ge souvent inférieures aux limites de détection sont un facteur limitant pour le calcul de la température de (re-)cristallisation de ces sphalérites. Les températures calculées sur les sphalérites de LGV sont comprises entre 291 et 384 °C et entre 316 et 394 °C sur celles de PEN. Elles sont équivalentes à la température maximale d'application du thermomètre GGIMFis (310 ± 50 °C). Seul le Ga et l'In sont corrélés à des variations de température au sein des sphalérites de LGV et PEN avec une diminution de Ga et une augmentation de l'In lorsque la température augmente. Cette tendance est perceptible entre la Sp1 massive légèrement plus riche en Ga et pauvre en In, avec une température moyenne de 321 °C, et la Sp2 recristallisée avec une température moyenne assez proche de 362 °C au PEN. Les bordures d'altération de la sphalérite au contact de la chlorite et sa composition riche en Fe

témoignent d'une cristallisation postérieure de la chlorite par rapport à la minéralisation principale. Les températures calculées sur les chlorites de la galerie inférieure de PEN sont estimées à 324 ± 26 °C et impliquent le passage d'un fluide postérieur à la minéralisation, probablement plus oxydant, mais dont la température est proche de la température du fluide minéralisateur. La chimie des phengites de LGV et PEN est caractérisée par un enrichissement significatif en Ti, qui est un marqueur des circulations de fluides à l'origine de ces phengites. Du fait de leurs différences d'encaissants, l'enrichissement en Ti dans les phengites de PEN et de la phase 2 de LGV peut témoigner du passage d'un fluide par un encaissant enrichi en Ti (p. ex., granite ou gneiss). L'ensemble des données minéralogiques (traces et majeurs) et thermométriques suggèrent des minéralisations ou remobilisations dans des conditions physico-chimiques similaires, qui pourrait être compatibles avec l'épisode orogénique alpin.

3.8.1.3 Évidences géochronologiques

Un épisode de circulation de fluide alpin commun à LGV et PEN est confirmé par des datations in situ sur minéraux accessoires, phengites et feldspaths. Dans cette étude, les phengites (Ph2) de LGV sont interprétées syngénétiques de la phase 2 de remobilisation (Figure 3.7d ; Figure 3.8a,c,e,f et Figure 3.9a,c). Au contraire, les phengites (Ph1) et l'albite sont interprétées comme syngénétiques de la minéralisation à sphalérite massive (Sp1), car présentes en inclusion dans la Sp1 et en intercroissance avec cette dernière (Figure 3.11 et Figure 3.12b). La chimie des phengites de PEN et de LGV ne présentent pas de variations significatives (Figure 3.22 et Figure 3.23) permettant de discriminer plusieurs populations. L'âge obtenu sur les phengites de PEN et de LGV est similaire autour de 19 Ma. L'incertitude la plus faible est obtenue sur les phengites de LGV (2.05 Ma) grâce à des variations plus importantes de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ entre les points d'analyses. Le ratio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial est cohérent pour LGV et PEN, et est probablement influencé par leurs encaissants. Au PEN, l'âge Th-Pb de 14.9 ± 7.6 Ma obtenu sur les allanites (Figure 3.28), qui présentent des textures syngénétiques avec les sulfures et la phengite (Figure 3.13c,d), est cohérent avec l'âge des phengites mais avec des incertitudes plus importantes dues à une forte contamination en Pb commun. Dans le cas de LGV, les monazites présentent des textures syngénétiques avec les sulfures (Figure 3.9d) et des zonations chimiques oscillatoires et en macle en sablier caractéristiques d'un épisode principal de croissance hydrothermale sans reliques héritées (Figure 3.25). À l'EPMA, les concentrations en U et Pb sont souvent inférieures aux limites de détection et ne permettent pas de calculer l'âge de cristallisation des monazites de LGV. Au LA-ICP-MS, un âge isotopique U-Th-Pb a pu être calculé sur les monazites de LGV19-02 à 37.1 ± 0.7 Ma après correction du Pb commun, malgré une faible concentration en U et une relativement forte contamination en Pb commun. Cet âge est donc celui attribué à la circulation de fluide à l'origine de la minéralisation à Pb-Zn-Ag de LGV.

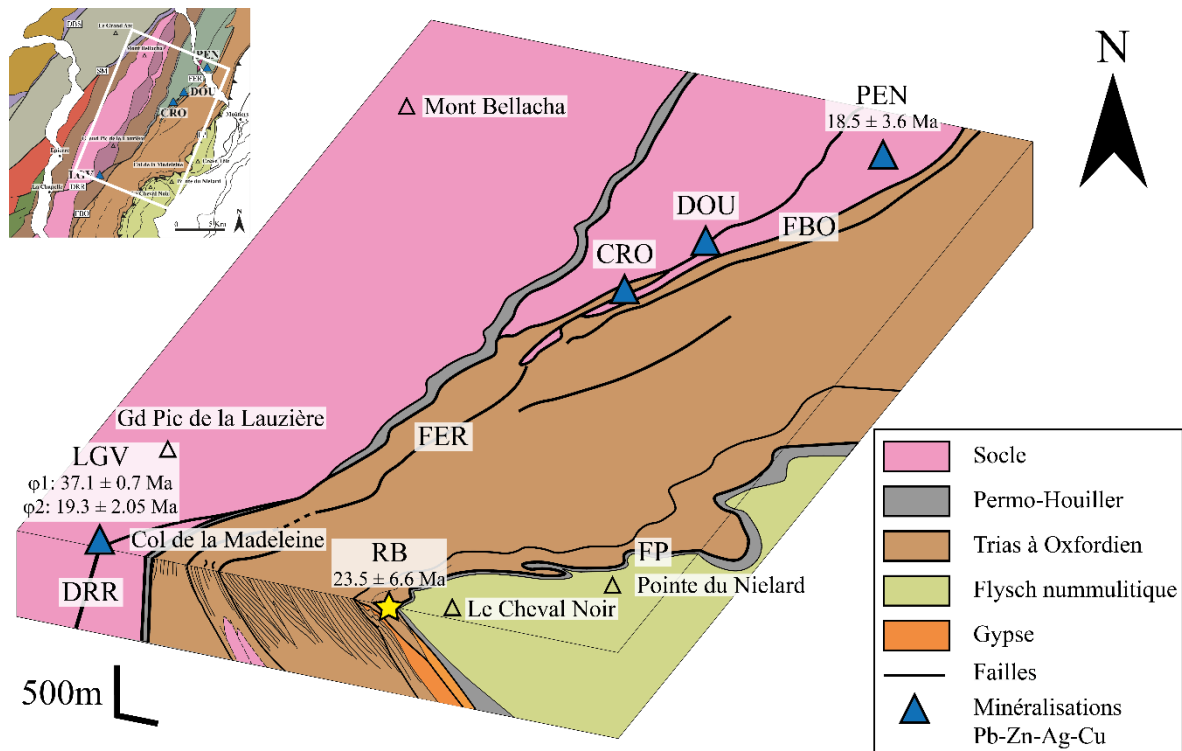


Figure 3.29 : Bloc 3D de la bordure orientale de la Lauzière d'après la carte géologique (Barféty et al., 1983) et la coupe de ENE-OSO du col de la Madeleine de Barféty (1985). L'étoile jaune représente la localisation des veines datées à quartz, carbonate, allanite et traces de chalcopryrite et galène. Les âges de chaque minéralisation sont reportés sous leurs noms. CRO : Crozat ; DOU : Doucy ; DRR : Décrochement de Roc-Rouge ; FBO : Faille Bordière Orientale ; FER : Faille de l'Eau Rousse ; FP : Front Pennique ; LGV : Le Gros Villan ; PEN : Penay ; RB : Roc-Blanc ; φ1 : phase 1 à Pb-Zn-Ag-Cu (LGV) ; φ2 : phase 2 remobilisation du Pb (LGV).

3.8.2 Un modèle de minéralisation orogénique

Les observations de terrains combinées avec les microstructures de la gangue (quartz, calcite) et des sulfures permettent de réconcilier l'apparent aspect concordant de la minéralisation survenue lors de la déformation ductile alpine. La majorité des échantillons montrent des recristallisations de calcite et de quartz allant jusqu'à la mylonitisation de l'encaissant et/ou de précédentes minéralisations (Figure 3.8a,g ; Figure 3.9a,c ; Figure 3.11c et Figure 3.15b). Dans les échantillons de CRO et de la galerie supérieure de PEN, qui présentent des textures et une paragenèse similaires (Figure 3.14 et Figure 3.16), la minéralisation primaire (phase 1) à Sp1-Qz1-Cal1-Ph1-Ab présente divers degrés de déformation et de recristallisation. L'évolution progressive de la recristallisation de la minéralisation primaire en association avec la cristallisation d'une paragenèse secondaire (phase 2) est schématisée dans la Figure 3.30. Dans la phase 1, la minéralisation à sphalérite (Sp1), quartz (Qz1), calcite (Cal1), phengite (Ph1) et albite se présente sous forme de veines dans lesquelles les grains millimétriques cristallisent de manières automorphes à subautomorphes attestant d'importantes circulations de fluides minéralisateurs dans des fractures ouvertes de l'encaissant (p. ex., PEN19-2-16a, PEN19-2-17a et CRO21-01 ; Figure 3.12b,c,e). Les étapes 2A et 2B correspondent à la phase 2 de minéralisation décrite dans les paragenèses

de PEN et CRO (Figure 3.14 et Figure 3.16) et montrent divers degrés de recristallisation des minéraux primaires en petits grains isométriques et équi-granulaires (Qz2, Cal2, Sp2), accompagnés d'une nouvelle paragenèse de sulfures (galène, chalcopryrite, pyrite, pyrrhotite) de texture similaire aux grains recristallisés. La déformation ductile de la minéralisation primaire (phase 1) est marquée dans la gangue par l'extinction roulante présente dans les grains de Qz1 et la présence de macles larges (> 1µm) et incurvées de la Cal1 (Figure 3.11b et Figure 3.15b ; Burkhard, 1993). La phase 2 (2A et 2B) est aussi marquée par la recristallisation dynamique de la gangue de la minéralisation primaire (Qz1 et Cal1) en sous-grain (Qz2 et Cal2) soit par rotation de sous-grains dans la Cal1, soit par bulging en bordure des grains de Qz1 et Cal1 (Figure 3.11b ; Figure 3.12d et Figure 3.15b ; Passchier and Trouw, 2005). Les phengites primaires (Ph1) sont groupées sous forme d'agrégats foliés et plissés lors de la phase 2, qu'elles soient encaissées dans Sp1 ou dans la nouvelle paragenèse de sulfures à grain fins (Gn-Sp2-Ccp-Py-Po), attestant d'une déformation ductile au sein de la Sp1. Dans un contexte de forte déformation associée à une cristallisation importante de la paragenèse de la phase 2, les albites présentent des fractures et une couronne de séricite (Ph2). Cette altération n'est pas visible lorsque l'albite est encaissée dans la Sp1 (Figure 3.11b et Figure 3.12b). La minéralisation à Sp1 présente elle aussi divers degrés de déformation et recristallisation/remplacement en Sp2 et galène à grains fins principalement, dans des fractures (phase 2A ; PEN19-2-17A, CRO21-02 ; Figure 3.15c) ou sous forme de porphyroclastes dans une matrice à Sp2, galène, chalcopryrite, pyrite et pyrrhotite (phase 2B ; PEN19-2-14a, CRO21-03 ; Figure 3.11a ; Figure 3.13b et Figure 3.15a). De plus, la paragenèse différente des sulfures entre la phase 1 (Sp1) et la phase 2 (Sp2-Gn-Ccp-Py-Po) implique l'ouverture du système et une circulation de fluide minéralisateur lors de la phase 2.

Deux épisodes distincts de déformation assistée par des circulations de fluides sont proposés comme des mécanismes principaux de la précipitation des sulfures suivant le scénario suivant :

(i) Phase 1 : Augmentation de la contrainte jusqu'à la fracturation hydraulique (Cox, 2010 ; Sibson, 1992), accompagnée de la formation des veines avec cristallisation isotrope des gros grains de Sp1, Qz1, Cal1, Ph1 et Ab.

(ii) Phase 2 : La minéralisation de la phase 1 présente divers degrés de déformation intimement liés au ratio fluide-roche mis en évidence par la cristallisation d'une nouvelle paragenèse à Sp2, Gn, Ccp, Py et Po. La texture à grains fins et le litage formé par cette nouvelle paragenèse, ainsi que les déformations orientées des grains de la phase 1, attestent d'une déformation (phase1) et d'une (re)cristallisation sous un fort champ de contraintes anisotropes.

La formation d'un litage dans les sulfures résulte d'un modèle génétique syndéformation de la minéralisation associée à la collision alpine.

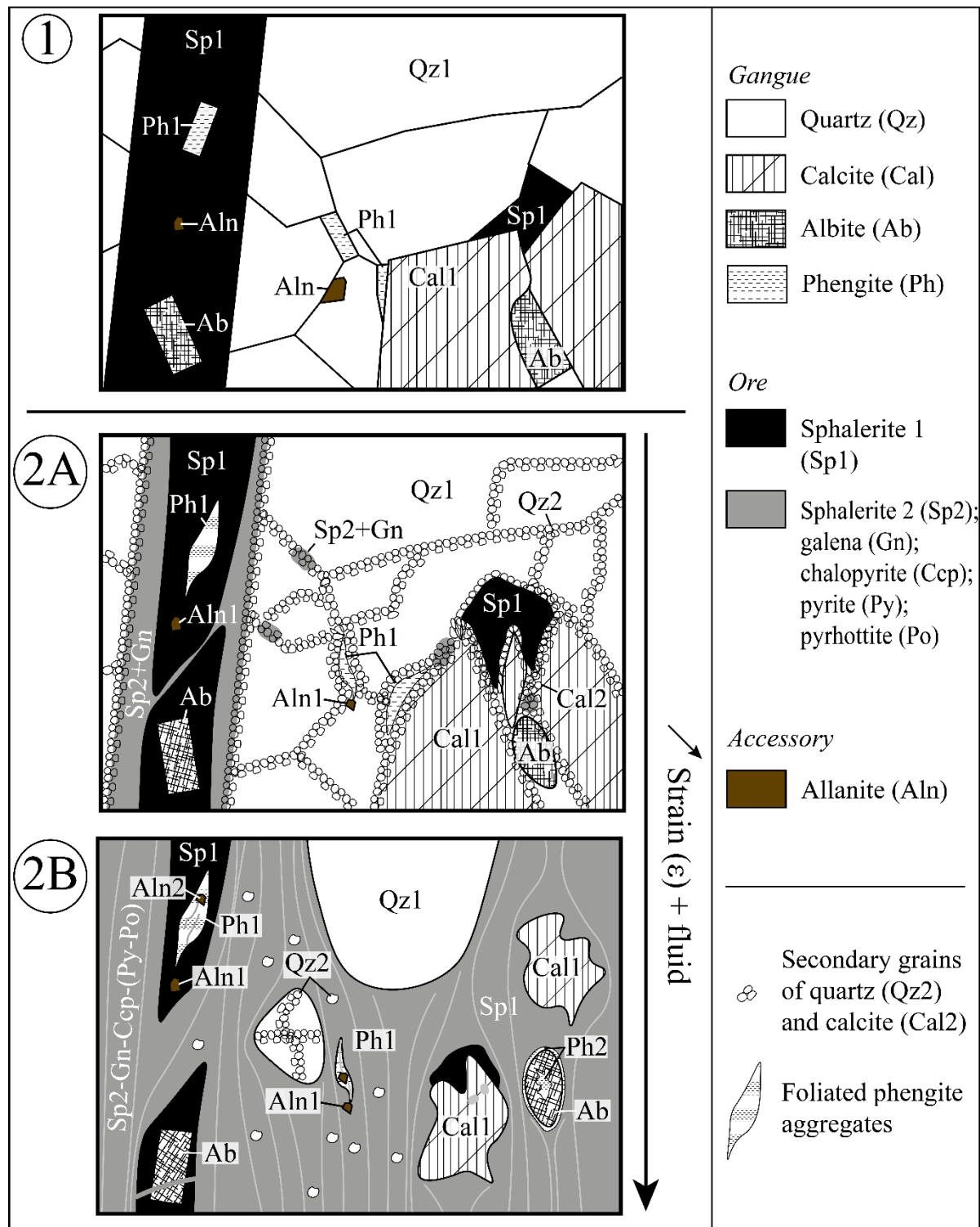


Figure 3.30 : Schéma d'une veine minéralisée de la galerie supérieure de PEN et CRO (CRO21-01 ; CRO21-02 ; CRO21-03) (étape 1) et évolution texturale de la minéralisation due à une augmentation de la déformation (ϵ) et du ratio fluide-roche (étape 2A et 2B).

3.8.3 *Corrélation P-T-t entre la genèse des gisements à Pb-Zn-Ag et la tectonique alpine dans les zones de cisaillement des MCE*

Les MCE sont constitués de roches relativement anhydres et peu perméables chevauchées au niveau de la croûte moyenne au cours de l'Oligo-Miocène et ensuite exhumées pour former certains des plus hauts reliefs alpins actuels (>4000 m). Dans le granite de la Lauzière, le pic métamorphique n'est pas bien contraint avec des estimations de températures <400 °C, mais suffisantes pour avoir remis à zéro les âges varisques des traces de fissions sur zircon (ZFT). Ce pic thermique est supposé avoir eu lieu vers 24-26 Ma (Nziengui, 1993) et plus généralement vers 24-30 Ma dans les MCE (Bellanger et al., 2015 ; Cenki-Tok et al., 2014 ; Rolland and Rossi, 2016). De nouvelles datations Th-Pb sur des allanites aciculaires millimétriques dans des veines à quartz, carbonates, et rares sulfures (p. ex., chalcopyrite) encaissées dans des schistes noirs du jurassique moyen au pied du Cheval Noir (RB ; Figure 3.29) indiquent un âge de cristallisation de 24 ± 6.6 Ma (n=39 ; Figure 3.31) cohérent avec ces estimations. L'exhumation des MCE est normalement supposée commencer autour de 18 Ma (Boutoux et al., 2016). En effet, les âges ZFT indiquent que le granite de Lauzière s'est refroidi sous la température de fermeture des ZFT d'environ 240-280 °C entre 14-16 Ma (Janots et al., 2019).

Le géothermomètre GGIMFis de Frenzel et al. (2016) est un thermomètre empirique basé sur les concentrations en Mn, Fe, Ge, Ga et In dans la matrice de la sphalérite, qui a été appliqué sur les sphalérites de LGV et de PEN (Sp1 et Sp2). Les températures obtenues sur sphalérite indépendamment du site (LGV ou PEN) ou de la texture sont comprises entre 320 et 360 °C et sont similaires à celles obtenues sur chlorite (324 ± 26 °C). De plus, les déformations enregistrées dans les grains de Qz1 et calcite de LGV, PEN et CRO témoignent d'un métamorphisme de bas à moyen grade (<400 °C ; Burkhard, 1993 ; Passchier and Trouw, 2005). Dans la minéralisation de la galerie supérieure de PEN, la sphalérite et la phengite sont supposées syngénétiques. Dans ce cas, les températures de cristallisations calculées sur sphalérites permettent à l'aide du thermobaromètre de Dubacq et al. (2010) de calculer une pression de cristallisation des phengites entre 5.1 et 8.6 kbar pour la température de la sphalérite (360 ± 30 °C). Avec la température de la chlorite de PEN (324 ± 26 °C) postérieur à la phase 1 de cristallisation, la pression calculée avec les isochores des phengites est plus faible, entre 3.2 et 6.0 kbar. Il semble donc que la minéralisation polyphasée de PEN se soit mise en place à une pression comprise entre 4.5 et 6.9 kbar. La remobilisation de LGV contemporaine de la cristallisation polyphasée de PEN indique à pression égale une température similaire à celle de PEN entre 280 et 340 °C (Figure 3.24). La gamme de pressions obtenues à partir de l'assemblage Sp-Ph-(Chl) correspond aux conditions du pic de métamorphisme enregistrées dans le massif du Mont-Blanc au nord (400 °C, <5 kbar ; Rolland et al., 2003 ; Rossi et al., 2005) et dans le massif de l'Oisans au sud (270-360 °C, 2-5 kbar ; Bellanger et al., 2015). La minéralisation primaire de LGV enregistre des températures similaires à celles de PEN et de sa remobilisation associée au début de l'enfouissement des Alpes externes sous les Alpes internes. Ces

températures élevées (>300 °C) témoigne de circulation de fluide probablement plus chaude que celle de l'encaissant et donc d'origine crustale (> 10 km de profondeur pour un gradient géothermique moyen de 30°C/km). Dans le massif de la Lauzière, à quelques kilomètres de LGV, une différence de 150 à 250 °C entre des veines (fentes alpines) et leur encaissant a été observée, impliquant des circulations de fluides chaudes (>410 °C) provenant de la croûte moyenne profonde (Janots et al., 2019).

Dans les minéralisations à Pb-Zn-Ag, la combinaison des méthodes U-Th-Pb sur les phases accessoires riches en terres rares (monazite et allanite) et Rb-Sr sur micas blancs et feldspaths (potassique et sodique) a permis de contraindre les minéralisations et remobilisations en lien avec les déformations. A LGV, l'âge sur monazite indique une minéralisation à Pb-Zn-Ag tardi-Eocène (~37 Ma) entre la fin de la convergence vers le N (phase D2) et le début de la convergence vers le NO (phase D3) en lien avec le début d'activité du Front Pennique et le chevauchement des unités internes sur les unités externes (Ceriani et al., 2001 ; Dumont et al., 2008). Cet âge de ~37 Ma indique le début d'activité des zones de cisaillement de Belledonne associé à des circulations de fluides concordant avec les datations des zones de cisaillement du Mont-Blanc (~36 Ma; Rolland et al., 2008). L'ensemble des autres âges U-Th-Pb et Rb-Sr indiquent une activité principale de minéralisation syndéformation lors de la phase D3 de compression vers le NO. L'âge Rb-Sr début Miocène (~19Ma) des phengites dans la minéralisation de PEN et dans la foliation de LGV, ainsi que les conditions P-T (~320 °C, 4 kbar) correspondent au maximum d'enfouissement du massif de la Lauzière et sont probablement liés au début de l'exhumation du massif (18 Ma ; Boutoux et al., 2016 ; Janots et al., 2019). La cristallisation des phengites de LGV indique que la première phase de minéralisation est remobilisée lors de l'exhumation du massif de la Lauzière. Les datations Th-Pb et Rb-Sr sur les allanites et phengite de PEN sont concordantes et confirment une minéralisation à 19 ± 3.6 Ma concordante avec la remobilisation de la minéralisation primaire de LGV. Toutefois, les deux phases de cristallisations observées au PEN n'ont pas pu être différenciées géochronologiquement et sont interprétées comme résultant de ce principal épisode hydrothermal au début du Miocène.

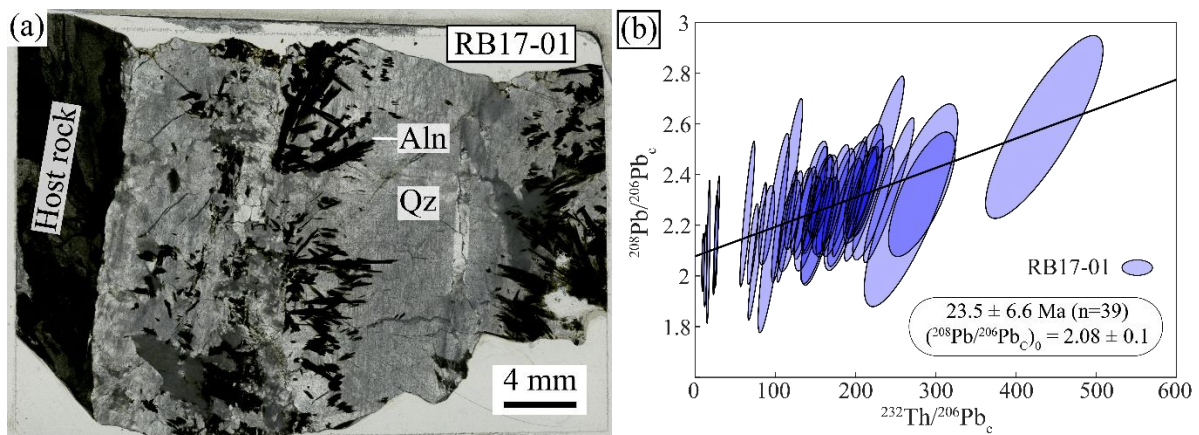


Figure 3.31 : (a) Image optique de la lame RB17-01 montrant une veine à quartz millimétrique, carbonate, allanite aciculaire millimétrique dans un encaissant schisteux ; (b) Isochrone Th-Pb normalisé au $^{206}\text{Pb}_c$ sur des allanites de l'échantillon RB17-01.

3.9 Conclusions et perspectives

Cette étude intégrative montre la nécessité et la complémentarité d'une approche multi-techniques telles que l'utilisation de la géologie structurale, la pétrologie, l'analyse des éléments traces dans les sulfures, la thermobarométrie chlorite-phengite-sphalérite, et les datations in situ U-Pb sur monazite et allanite, et Rb-Sr sur mica blanc. Elle a permis d'identifier et de contraindre les conditions P-T-t de circulations de fluides minéralisateurs, polyphasées, et responsables des gîtes à Pb-Zn-Ag dans un contexte orogénique complexe (les gîtes de Le Gros Villan, Penay et Crozat). Les conclusions principales sont listées ci-dessous.

1. Les conditions P-T-t et les observations structurales et texturales des déformations des minéralisations démontrent des minéralisations Pb-Zn-Ag syndéformation, en lien avec les différentes étapes de la collision alpine enregistrées dans les massifs cristallins externes : (i) début de l'enfouissement des MCE (LGV-Phase 1) ; et (ii) exhumation des MCE (LGV-Phase 2 ; et PEN-Phase 1 et 2).
2. Le thermomètre GGMFI sur les sphalérites de LGV et PEN témoigne de fluides minéralisateurs chauds (> 300 °C) similaire au métamorphisme pour les minéralisations de PEN impliquant des circulations de fluides crustale (> 10 km) et empruntant des zones de faiblesses telles que les zones de cisaillements.
3. Les fortes similitudes dans leurs compositions en éléments traces malgré leurs encaissants variables (p. ex., granite, schistes) suggèrent des conditions physico-chimiques de cristallisation assez proches. Dans ce contexte, il existe toutefois une gradation spatiale (p. ex., galerie inférieure/supérieure au PEN) et temporelle (Phases 1 et 2 de minéralisation au PEN) des paragenèses des minéralisations miocènes.
4. La source des métaux pourrait être liée à une minéralisation antérieure (p. ex., varisque, téthysienne) plus profonde remobilisée ou au lessivage du socle varisque lors des circulations de fluides profondes.

À notre connaissance, c'est la première fois qu'un âge alpin est déterminé sans ambiguïté concernant les minéralisations polymétalliques du socle des massifs cristallins externes. Cette méthodologie pourrait-être appliquée à d'autres gisements de bas-grade métamorphique dans les Alpes ou d'autres ceintures orogéniques. En particulier, la datation in situ des micas blancs permettrait de contraindre la formation d'autres gisements et/ou d'événements minéralisateurs polyphasés dans des contextes géodynamiques complexes.

3.10 Synthèse des connaissances sur les minéralisations Pb-Zn-Ag de LGV et PEN

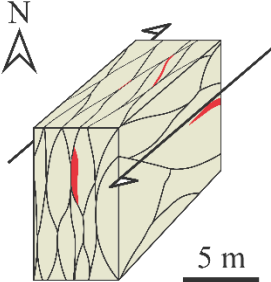
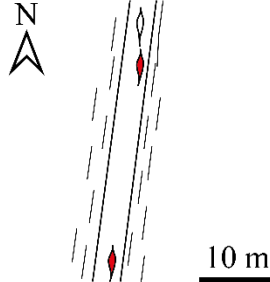
Fiche résumé sites			
	Le Gros Villan (LGV)	Le Penay (PEN)	Le Crozat (CRO)
Localisation	45°26'13"N, 6°21'18"E Altitude 2160m	45°52'92" N, 6°48'63" Altitude 750-770m	45°29'44" N, 6°26'9" Altitude 970m
Encaissant	Granite mylonitisé	Séricitoschiste feldspathique	Grès, conglomérat, et schistes noirs
Paragenèse	- Gangue: quartz, calcite, phengite ($\phi 2$) - Mineral: galène, chalcopryrite, sphalérite, tétraédrite - Accessoires: monazite, xénotime, sphène	- Gangue: quartz, calcite, albite, phengite, chlorite - Mineral: sphalérite, galène, chalcopryrite, pyrite, arsénopyrite, pyrrhotite, hématite - Accessoires: allanite, apatite, sphène	- Gangue: quartz, calcite, phengite - Mineral: sphalérite, galène, chalcopryrite, pyrite, pyrrhotite, arsénopyrite
Contrôle structuraux	Décrochement de Roc-Rouge: N45-62°NO S1: N45-48°NO	Zone déformée entre Faille de l'Eau Rousse et Faille Bordière Orientale: NE-SO, sub-verticales S1: N20-75°E	Faille de l'Eau Rousse: NE-SO, sub-verticale S1: N44°-60°NO
Puissance et orientation	Jusqu'à 1 m N45-48°NO	0.3 à 0.5 m N20-75°E	0.6 à 0.9 m N44-60°NO
Morphologie			
Conditions P-T	$\phi 1$: $T_{\text{fluide}} > 358 \pm 31$ °C $\phi 2$: @ $P_{\text{PEN}} = 4.5 - 6.9$ kbar, $T = 310 \pm 30$ °C	$\phi 1-2$: $T_{\text{fluide}} > 360 \pm 30$ °C, @ $T_{\text{Chl}} = 324 \pm 26$ °C, $P = 4.5 - 6.9$ kbar	
Âge des minéralisations	$\phi 1$: $t = 37.1 \pm 0.7$ Ma $\phi 2$: $t = 19.3 \pm 2.05$ Ma	$\phi 1-2$: $t = 18.5 \pm 3.6$ Ma	

Figure 3.32 : Synthèse des minéralisations Pb-Zn-Ag de la bordure orientale de Belledonne.

Chapitre 4 |

Les veines à F-Ba-Pb-Zn-Ag du massif cristallin externe du Rocheray

Bois Feuillet (BF) et le Sapey (SAP)

4 Les veines à F-Ba-Pb-Zn-Ag du massif cristallin externe du Rocheray : Bois Feuillet (BF) et le Sapey (SAP)

4 Les veines à F-Ba-Pb-Zn-Ag du massif cristallin externe du Rocheray : Bois Feuillet (BF) et le Sapey (SAP)

Le massif du Rocheray (ou Grand-Châtelard) comporte de nombreuses minéralisations à F-Ba-Pb-Zn-Ag. Ces minéralisations présentent deux types de morphologie : (i) stratoïde dans les carbonates du trias (les Jets, le Replat, Montvernier) ; et/ou (ii) en veines recoupant le socle et la couverture Triasique-Liasique (Nantuel, Montvernier, Sapey (SAP), Bois-Feuillet (BF), Frédière et Rocheray ; [Figure 4.1](#)). Contrairement à la majorité des gîtes recensés dans les Massifs Cristallins Externes (MCE), l'expansion jusqu'à douze mètres de puissance sur un kilomètre de long (SAP) et la teneur en F jusqu'à 56% (BF) des veines orientées NE-SO est remarquable ([Ochoa Alencastre, 1979](#)).

Les minéralisations à F-Ba-Pb-Zn-Ag du Massif Cristallin Externe (MCE) du Rocheray ont été l'objet d'étude de deux thèses ([Ochoa Alencastre, 1979](#); [Sivade, 1989](#)), qui sont parmi les plus récentes études concernant les minéralisations des Alpes du Nord françaises. Ces études comportent de grandes synthèses sur les observations structurales, pétrographiques et minéralogiques de l'ensemble des occurrences du massif du Rocheray, et sont complétées par une étude analytique des inclusions fluides ([Ochoa Alencastre, 1979](#)). Le choix de l'étude des minéralisations du massif du Rocheray est donc multiple :

(i) étudier des minéralisations de nature sensiblement différente des autres gisements étudiés, où la minéralisation à Pb-Zn-Ag n'est pas dominante (F-Ba type), et qui se sont formées dans un contexte lithostructural différent (veines hydrothermales recoupant le contact socle-couverture mésozoïque).

(ii) adopter une méthodologie récente basée sur une approche analytique multitechnique à haute résolution spatiale (p. ex., isotopique, thermobarométrique, éléments traces) afin de contraindre la genèse des minéralisations à F-Ba-Pb-Zn-Ag dans le contexte alpin, polyphasé ([Bertauts et al., 2022](#); [Bertauts et al., in prep](#)).

(iii) développer une plateforme d'analyses microthermométriques des inclusions fluides au laboratoire ISTERre de Grenoble et compléter les données d'inclusions fluides à l'aide de méthodes analytiques récentes (p. ex., Raman et LA-ICP-MS) aussi bien sur les minéraux de gangue que sur la sphalérite.

4.1 Descriptions de terrain et échantillonnage

Les deux plus importantes veines du massif du Rocheray, localisées sur la commune de Jarrier (sud du Rocheray), ont été sélectionnées pour cette étude.

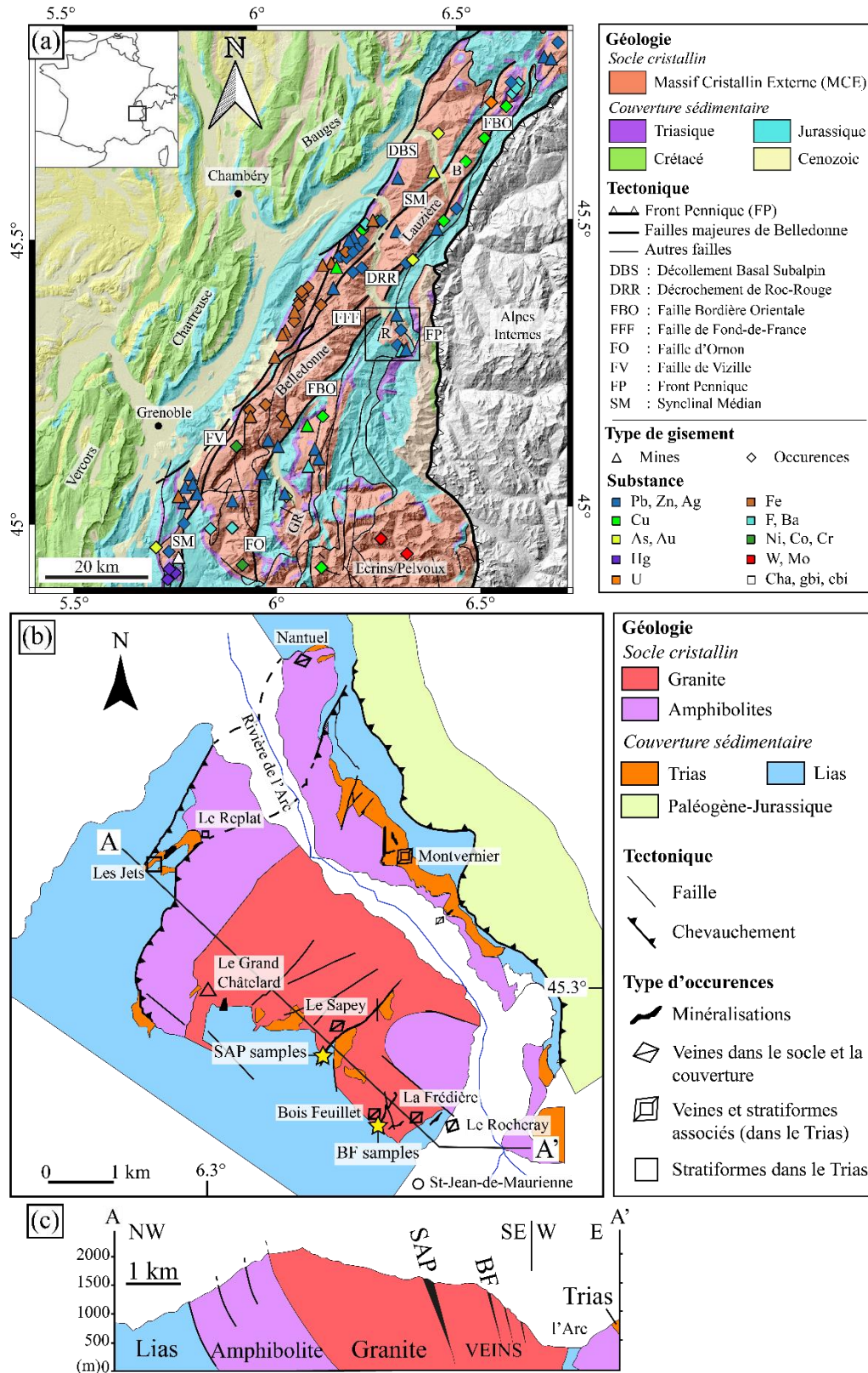


Figure 4.1 : (a) Carte géologique simplifiée et localisation des gisements et occurrences de la partie nord des Alpes externes françaises (les données utilisées sont résumées Figure 1.1 ; les coordonnées sont référencées en Mercator EPSG 3857). Le carré noir représente la localisation du massif du Rocheray. (b) Carte géologique du massif du Rocheray avec la position des gîtes à F-Ba-Pb-Zn-Ag et de la coupe A-A' (modifiée d'après Ochoa Alencastre 1979; Sivade 1989). (c) Coupe schématique de la bordure méridionale du Rocheray (Vatin Perignon, 1963). B : Beaufortain ; GR : Grandes Rousses ; Rocheray.

Les veines de BF et SAP se localisent le long d'accidents subverticaux orientés NE-SO recoupant parfois presque entièrement le socle du Rocheray (Figure 4.1). Si la veine de Bois-Feuillet (BF) qui recoupe un escarpement de granite est difficile d'accès, la veine du Sapey (SAP) de par son expansion remarquable en zone peu accidentée est facilement accessible. Dans les veines du Rocheray, bien que le F contenu dans la fluorite soit la substance principale, la fluorite sera considérée dans ce chapitre et le reste de la thèse comme de la gangue. Le minerai fait donc référence aux phases sulfurées et la minéralisation regroupe le minerai et sa gangue.

Le gîte de SAP se situe dans la forêt du même nom (Forêt du Sapey) dans la partie SE du massif du Rocheray qui surplombe la ville de Saint-Jean-de-Maurienne au sud. La veine de SAP forme une crête pouvant dépasser au toit de quelques mètres par rapport au niveau du sol environnant. Cette veine visible sur les images satellites constitue la structure minéralisée la plus spectaculaire par son volume et sa longueur dans les massifs cristallins externes alpins. La veine suit l'accident le plus important du Rocheray (faille du Sapey) qui traverse le massif sur 1500 mètres de longueur avec une direction N45° et un pendage de 87° vers le SE (Ochoa Alencastre, 1979). Notre étude de terrain s'est concentrée sur un affleurement dans la partie SO de la veine (45°29'15"N, 6°32'13"E ; 1600 m altitude Mercator EPSG 3857). À proximité du contact socle/couverture sédimentaire mésozoïque (Figure 4.1b). L'affleurement étudié suit le chemin forestier entre le village de la Balme et la cabane/maison forestière de l'Oullaz (ou Loulla). Ce chemin traverse deux terminaisons de la veine de SAP (Figure 4.2), qui recouperent des calcaires dolomitiques triasiques, ainsi que des schistes noirs liasiques. La foliation principale se parallélise et se verticalise au contact de la veine minéralisée subverticale. La distribution minéralogique est très hétérogène au sein de la veine : la veine de SAP est composée en abondances variables de quartz, barytine et fluorite incolore, et d'un minerai sulfuré à galène et sphalérite rarement accompagnée de chalcopryrite. Au niveau de l'affleurement étudié, la répartition des différentes phases est anarchique, avec des lentilles monophasées à barytine ou fluorite généralement parallèles aux épontes. Les échantillons étudiés pour leurs minéralisations à galène et sphalérite contiennent rarement de la barytine et se trouvent dans les lentilles à fluorite. Deux des six échantillons de SAP ont été prélevés à l'affleurement (SAP19-01 et SAP19-03). L'échantillon SAP19-01 a été prélevé sur la bordure SE de la digitation la plus importante (Figure 4.2), tandis que SAP19-03 provient plutôt du toit du filon avant digitation (éponte SE). Dans cet échantillon, des veines de quartz jaune recouperent les veines à fluorite, sphalérite et galène. Les autres échantillons (SAP19-02, SAP19-04, SAP19-05, SAP19-06a) ont été prélevés à l'entrée d'un grattage de cristalliers se situant au cœur du filon et avant la digitation. Dans tous les échantillons étudiés, la taille des cristaux de minerai à Pb-Zn-Ag et de la gangue est très variable, de micrométrique à centimétrique. Dans certains échantillons, des lentilles de schistes noirs très fins sont encaissées au cœur de la minéralisation (SAP19-02). Huit lames polies, dont sept lames minces (30 µm ; SAP19-01a, SAP19-01b, SAP19-02, SAP19-03, SAP19-04, SAP19-05, SAP19-06a) et une lame épaisse (150 µm ; SAP19-03), ont été réalisées dans les six échantillons étudiés.

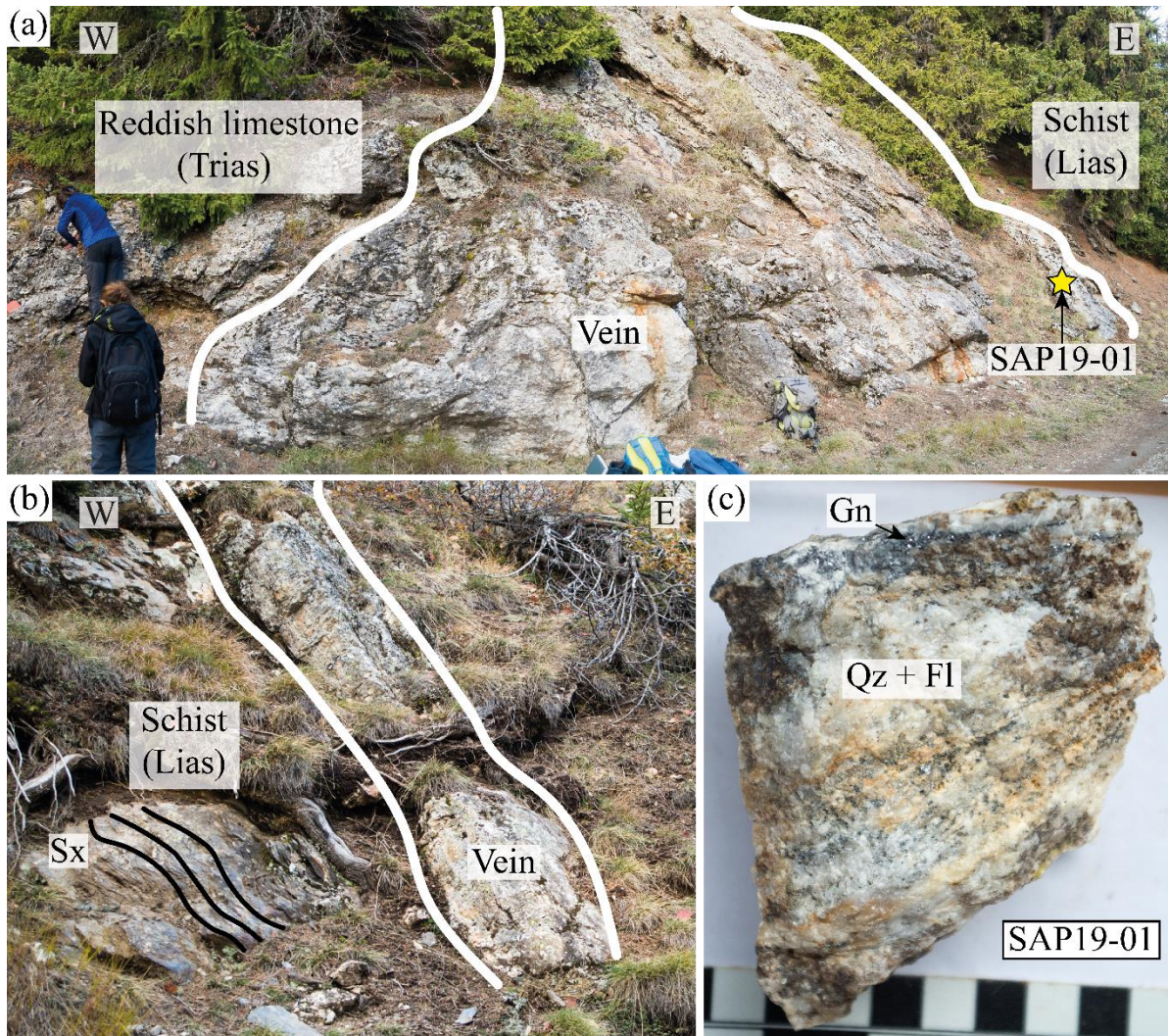


Figure 4.2 : Photos des terminaisons de la partie SO de la veine de SAP avec : (a) veine d'une puissance d'environ 5 mètres recoupant les calcaires dolomitiques roux du Trias et les schistes noirs du Lias. L'étoile jaune indique la zone d'échantillonnage de SAP19-01 ; et (b) parallélisation de la foliation principale des schistes noirs au contact d'une veine d'une cinquantaine de centimètres de puissance, localisée à quelques mètres à l'est de la photo (a). (c) Photo macroscopique de l'échantillon SAP19-01 à veinules de galène dans une gangue quartzo-fluorée.

Le gîte de BF se situe dans les escarpements du Rocheray à l'ouest du hameau de Bois Feuillet. À une altitude d'environ 1000 mètres, deux entrées de galeries coincées entre un éboulis et la paroi sont encore observables et accessibles ($45^{\circ}28'40''\text{N}$, $6^{\circ}33'39''\text{E}$; Mercator EPSG 3857). Ces deux galeries issues d'anciens travaux miniers sont plutôt rectilignes avec des directions comprises entre $\text{N}25^{\circ}$ et $\text{N}65^{\circ}$ et se poursuivent sur une dizaine de mètres pour une largeur comprise entre un et deux mètres. À l'entrée des galeries, le cœur de la minéralisation présente un rubanement important à fluorite, quartz et barytine orienté globalement $\text{N}45^{\circ}$ et de pendage subvertical vers le SE, tandis que des veines d'une dizaine de centimètres et principalement composées de sphalérite sont observées sur l'éponte SE de la veine principale, avec une orientation similaire au cœur, mais un pendage NO ($\text{N}53\text{-}67^{\circ}\text{NO}$; Figure 4.3b). Dans la galerie, la minéralisation est visible en placage de fluorite subautomorphe millimétrique sur les

parois (Figure 4.3a,c). L'encaissant de BF est le granite du Rocheray, qui montre un blanchiment (lessivage) au contact des veines minéralisées. Plusieurs échantillons de la halde présentent une limite franche entre la minéralisation et le granite (Figure 4.3d). Comme à SAP, la minéralisation est composée variablement de fluorite, quartz et barytine associés à de la galène à grandes facettes et de la sphalérite. Les phases minérales majeures de la minéralisation se présentent généralement en grains millimétriques à centimétriques, subautomorphes à automorphes. Les échantillons étudiés ont été prélevés à l'affleurement dans l'une des galeries (BF19-05 ; Figure 4.3a,c) ou dans la halde à l'entrée des galeries (BF19-01). Ces échantillons ont une structure massive avec une minéralisation à quartz, fluorite, sphalérite et galène millimétriques et automorphes (Figure 4.3d), sans barytine. Sept lames polies, dont cinq lames minces (30 μm ; BF19-01b, BF19-03, BF19-04, BF19-05b, BF19-06) et deux lames épaisses (150 μm ; BF19-03, BF19-04), ont été réalisées dans cinq échantillons.

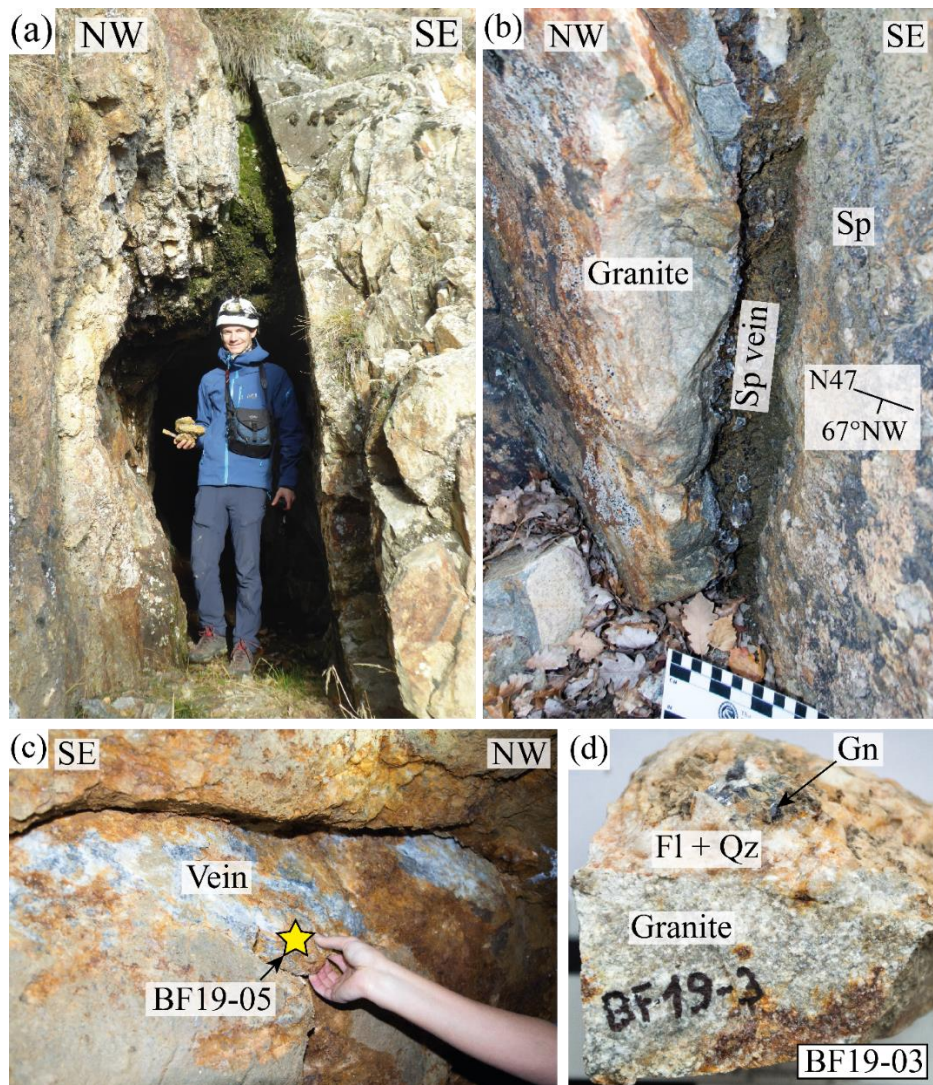


Figure 4.3 : Photos de l'affleurement de BF présentant : (a) l'entrée d'une galerie ; (b) une veine de sphalérite millimétrique et fluorite, encaissée dans le granite blanchi par lessivage ; et (c) l'échantillonnage (étoile jaune) dans la galerie d'une veine composée principalement de fluorite. (d) Échantillon de la halde de BF montrant l'éponte entre le granite et la minéralisation à fluorite en bordure et quartz, galène et sphalérite au cœur.

4.2 Résultats pétrologiques et paragenèse

4.2.1 Description pétrologique et paragenèse de SAP

Parmi les échantillons prélevés sur la veine de SAP, ceux pris à l’affleurement (SAP19-01a et SAP19-03) ont révélé le meilleur potentiel pour les analyses in situ de cette étude (minéralogie, taille des grains, inclusions fluides). Ce sont donc les seuls décrits en détail ci-dessous (Figure 4.4).

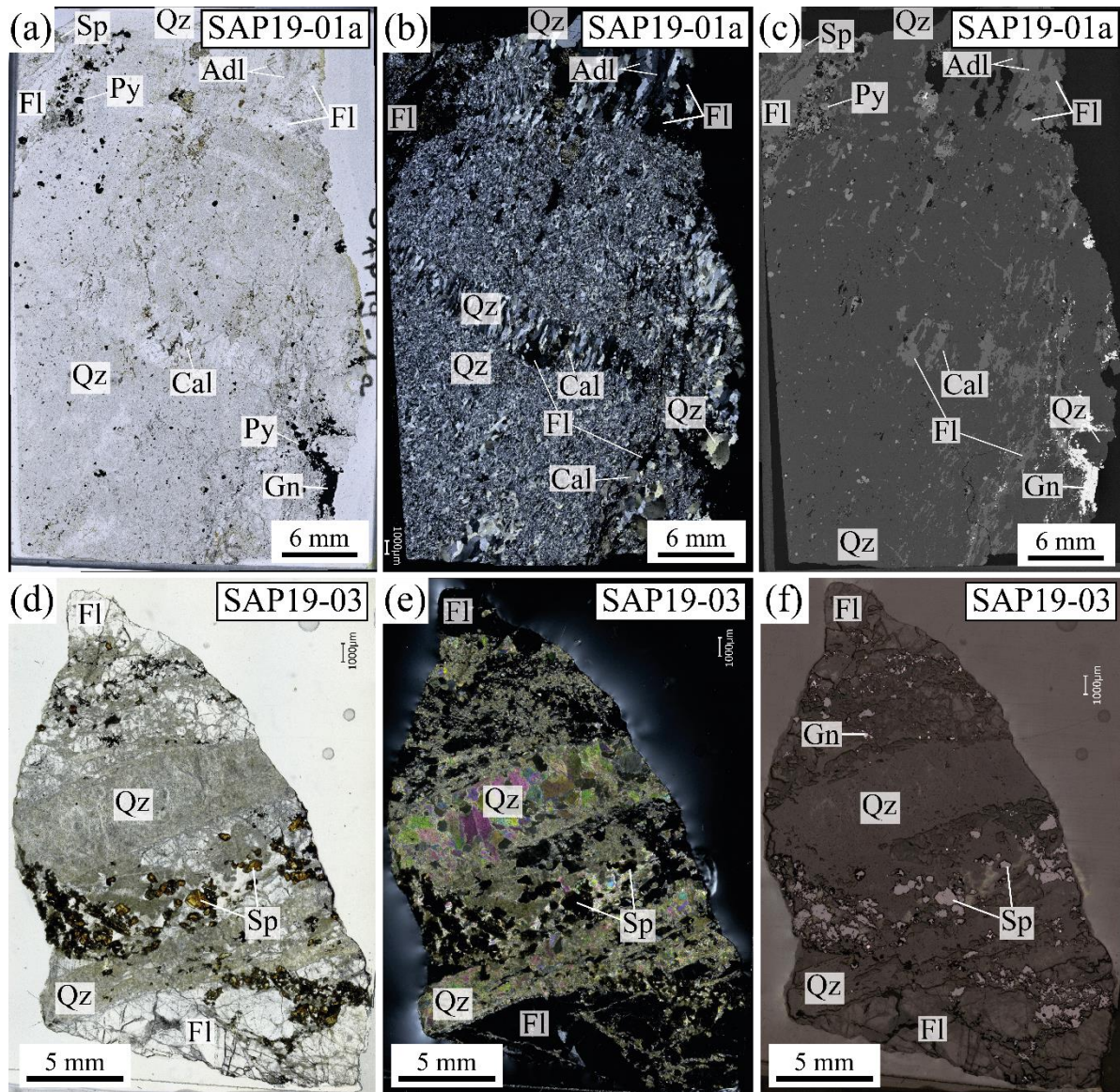


Figure 4.4 : Scans de la lame mince SAP19-01a (a-c) et épaisse SAP19-03 (d-f) de SAP, en lumière : polarisée non-analysée (a,d) ; polarisée analysée (b,e) ; lumière réfléchie (f) ; et au MEB en mode BSE (c).

Dans l'échantillon SAP19-01a (Figure 4.4a,b,c), la gangue est principalement composée de quartz à grains fins dans lesquels s'imbriquent des veines à cristaux millimétriques de quartz en peigne associés à des cristaux millimétriques, automorphes à xénomorphes, de fluorite, calcite et adulaire (Fd-K

hydrothermal) en abondances variables (Figure 4.4a,b,c et Figure 4.5c,d,e). Les cristaux de quartz, d'une dizaine de micromètres, ne montrent pas d'orientation préférentielle. L'adulaire montre des zonations de croissances hydrothermales et des textures d'intercroissance avec le quartz en peigne et la fluorite, et peut contenir des inclusions de quartz et de fluorite (Figure 4.5c,d,e). La minéralisation à galène, sphalérite, pyrite et rare chalcopirite est disséminée, mais se localise préférentiellement en association avec les domaines riches en fluorite massive et/ou des quartz millimétriques automorphes. Dans l'échantillon SAP19-03 (Figure 4.4d,e,f), la gangue est rubanée avec une alternance de niveaux riches en fluorite millimétrique avec quelques cristaux de galène et de sphalérite disséminés, et des niveaux riches en sphalérite subautomorphe d'une centaine de micromètres, en association avec de la fluorite et du quartz. La sphalérite peut montrer des zonations de croissance, et souvent une texture de dissolution en bordure de grains. Des veines secondaires de quartz stériles (i.e., sans minéralisation métallique) recoupent obliquement les rubanements minéralisés (Figure 4.4 et Figure 4.5a,b). Dans ces veines tardives de quartz, les cristaux sont automorphes, d'une centaine de micromètres à millimétriques, prismatiques et avec un axe d'allongement perpendiculaire aux épontes caractéristique d'une croissance des épontes vers le cœur de la veine dans une fracture ouverte. En résumé, malgré une diversité microstructurale, une seule paragenèse à quartz, fluorite, calcite, sphalérite, pyrite et galène a été observée. Elle témoigne du caractère cogénétique de cette cristallisation lors d'un principal événement de minéralisation primaire. Dans l'échantillon SAP19-03, la minéralisation primaire est identique et recoupée par des veines tardives de quartz stériles. Toutefois dans les deux échantillons, la minéralisation primaire est affectée par des processus de remobilisation. Les principales phases de la minéralisation primaire à fluorite, sphalérite, et galène enregistrent de la déformation, de l'altération et témoignent parfois d'une remobilisation notamment illustrée notamment par : (i) de la dissolution en bordure de grains de sphalérite (Figure 4.4d) ; (ii) de la fracturation et bréchification de la fluorite massive (F11), avec dissolution et recristallisation d'une fluorite secondaire plus claire en cathodoluminescence (F12) dans les fractures et comme ciment entre les de clastes de F11 (Figure 4.5b) ; et (iii) de la remobilisation de la galène dans les fractures de la fluorite, qui sont parallèles aux veines de quartz stériles (Figure 4.5a et Figure 4.6b). Les quartz des veines tardives (Qz2) présentent des fractures micrométriques subperpendiculaires aux épontes des veines de quartz stériles, impliquant une déformation postérieure à leur mise en place (Figure 4.6a).

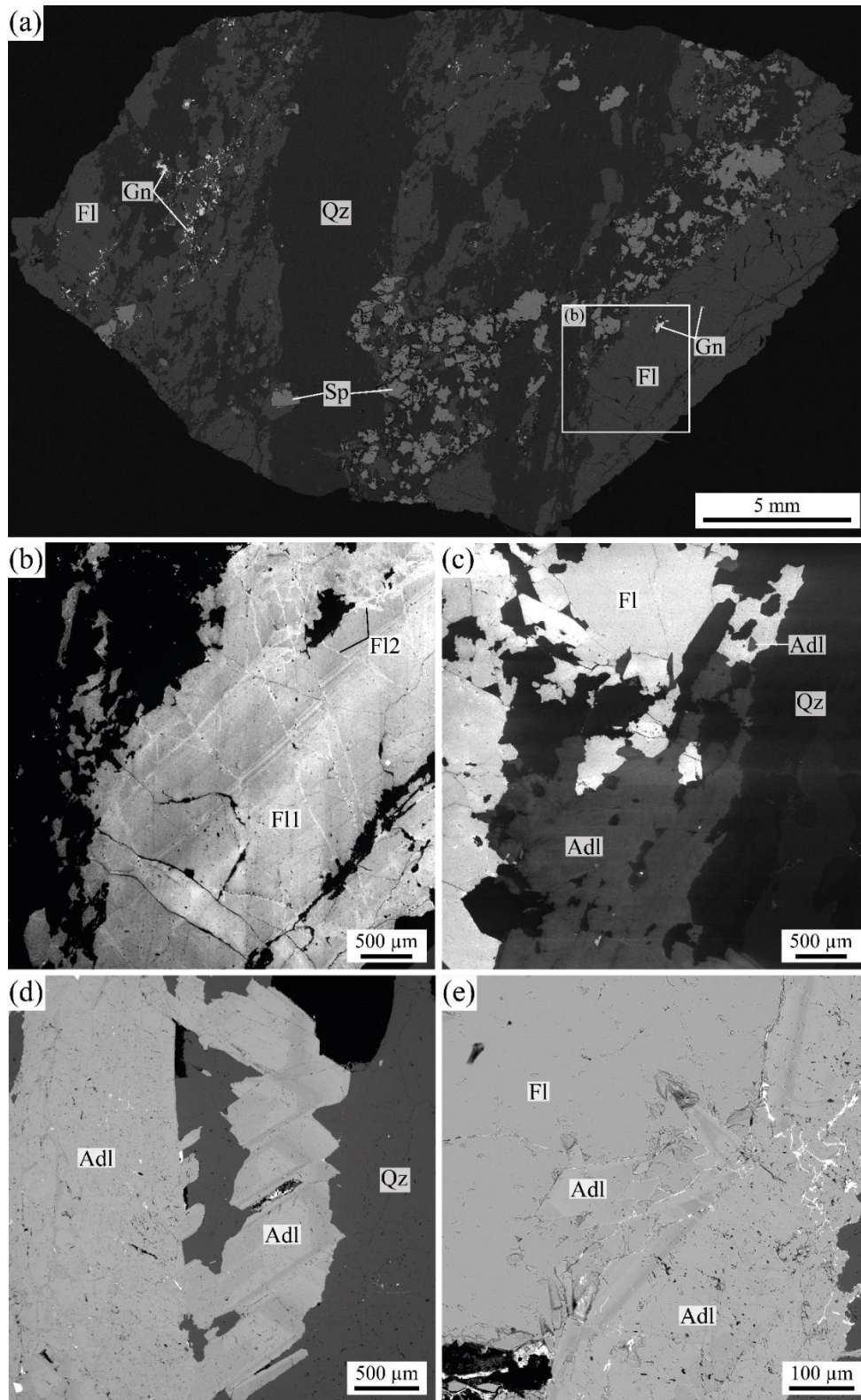


Figure 4.5 : Microphotographies MEB de lames minces de SAP : SAP19-03 (a,b) et SAP19-01a (c,d,e). (a) Panorama en mode BSE montrant une minéralisation rubanée à fluorite, quartz, sphalérite et galène, recoupée avec un angle d'environ 30° par des veines tardives de quartz (Qz2). Microphotographies en cathodoluminescence montrant (b) les zonation de la fluorite primaire (F11) orientée le long de la direction de rubanement, fracturée et recristallisée (F12) ; et (c) les relations d'intercroissance de la fluorite avec l'adulaire : (i) inclusions d'adulaire dans la fluorite, et réciproquement ; (ii) bordure linéaire entre les deux phases. (d,e) Images en mode BSE d'adulaire automorphe, zonée dans les veines de quartz et fluorite.

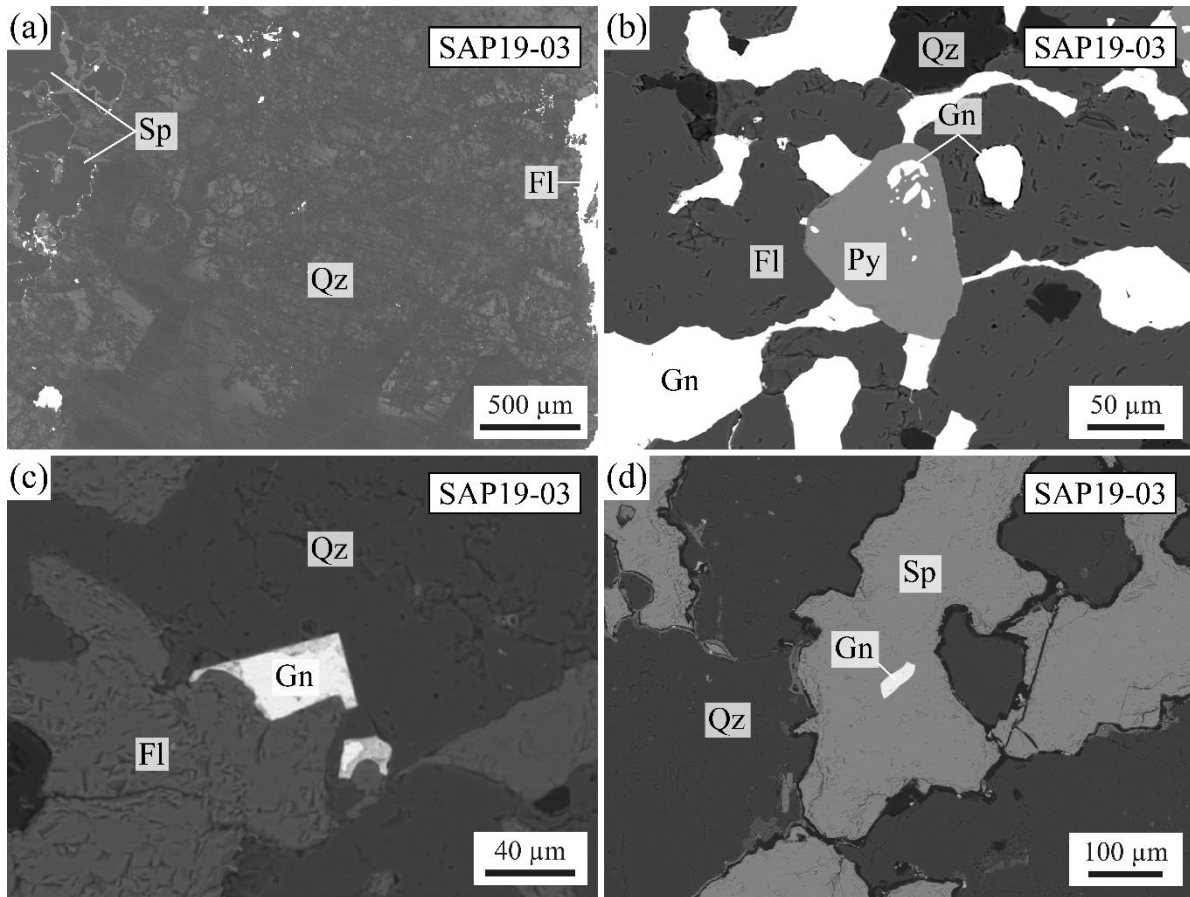


Figure 4.6 : Images MEB de la lame SAP19-03 en mode : (a) cathodoluminescence d'une veine de quartz automorphes, zonés et fracturés de manière subperpendiculaire aux épontes de la veine ; et BSE (b,c,d) montrant la galène en inclusion dans la pyrite et la fluorite, et en remplissage de bordure de grain entre la galène, la fluorite et la pyrite (b) ; un grain de galène subautomorphe en intercroissance avec la fluorite (c) ; et la galène en inclusion dans la sphalérite (d)

Mineral		Main mineralization event	Secondary cristallization event
Gangue	Quartz	Qz1	Qz2
	Fluorite	F11	F12
	Calcite	Cal1	Cal2
	Adularia		
Ore	Galena	Gn1	Gn2
	Sphalerite	Sp1	Sp2
	Chalcopyrite	Ccp1	Ccp2
	Pyrite	Py1	

Figure 4.7 : Paragenèse de la minéralisation à F-Ba-Pb-Zn-Ag du Sapey (SAP).

4.2.2 Description pétrologique et paragenèse de BF

Les veines de BF sont exclusivement encaissées dans le granite du Rocheray. Aux épontes des veines, ce granite possède une texture grenue composée de grains millimétriques de quartz, d'albite subautomorphe et de chlorite en pseudomorphose de la biotite automorphe (Figure 4.8 et Figure 4.9c). Des veinules d'une dizaine de micromètres à quartz et feldspath-K microcristallin recoupent parfois le granite. L'albite présente divers degrés d'altération potassique (adularisation et séricitisation) allant parfois jusqu'à la pseudomorphose complète de l'albite en adulaire (Figure 4.9a,b et Figure 4.10a,c). Cette altération diminue lorsque l'on s'éloigne de l'éponte de la veine minéralisée.

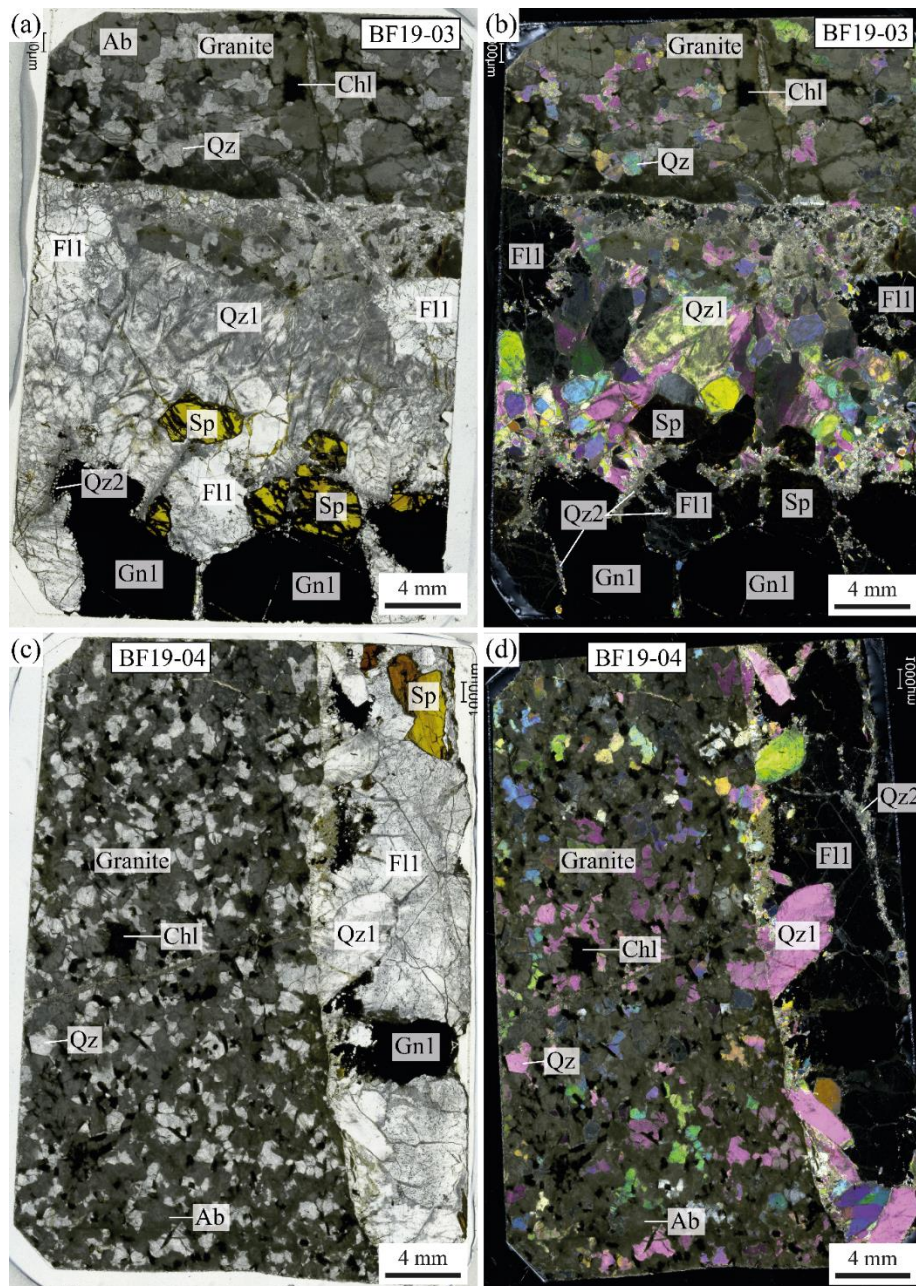


Figure 4.8 : Scans des lames épaisses BF19-03 (a,b) et BF19-04 (c,d) de BF, en lumière polarisée non-analysée (a,c) ; et polarisée analysée (b,d).

La gangue de la minéralisation est composée de grains millimétriques de quartz (Qz1) prismatiques à trapus — suivant l'axe d'allongement du grain par rapport à la coupe — et fluorite (F11) automorphe à subautomorphe et présentant souvent des zonations de croissance (Figure 4.8 et Figure 4.10b,d,e). La gangue s'accompagne de sulfures principalement composés de galène (Gn1), sphalérite (Sp1) millimétrique et de rare chalcopryrite. Les sphalérites montrent des zonations de couleurs en lame épaisse allant d'une couleur jaune miel à marron. Les grains millimétriques de la gangue et des sulfures présentent des textures d'intercroissance comme : (i) le contact rectiligne entre les grains de F11, Sp1, Gn1 et les Qz1 automorphes ayant un axe d'allongement et des zonations rythmiques indiquant une cristallisation à partir du contact (Figure 4.8a,b ; Figure 4.9d et Figure 4.10b) ; (ii) les bordures rectilignes d'intercroissance entre Qz1 et F11 (Figure 4.8c,d ; Figure 4.9d et Figure 4.10d) ; Gn1 et F11 (Figure 4.9e,f et Figure 4.10e,f) ; Gn1 et Sp1 (Figure 4.10g) ; et (iii) les inclusions de chalcopryrite (Ccp1) dans la Gn1 (Figure 4.9e et Figure 4.10f) ou de fluorite dans les zonations de croissance du Qz1 (Figure 4.10d). La minéralisation à F11, Qz1, Gn1, Sp1 et Ccp1 de BF est donc syngénétique (Figure 4.11).

Cette première phase de minéralisation présente des textures d'altération et de remobilisation postérieures à sa mise en place et accompagnées de la (re)cristallisation de petits grains de quartz (Qz2) d'une dizaine de micromètres, équants et parfois prismatiques (Figure 4.8 et Figure 4.9d,e,f). Cette seconde phase s'accompagne de déformation de la F11 et Sp1 qui s'illustre par une fracturation, une dissolution et la cristallisation de Qz2 et/ou de cristaux micrométriques de galène (Gn2) en bordure de grains et dans les fractures (Figure 4.9d et Figure 4.10e). Les sulfures primaires (Gn1, Sp1 et Ccp1), et particulièrement la Gn1, présentent des bordures de dissolution-recristallisation en sulfures secondaires (p. ex., Ccp2, Gn2) lorsqu'ils sont en contact avec Qz1 ou F11, accompagnées de la cristallisation de Qz2 (Figure 4.9e,f). Cette phase de déformation de la minéralisation se localise davantage aux épontes de la veine avec notamment la fracturation de l'éponte et la cristallisation de petites veines à texture plus fine de Qz2, d'adulaire et de fluorite (F12 ; Figure 4.10a,c). Cette F12 présente des textures d'intercroissance avec l'adulaire. La minéralisation primaire de BF est donc remobilisée lors d'un événement secondaire plus tardif (Figure 4.11).

Sur l'ensemble des échantillons étudiés, quelques minéraux accessoires (i.e., zircon, apatite et allanite) de petite taille (< 10 µm) ont été observés dans le granite. L'altération du granite, localisée principalement aux épontes, a parfois entraîné la chloritisation de grains de plus d'une centaine de micromètres accompagnés de la cristallisation de phases micrométriques de fluoro-carbonate de terres rares (synchisite) et de silicate de thorium (thorite). Ces phases n'ont jamais été observées dans la minéralisation principale. De par leurs tailles (< 10 µm) et/ou leur manque de relation avec la minéralisation, ces phases n'ont pas été utilisées comme chronomètre.

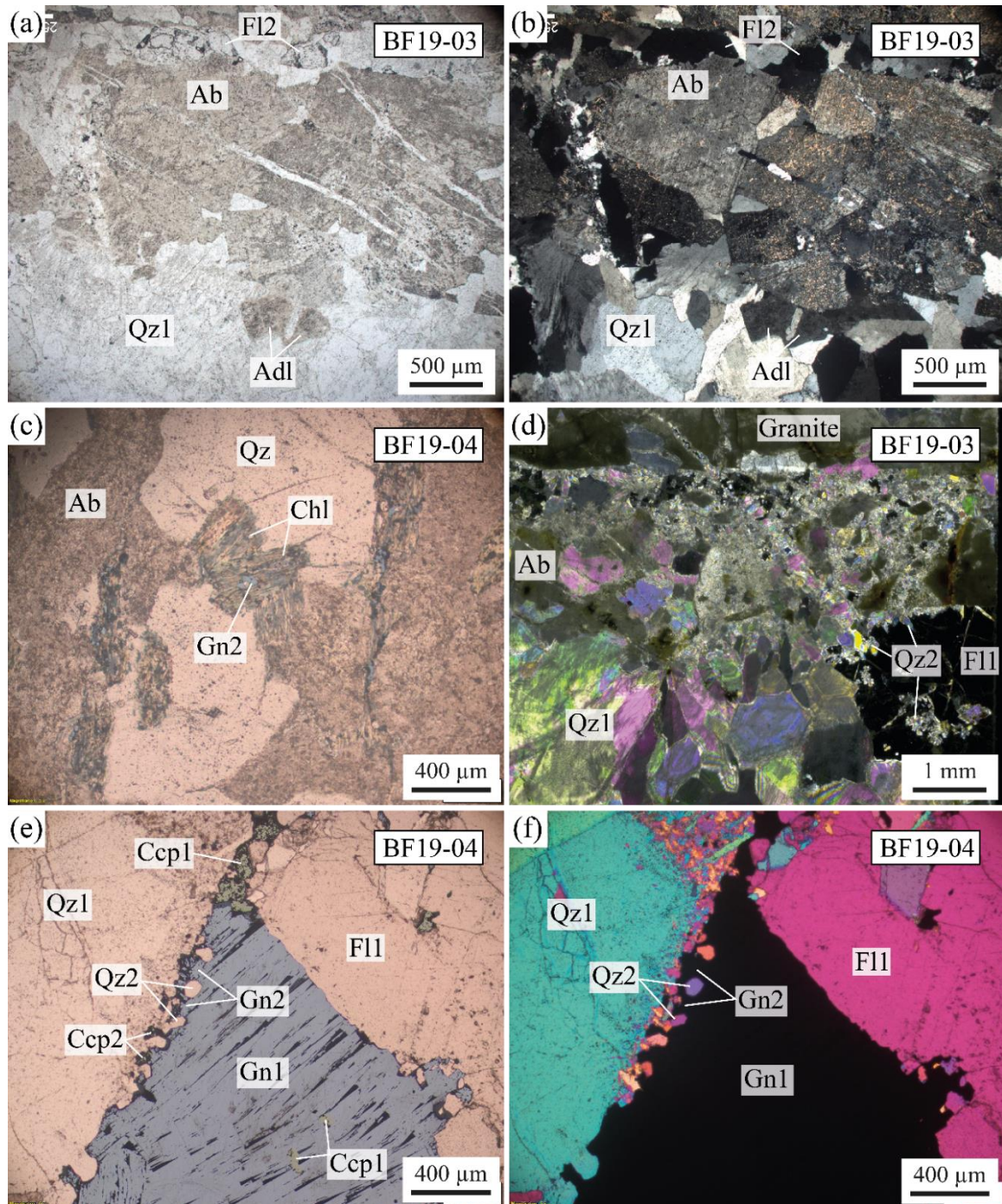


Figure 4.9 : Images au microscope optique des lames minces (BF19-03 et BF19-04 ; **a-c** et **e,f**) et épaisses (BF19-03 ; **d**) de BF en lumière transmise, polarisée non-analysée (LPNA ; **a**) ; polarisée analysée (LPA ; **b,d**) ; LPNA et lumière réfléchie (LR ; **c,e**) ; et LPA avec lame quart-d'onde (**f**). (**a,b**) Images de l'éponte du granite présentant des grains d'albite subautomorphes à automorphes, partiellement séricitisés et/ou pseudomorphosés en adulaire microcristallin et recoupés par des veines d'une dizaine à centaine de micromètres à Qz2, F12 et adulaire. (**c**) Image du granite montrant des grains de chlorite avec des inclusions de galène micrométrique. (**d**) Image montrant la fracturation du granite et de la minéralisation composée de grains de quartz (Qz1) et fluorite (F11) automorphes, millimétriques, montrant des textures de fracturation et dissolution aux bordures comblées par la précipitation de quartz (Qz2) d'une dizaine de micromètre. (**e,f**) Image au cœur de la veine minéralisée montrant un grain de galène millimétrique (Gn1) avec des inclusions de chalcopryrite (Ccp1) et des intercroissances avec le quartz (Qz1) et la fluorite (F11) millimétriques. La bordure entre le Qz1 et la Gn1 présente une remobilisation avec la (re)cristallisation de grains secondaires de quartz (Qz2), de galène (Gn2) et de chalcopryrite (Ccp2).

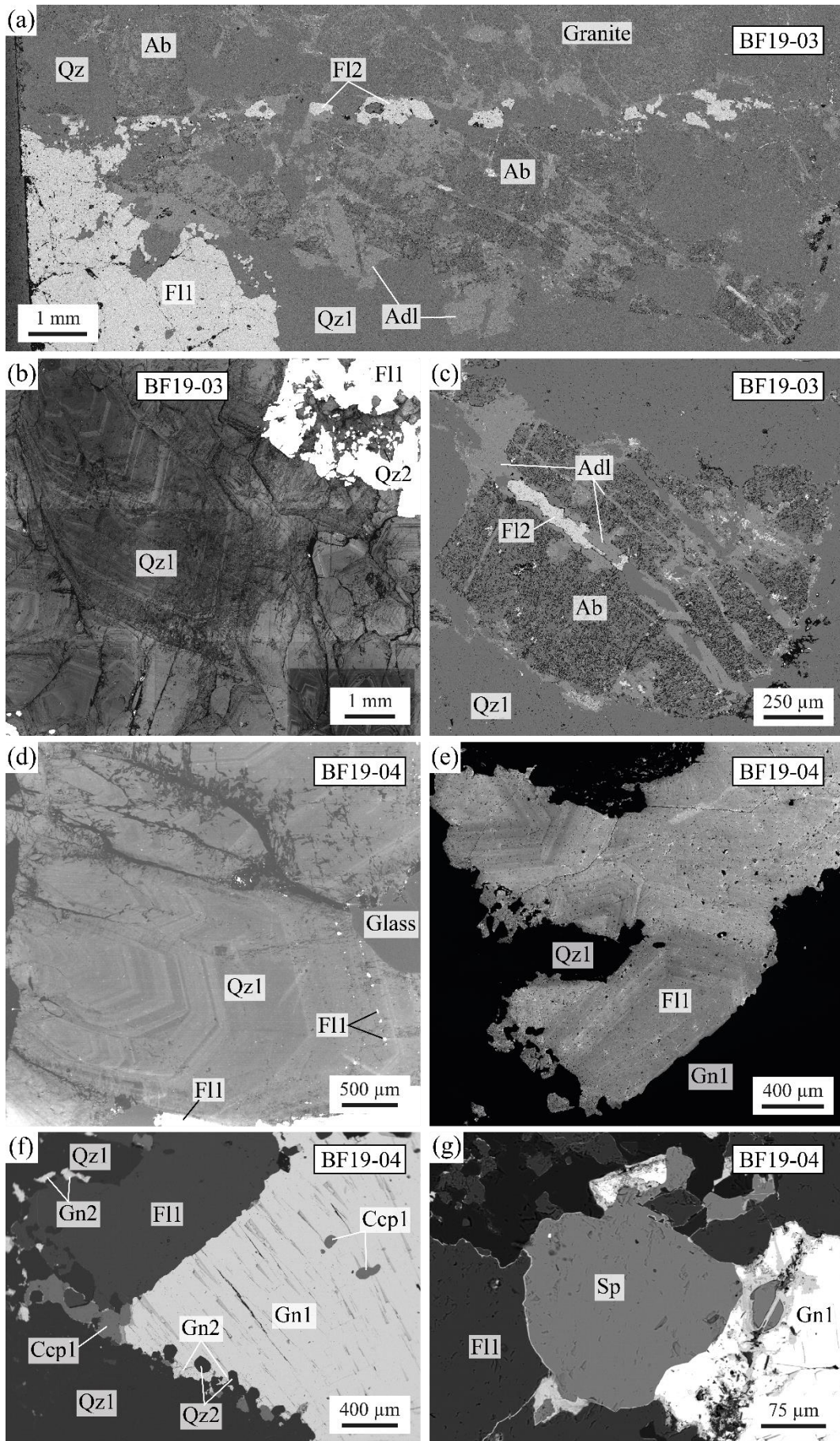


Figure 4.10 : Images MEB des lames minces BF19-03 et BF19-04 de BF. (a) Image de l'éponte du granite en mode BSE montrant la fracturation du granite et de la fluorite millimétrique (F11) avec dans les fractures une cristallisation à fluorite (F12), quartz et adulaire. L'adulaire et la fluorite secondaire montrent des bordures d'intercroissance. (b) Image en cathodoluminescence de quartz millimétriques zonés présentant divers degrés de fracturation et des intercroissances avec la F11. Dans les fractures de la F11, on observe des grains d'une dizaine à centaine de micromètres de quartz parfois zonés. (c) Zoom de l'image (a) avec l'altération de l'albite en adulaire dans la matrice, recoupée par une veine à quartz, F12 et adulaire. (d) Image en cathodoluminescence de quartz millimétriques et automorphes présentant des zonations parfois marquées par la présence d'inclusions micrométriques de fluorite. (e,f) Images en cathodoluminescence et BSE montrant des zonations de croissance dans la F11, une bordure d'intercroissance avec la Gn1. La bordure de Gn1 est soulignée par la cristallisation de grains fins de quartz (Qz2), galène (Gn2) et chalcopryrite (Ccp2). (g) Image BSE montrant la galène (Gn1), la sphalérite (Sp1) et la fluorite (F11) en intercroissance, et une fracturation et altération tardive.

Mineral		Mesozoic mineralization	Alpine miocene remobilization
Gangue	Quartz	<u>Qz1</u>	<u>Qz2</u>
	Fluorite	<u>F11</u>	<u>F12</u>
Ore	Chlorite		
	Adularia		
	Galena	<u>Gn1</u>	<u>Gn2</u>
	Sphalerite	<u>Sp1</u>	<u>Sp2</u>
	Chalcopryrite	<u>Ccp1</u>	<u>Ccp2</u>

Figure 4.11 : Paragenèse de la minéralisation à F-Ba-Pb-Zn-Ag de Bois Feuillet (BF).

4.3 Compositions des éléments traces dans les sulfures

Les éléments traces ont été analysés dans un premier temps à l'EPMA puis au LA-ICP-MS. Un intérêt de l'EPMA vis-à-vis du LA-ICP-MS est de permettre la comparaison des compositions des grains fins (re)cristallisés lors de la seconde phase de remobilisation. Les compositions en éléments majeurs et traces des sulfures de BF et SAP sont résumées dans le [Tableau 4.1](#), et les variations les plus significatives de la galène et de la sphalérite dans les [Figure 4.12](#) et [Figure 4.14](#), respectivement. Un nouveau protocole pour analyser le Bi à l'EPMA a été développé au cours de ce travail (voir [Annexe A.2.1](#) Analyses des éléments majeurs et mineurs dans les sulfures et sulfosels à l'EPMA). La cohérence des données EPMA et LA-ICP-MS valident ce nouveau protocole.

4 Les veines à F-Ba-Pb-Zn-Ag du massif cristallin externe du Rocheray : Bois Feuillet (BF) et le Sapey (SAP)

Tableau 4.1 : Concentrations en éléments majeurs des sulfures déterminés par EPMA (en wt% ; en gras les valeurs des standards internes) et en éléments traces par LA-ICP-MS (en ppm). NaN: non mesuré; <LOD: inférieur au limite de détection.

Mineral	Sample	Mn	Fe	Cu	Zn	As	Se	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Tl	Pb (wt%)	Bi	
Galena	SAP19-02*															
	Min.							306			627			84.85		
	Max.							406			869			87.31		
	Mean (6)	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	<LOD	367	NaN	NaN	749	NaN	NaN	86.72	<LOI	
	1σ							44			96			0.93		
	SAP19-03															
	Min.	0.2	0.6	0.6	0.2	9.1	66	365	60	2.9	428	0.5	0.4	86.51	45	
	Max.	0.9	9.5	2.1	4	15	72	426	81	4.1	488	1.1	0.6	87.53	69	
	Mean (7)	0.5	4.2	1.5	2.5	11	68	397	70	3.5	455	0.8	0.5	87.0	57	
	1σ	0.2	3.2	0.5	2	2.2	2.2	26	6.7	0.5	24	0.2	0.0	0.35	11	
	BF19-03															
	Min.	0.3	0.0	0.0	0.1	14	0.4	544	57	0.6	687	1.7	1.5		3.4	
	Max.	0.8	5.4	0.5	6.0	18	4.1	595	79	1.4	742	2.3	2.0	86.9	37	
	Mean (13)	0.5	2.1	0.2	1.4	16	1.4	572	65	1.1	716	1.9	1.7		11	
	1σ	0.2	2.1	0.1	2.1	1.0	1.0	16	6.1	0.2	16	0.2	0.2		12	
	BF19-04															
Min.	0.1	0.2	0.3	0.1	9.9	2.2	484	33	0.8	157	23	1.3	84.88	241		
Max.	1.2	839	13789	3.8	15	19	1128	75	13	477	34	3.9	88.14	2263		
Mean (12)	0.3	104	1221	0.9	13	11	760	46	4.8	328	28	2.4	86.9	1187		
1σ	0.3	250	3961	1.1	1.2	5.8	269	19	5.7	115	4.4	0.9	0.58	824		
Mineral	Sample	Mn	Fe (wt%)	Co	Cu	Zn (wt%)	Ga	Ge	As	Ag	Cd	In	Sb	Hg	Pb	
Sphalerite	SAP19-02*															
	Min.	0	0.47		0	64.04				0	3457		0			
	Max.	336	1.27		6330	65.79				1121	6900		1672			
	Mean (13)	223	0.74	NaN	1602	65.07	<LOD	NaN	NaN	160	4716	NaN	329	NaN	NaN	
	1σ	105	0.22		1866	0.59				332	954		473			
	SAP19-03															
	Min.	651	0.38	38	58	65.17	42	0.3	0.5	3.9	5147	1.1	14	80	5.1	
	Max.	702	0.47	50	1365	65.86	324	6.6	33	357	5625	2.8	1197	155	135	
	Mean (16)	681	0.43	43	490	65.6	165	2.3	11	105	5335	2.1	357	97	39	
	1σ	16	0.04	5.1	416	0.2	84	1.8	10	113	120	0.6	377	21	36	
	BF19-03															
	Min.	101	0.9	106	7.2		7.7	0.1	0.3	0.5	3147	0.2	0.0	31	0.7	
	Max.	182	1.3	124	351	63.1	381	36	1.8	5.7	4520	8.6	96	37	4.9	
	Mean (14)	134	1.1	111	190		206	18	0.7	2.3	3528	1.8	8.0	33	1.6	
	1σ	37	0.2	4.3	122		132	15	0.4	1.6	329	2.2	25	2.0	1.3	
	BF19-04															
Min.	75	1.52	116	19	60.73	22	0.0	0.0	0.6	3414	0.3	0.0	18	1.2		
Max.	127	5.15	131	645	64.96	794	42	2.8	6.0	5005	30	17	23	7.2		
Mean (18)	99	3.02	124	281	63.1	347	12	0.9	2.6	3844	6.3	3.7	19	2.9		
1σ	19	1.14	4.7	209	1.12	259	13	0.7	1.6	361	10	4.9	1.2	1.9		
Mineral	Sample	Mn	Fe (wt%)	Co	Ni	Cu (wt%)	Zn	Ga	As	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Hg	
Chalcopyrite	SAP19-02*															
	Min.		29.59			34.11								303		
	Max.		29.87			34.19								369		
	Mean (2)	NaN	29.73	NaN	NaN	34.1	<LOD	NaN	<LOD	<LOD	<LOD			336	<LOD	
	1σ		0.20			0.06								47		
	BF19-04															
	Min.	0.0	29.76	4.0	0.1	34.23	467	0.1	8.4	0.1	0.9	4.4	4.1	0.0	0.1	
	Max.	15	30.55	12	1.2	34.88	3345	4.2	14	2116	3.3	15	120	29	6.3	
	Mean (11)	1.7	30.33	7.6	0.3	34.5	911	1.7	11	244	1.6	7.8	36	5.4	1.0	
	1σ	4.5	0.21	2.8	0.4	0.19	838	1.9	1.6	630	0.8	4.4	53	10	1.8	

4.3.1 Galène

À l'EPMA, les concentrations en majeurs varient de 84.8 à 88.2 wt% pour le Pb et de 13.1 à 13.9 wt% pour le S, avec une variation du Pb de plus de 3 wt% dans l'échantillon BF19-04 (Figure 4.12). Pour la galène, les éléments traces sont généralement en dessous des limites de détection à l'EPMA, à l'exception systématique de Ag et Sb, et souvent de Se et Bi. Au LA-ICP-MS, des variations en Cr, Mn, Zn, Ge, As, Se, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Hg, Tl et Bi sont détectées, tandis que le Co, Ni, Ga, Ge, Mo, In et Au restent en-dessous des limites de détection. Les concentrations en Fe et Cu sont parfois en dessous des limites de détection et montrent une grande variabilité de concentration, que ce soit entre les échantillons ou au sein d'un même échantillon (BF19-04). Les concentrations en Cr (0.1-0.9 ppm), Mn (0.1-1.2 ppm), Zn (0.1-6.0 ppm), As (9.1-18 ppm) et Hg (0.0-0.6 ppm) dans les galènes de BF et SAP ne présentent pas de variations significatives. C'est aussi le cas du Cd (57-81 ppm), à l'exception d'un grain de l'échantillon BF19-04 qui montre des concentrations légèrement inférieures (33-34 ppm ; Figure 4.12b).

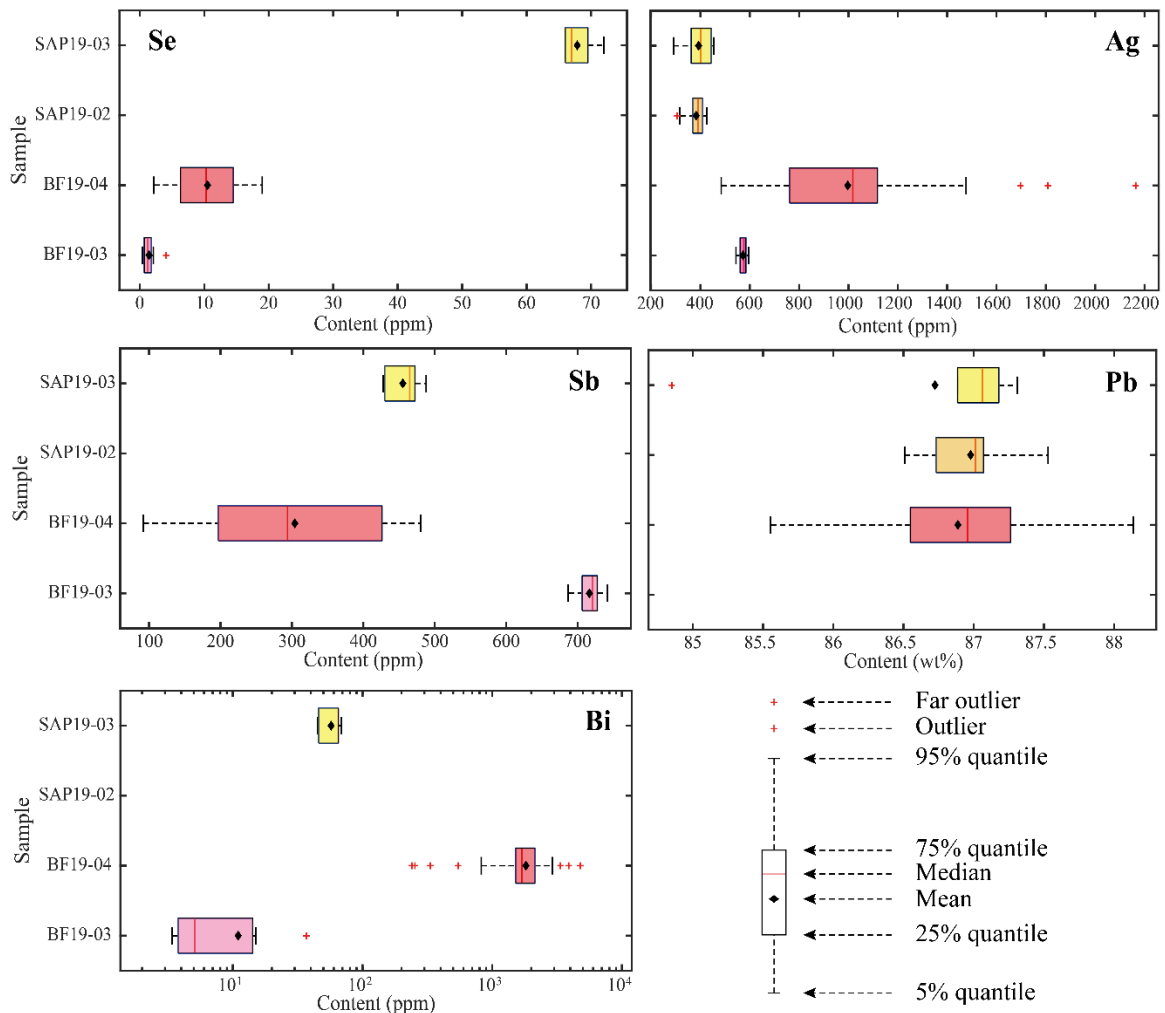


Figure 4.12 : Diagrammes en boîtes des concentrations en éléments traces (Se, Ag, Sb, et Bi) et majeurs (Pb) dans la galène des minéralisations à F-Ba-Pb-Zn-Ag de BF et SAP. Note : les concentrations en Bi sont présentées sur une échelle logarithmique ; les concentrations en Pb ont été obtenues à l'EPMA et les éléments traces au LA-ICP-MS.

Dans les galènes de BF et SAP, seule la concentration en Se semble différencier les deux minéralisations, avec un enrichissement en Se (66-72 ppm) dans la galène de SAP (SAP19-03) par rapport à celles de BF (0.4-19 ppm). Dans chaque échantillon étudié, les teneurs en Ag, Sb et Bi sont relativement homogènes, à l'exception de BF19-04, qui montre la plus grande variabilité. Globalement, les galènes de SAP sont aussi légèrement plus pauvres en Ag (306-426 ppm) et Tl (0.4-0.6 ppm) que celles de BF (Ag : 484-1128 ppm ; Tl : 1.3-3.9 ppm). A contrario, le comportement des concentrations en Sb et Bi ne montrent pas de corrélation entre les minéralisations de BF et SAP, mais plutôt de fortes variations entre les échantillons de BF, avec BF19-04 présentant les concentrations les plus faibles en Sb (157-477 ppm) et les plus fortes en Bi (241-2263 ppm), et BF19-03 présentant les concentrations les plus fortes en Sb (687-742 ppm) et les plus pauvres en Bi (3.4-37 ppm). Les galènes de l'échantillon BF19-04 sont significativement enrichies en Te (23-34 ppm) par rapport aux autres échantillons de BF et SAP (0.5-2.3 ppm). Les galènes de BF et SAP montrent une corrélation positive (Figure 4.13) entre les concentrations en Ag (306-1128 ppm), Sb (157-869 ppm) et Bi (3-2263 ppm), proche de la substitution couplée parfaite $Ag^+(Sb+Bi)^{3+} \leftrightarrow 2Pb^{2+}$, notamment sur les données au LA-ICP-MS (cf., George et al., 2015 et références incluses). On remarque que les données ont tendance à s'éloigner de la substitution couplée principale de la galène lorsque les concentrations en Ag, Sb et Bi augmentent, et tendent vers un enrichissement en Sb+Bi par rapport à Ag. Ce léger enrichissement peut s'expliquer par la substitution du Pb par Sb+Bi : $2(Sb+Bi)^{3+} + \square \leftrightarrow 3Pb^{2+}$. Le Bi est peu enrichi (<70 ppm) et montre peu de variations de concentration (<40 ppm) dans les galènes de BF et SAP, excepté dans l'échantillon BF19-04 avec une variation d'environ 2000 ppm. Dans cet échantillon, un grain de Gn1 montre un gradient d'enrichissement en Ag (de 484 ppm à 674 ppm) et Bi (de 241 ppm à 1065 ppm), et un appauvrissement en Sb (de 477 ppm à 326 ppm) selon la distance au granite (depuis spot 6 à 1 ; Figure 4.12). Plus généralement, les plus fortes concentrations en Ag sont associées aux teneurs en Bi les plus élevées (241-2263 ppm) et aux plus faibles en Sb (157-477 ppm). Les grains néoformés de Gn2 en bordure de Gn1 (spot 9 ; Figure 4.12a) sont enrichis en Ag (717 ppm) et en Bi (1174 ppm), et sont appauvris en Sb (294 ppm) par rapport à la Gn1. Le grain de galène en intercroissance avec la chalcopryrite, et localisé dans une zone présentant davantage de cristallisation de Qz2 à proximité du granite (spot 13 ; Figure 4.13b), enregistre le maximum de concentrations en Ag (1095-1128 ppm) et Bi (2189-2263 ppm), et le minimum en Sb (157-224 ppm) de toutes les galènes de BF et SAP mesurées au LA-ICP-MS. De plus ce grain de galène enregistre aussi un enrichissement supérieur en Cd (63-75 ppm), Sn (12-13 ppm) et légèrement en Te (34 ppm) et Tl (3.3-3.9 ppm) par rapport aux grains de Gn1 et Gn2 (Cd : 33-34 ppm ; Sn : 0.8-1.9 ppm ; Te : 23-27 ppm ; et Tl : 1.3-2.5 ppm). Les petits grains de Gn2 et ceux en intercroissance avec la chalcopryrite présentent des teneurs élevées et variables en Fe (112-839 ppm) et en Cu (110-13789 ppm), en comparaison aux autres points d'analyses de Gn1 (Fe et Cu < 7 ppm). Ces teneurs proviennent probablement de l'ablation de chalcopryrite en bordure ou en profondeur.

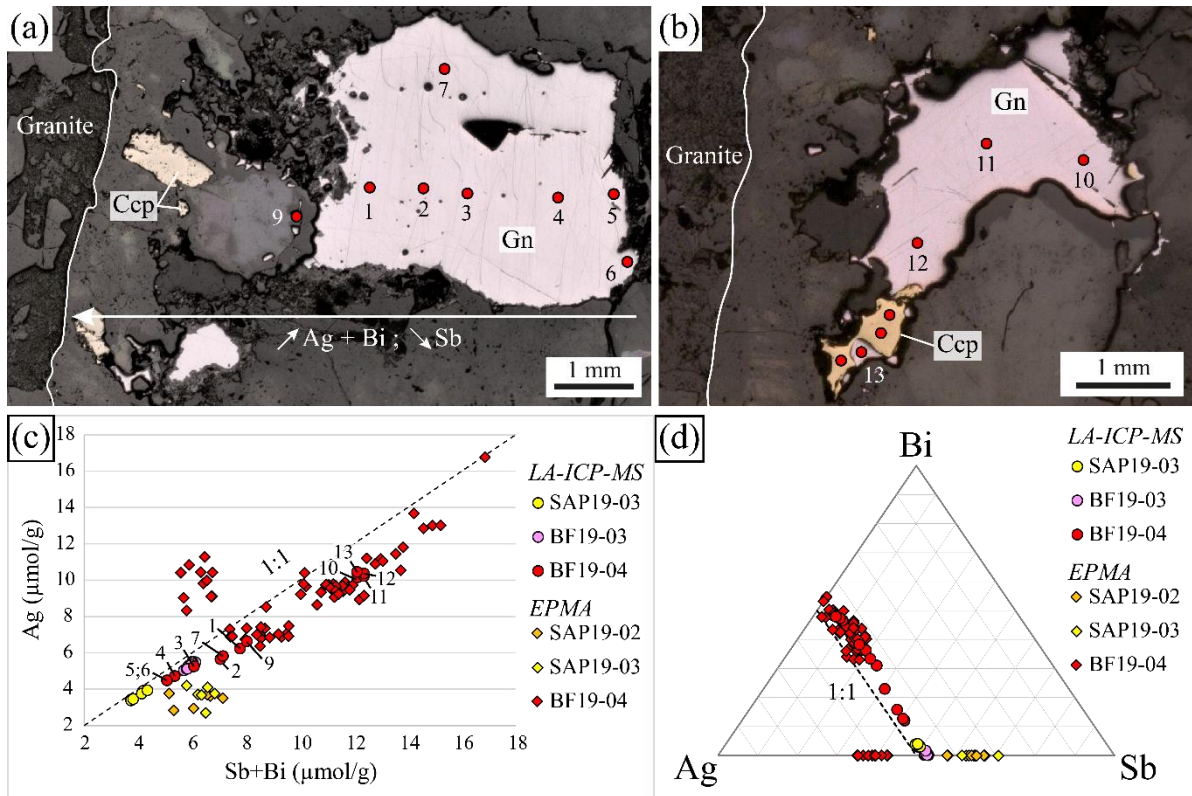


Figure 4.13 : Images en lumière réfléchie et position des spots d'analyse au LA-ICP-MS sur les grains de galène et de chalcopirite de l'échantillon BF19-04 de BF : spots 1 à 9 (a) ; spots 10 à 13 (b). Graphiques Ag vs. Sb+Bi (c) et ternaire (d) des concentrations en Ag, Sb et Bi (en $\mu\text{mol/g}$) des galènes de BF et SAP mesurées à l'EPMA et au LA-ICP-MS. La ligne en pointillés noirs représente la substitution principale de la galène : $\text{Ag}^+(\text{Sb}+\text{Bi})^{3+} \leftrightarrow 2\text{Pb}^{2+}$. Notes : les numéros sur la figure (c) font référence aux numéros de spots des figures (a) et (b) ; les points obtenus à l'EPMA qui divergent de la droite 1:1 ont été obtenus avec un protocole ne prenant pas en compte le Bi.

4.3.2 Sphalérite

Pour la sphalérite, peu d'éléments sont au-dessus des limites de détection à l'EPMA à l'exception des éléments majeurs (Zn et Fe) et de quelques éléments traces comme le Cd, et parfois le Mn, Cu, Ga et Sb. Au LA-ICP-MS, des variations en Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Ga, Ge, As, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Hg, Pb et parfois en Se et Mo sont détectées, tandis que Te, Au, Tl et Bi restent en dessous des limites de détection. Dans les sphalérites de BF et SAP, le Cu, As, Se, Ag, Sn, Sb et Pb présentent un écart-type supérieur à 50%, et une distribution indépendante du site, de l'échantillon ou du grain. Sur l'ensemble des éléments toujours détectés, les gammes de concentrations en traces et majeurs des sphalérites se recoupent entre BF et SAP (Figure 4.14).

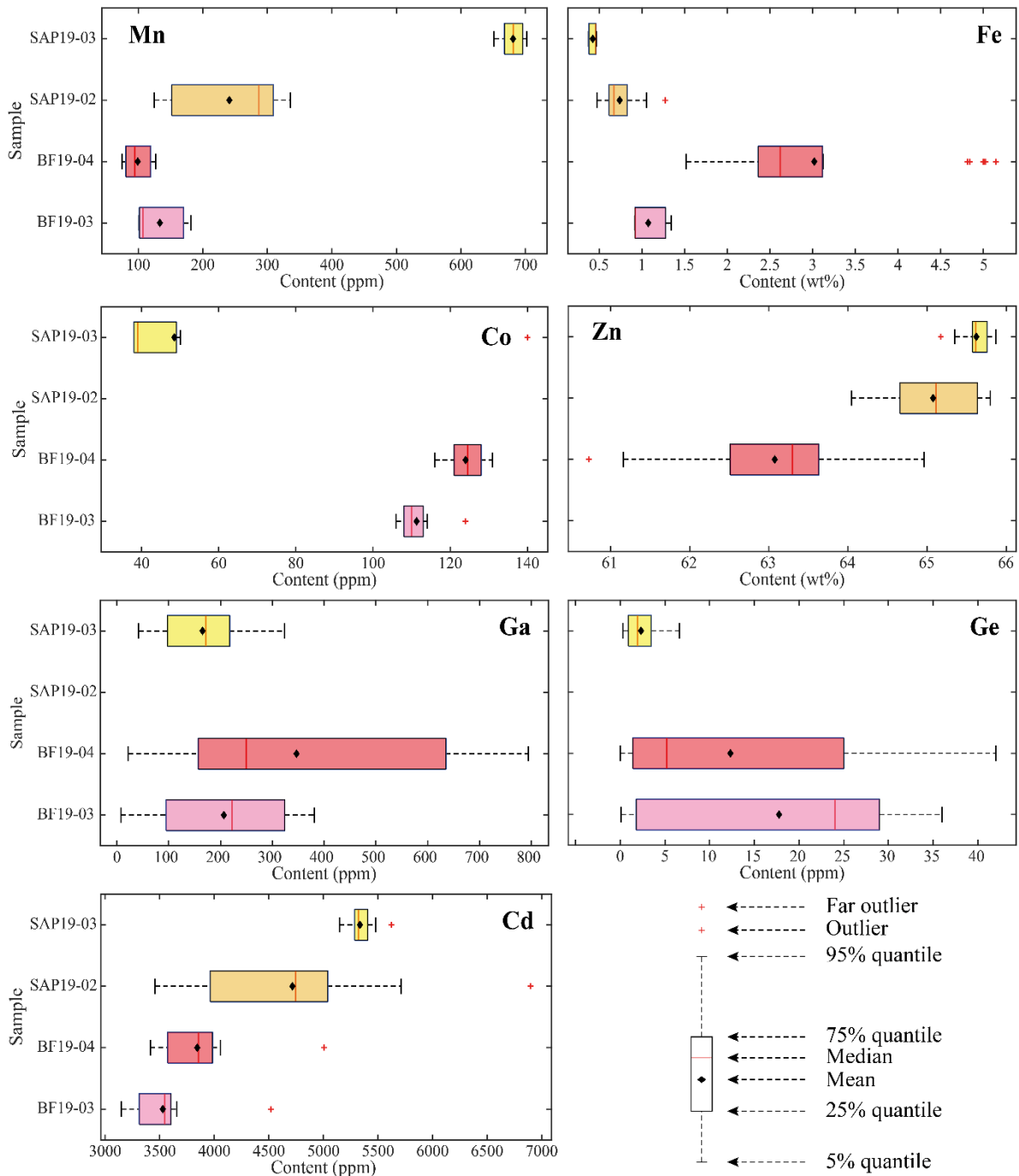


Figure 4.14 : Diagrammes en boîtes des concentrations en éléments traces (Mn, Co, Ga, Ge, et Cd) et majeurs (Fe et Zn) dans la sphalérite des minéralisations à F-Ba-Pb-Zn-Ag de BF et SAP. Note : les concentrations en éléments majeurs ont été obtenues à l'EPMA et les éléments traces au LA-ICP-MS.

Plusieurs tendances se dessinent : (i) des concentrations supérieures en Mn, Zn, As, Ag, Sb et Hg de l'échantillon SAP19-03 (Mn = 651-702 ppm ; Zn = 65.17-65.86 wt% ; As = 0.5-33 ppm ; Ag = 3.9-357 ppm ; Cd = 5147-5625 ppm ; Sb = 14-1197 ppm ; Hg = 80-155 ppm) par rapport à BF (Mn = 75-182 ppm ; Zn = 60.73-64.96 wt% ; As = 0.0-2.8 ppm ; Ag = 0.5-6.0 ppm ; Cd = 3147-5005 ppm ; Sb = 0.0-96 ppm ; Hg = 18-37 ppm) ; (ii) des concentrations supérieures en Co (106-131 ppm) dans BF par

rapport à SAP (38-50 ppm) ; (iii) des variations de concentrations supérieures en Ga et Ge dans BF (Ga = 7.7-794 ppm ; Ge = 0.0-42 ppm) par rapport à SAP (Ga = 42-324 ppm ; Ge = 0.3-6.6 ppm) ; et (iv) des concentrations supérieures en Fe (1.52-5.15 wt%) dans l'échantillon BF19-04 comparé aux autres échantillons de BF et SAP (0.38-1.3 wt%). Les sphalérites de BF présentent des variations de couleurs allant du jaune au marron en lame épaisse (Figure 4.8). Au sein d'un même cristal de sphalérite, on observe aussi des zonations de croissance avec des couleurs légèrement plus foncées au cœur (Figure 4.17b), corrélées avec un enrichissement en Cu, Ga et Ge. Dans les sphalérites de SAP, on n'observe pas de variation élémentaire entre les grains, mais des zonations rythmiques allant d'un jaune orangé à un marron foncé. Ces zonations ne sont pas corrélées avec une variation de la concentration en Fe, et sont difficilement corrélables avec des variations en éléments traces. On peut toutefois noter dans un grain de SAP un enrichissement en Hg (141-155 ppm) dans une zonation plus claire que les autres (84-88 ppm). En plus de la forte variabilité des concentrations en Ga (42-324 ppm), les sphalérites de SAP montrent une importante variabilité des concentrations en Cu (58-1365 ppm), Ag (3.9-357 ppm) et Sb (14-1197 ppm) par rapport à BF (Ag = 0.5-6.0 ppm ; Sb = 0.0-96 ppm), qui sont les éléments majeurs constituant les sulfosels de Cu comme la tétraédrite. Le Cr, Ni et Se ont toujours une concentration inférieure à 10 ppm dans les sphalérites de BF et SAP.

4.3.3 Chalcopyrite

La chalcopyrite est plutôt rare dans nos échantillons de BF et SAP. On l'observe seulement dans deux échantillons sur les six de SAP (SAP19-01a, SAP19-02), et dans un échantillon sur les quatre de BF (BF19-04). À l'exception de Zn et Sn, les éléments traces sont en dessous des limites de détection à l'EPMA. Les éléments majeurs (Fe et Cu) montrent peu de variations de composition surtout pour le Cu dans BF (Fe = 29.76-30.55 wt% ; Cu = 34.23-34.88 wt%) et SAP (Fe = 29.6-29.9 wt% ; 34.1-34.2 wt%). Seuls les grains de l'échantillon BF19-04 ont une taille suffisamment grande (> 30 µm) pour permettre des analyses de compositions en traces au LA-ICP-MS. Au LA-ICP-MS, le Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Ga, As, Ag, Cd, In, Sn, Sb, et Hg sont détectés, tandis que le Ge, Se, Mo, Te, Au, Tl, et Bi restent en dessous des limites de détection. Les concentrations en Cr, Mn, Ni, Cd et Hg restent inférieures à 3 ppm dans la chalcopyrite de BF. L'Ag et Sb ont un écart-type deux fois supérieur à leurs moyennes, témoignant d'une probable pollution de l'analyse par la galène pour les concentrations les plus élevées ; sinon les concentrations restent inférieures à 4.5 ppm. L'As est peu variable (8.4-12.4 ppm). Les grains de chalcopyrite de BF sont assez riches en Zn (467-1127 ppm). Le grain de chalcopyrite en intercroissance avec la galène très riche en Bi (Figure 4.12b) enregistre un enrichissement en Ga (4.1-4.2 ppm), In (14-15 ppm), Sn (116-120 ppm), et un appauvrissement en Co (4.0-5.2 ppm) significatif par rapport aux autres chalcopyrites analysées (Co = 7.3-12 ppm ; Ga = 0.1-3.6 ppm ; In = 4.4-5.9 ; Sn = 4.1-4.9 ppm). La chalcopyrite de SAP a des concentrations en Sn (303-369 ppm) supérieures à celle de BF.

4.4 Thermométrie

Pour l'étude des minéralisations de BF et SAP, le thermomètre de [Frenzel et al. \(2016\)](#) se basant sur la chimie des sphalérites a été appliqué aux sphalérites de BF et SAP afin de déterminer leurs températures de cristallisations et donc la température du fluide minéralisateur. De plus, les méthodes de thermométrie sur chlorite ont été utilisées sur les chlorites du granite de BF à l'éponte de la veine afin de caractériser la température de la circulation du fluide à l'origine de la remobilisation de la minéralisation principale et de la chloritisation du granite.

4.4.1 Sphalérite

Le géothermomètre GGIMFis de [Frenzel et al. \(2016\)](#) se base sur les concentrations en Mn, Fe, Ge, Ga, et In dans la sphalérite, mesurées par LA-ICP-MS. Les positions des points d'analyses et les températures calculées associées de SAP et BF sont résumées par les [Figure 4.16](#) et [Figure 4.17](#), respectivement. Une attention toute particulière a été portée à la sélection des zones d'ablation possédant le moins d'inclusions. Les températures obtenues sur les différents échantillons sont résumées dans l'histogramme de la [Figure 4.15](#). La température moyenne calculée dans les sphalérites de SAP (SAP19-03) est de 195 ± 20 °C, tandis que les sphalérites de BF (BF19-03 et BF19-04) présentent trois pics de températures à 155 ± 35 °C, 190 ± 25 °C et 245 ± 30 °C. Les sphalérites de SAP ne montrent pas de corrélation entre la température et les zonations rythmiques ([Figure 4.16](#)). Dans BF, les zonations de croissance montrent une variation de la température entre 156 et 199 °C sur la [Figure 4.17b](#). On note aussi une tendance à l'augmentation des températures entre les cristaux ou dans un cristal de sphalérite lorsque l'on se rapproche de l'éponte de la veine avec le granite ([Figure 4.8](#) et [Figure 4.17](#)). Dans le cas de BF19-04, l'augmentation des températures de 149 à 260°C s'accompagne d'une augmentation de la teneur en Fe à mesure que l'on s'approche de la bordure du granite marquée par la remobilisation de la veine primaire, même si celle-ci ne semble pas directement corrélée à la température ([Figure 4.8](#) et [Figure 4.17c,d](#)).

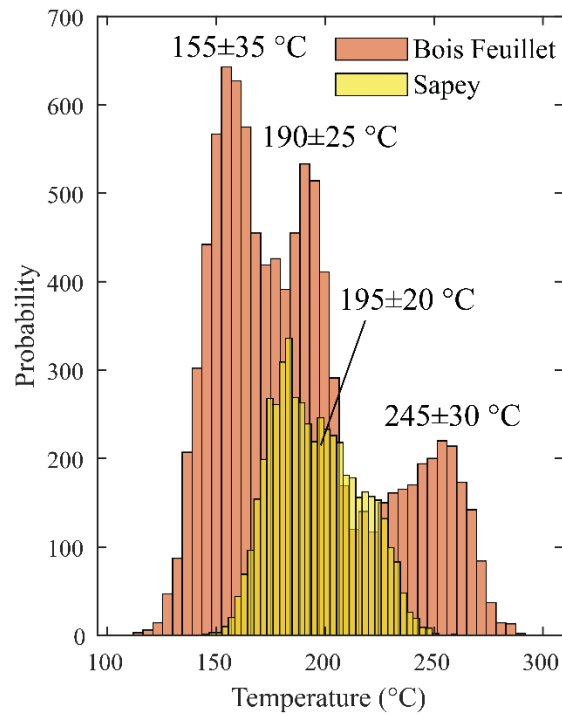


Figure 4.15 : Histogramme des températures des sphalérites des lames de SAP (en jaune : SAP19-03) et de BF (en orange : BF19-03 ; BF19-04) calculées avec le thermomètre GGIMFis de [Frenzel et al. \(2016\)](#)

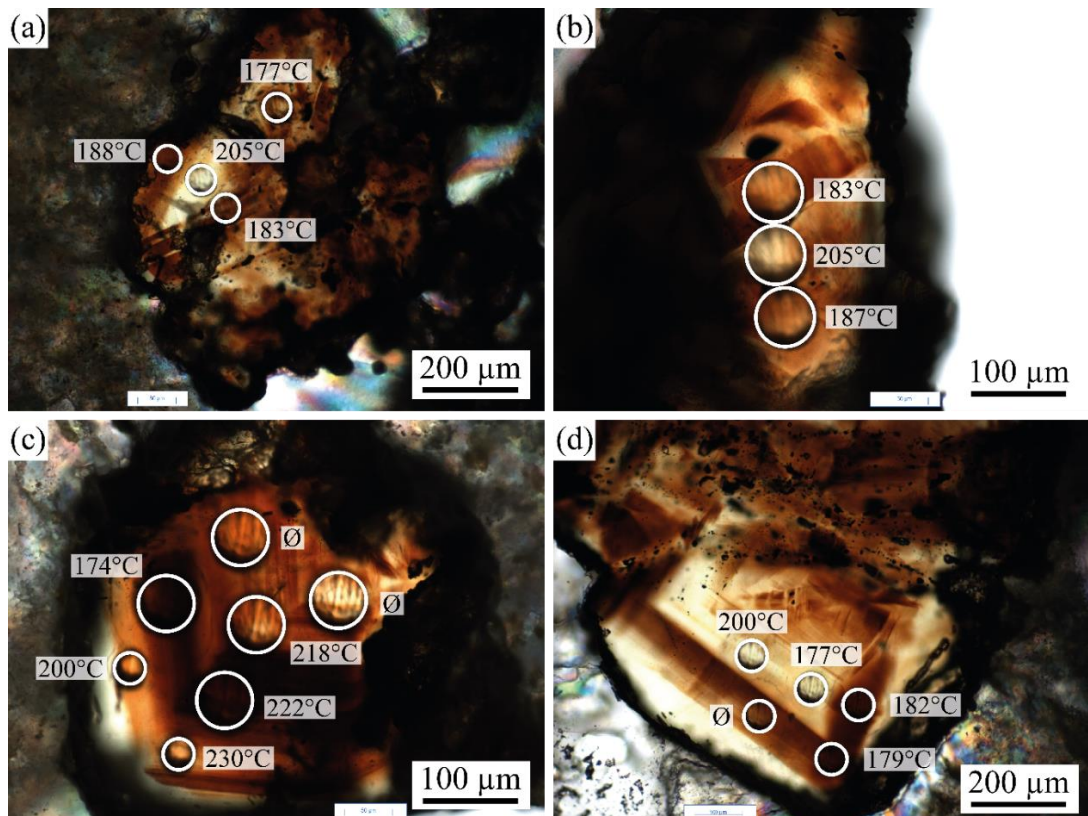


Figure 4.16 : Images optiques en lumière polarisée non analysée de la lame épaisse SAP19-03 de SAP avec des cristaux de sphalérite présentant une zonation de secteur (a,b) et rythmique (c,d). Les cercles blancs correspondent aux zones d'ablation au LA-ICP-MS et aux températures calculées via le thermomètre GGIMFis de [Frenzel et al. \(2016\)](#).

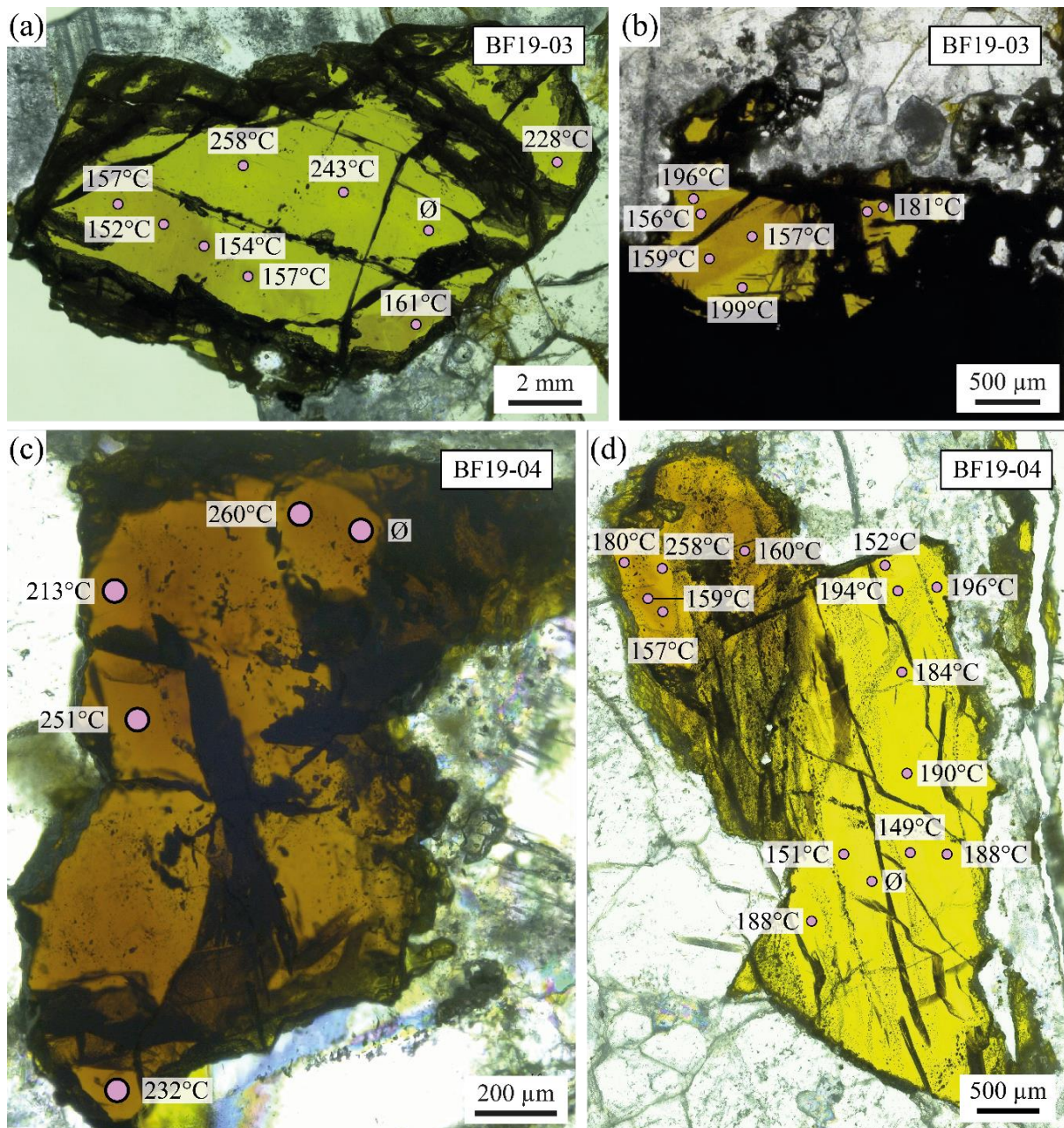


Figure 4.17 : Images optiques en lumière polarisée non analysée des sphalérites des lames épaisses BF19-03 (a,b) et BF19-04 (c,d) de BF. Les points roses correspondent aux zones d'ablations au LA-ICP-MS et aux températures calculées via le thermomètre GGIMFis de [Frenzel et al. \(2016\)](#).

4.4.2 Chlorite

L'association chlorite-séricite est observée en remplacement des biotites dans le granite de BF ([Figure 4.18a](#)). La chlorite se présente en plages xénomorphes de plusieurs dizaines de micromètres. Elle peut être associée à des phengites.

À l'EPMA, les dix analyses ponctuelles de chlorites effectuées (Tableau 4.2) montrent des compositions chimiques assez homogènes ($\text{SiO}_2 = 24.5\text{-}25.4$ wt% ; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 19.5\text{-}20.7$ wt% ; $\text{FeO} = 32.8\text{-}34.4$ wt% ; $\text{MgO} = 8.4\text{-}8.9$ wt%). Ces compositions se situent entre le pôle pur amésite $[\text{Mg}_2\text{Al}(\text{SiAl})\text{O}_5(\text{OH})_4]$ et celui de la daphnite/clinochlore $[(\text{Fe},\text{Mg})_5\text{Al}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH},\text{O})_8]$, et sont plus proches de la daphnite que de l'amésite (Figure 4.18c). La position des analyses de chlorite de BF19-04 dans la représentation graphique de (Bourdelle and Cathelineau, 2015) permet de déterminer graphiquement une température entre 250 et 330 °C (Figure 4.18c). À l'aide du thermomètre thermodynamique de Vidal et al. (2006), (2005), (2001), une température de 279 ± 25 °C est calculée (Figure 4.18b). Une température similaire est obtenue lorsque l'on utilise le thermomètre empirique de Cathelineau and Nieva (1985) basé sur la concentration en Al dans les chlorites. Le thermomètre semi-empirique de (Bourdelle et al., 2013) indique une température de cristallisation des chlorites de BF légèrement supérieure à 314 ± 45 °C (Figure 4.18c). L'ensemble des thermomètres utilisés convergent vers une température de cristallisation des chlorites au contact des veines minéralisées entre 270 et 320°C.

Tableau 4.2 : Compositions EPMA représentatives des chlorites du granite au contact des veines minéralisées de BF. L'écart-type (1σ) est donné entre parenthèses. Les oxydes sont présentés en wt% et les atomes par unité de formule (apfu). ΣVI correspond à la somme octaédrique.

Samples	BF19-04	
Mineral	Chl (n=10)	
SiO_2	24.93	(0.34)
Al_2O_3	20.27	(0.55)
FeO	33.66	(0.62)
MgO	8.50	(0.22)
MnO	0.15	(0.03)
K_2O	0.08	(0.08)
Na_2O	0.03	(0.04)
CaO	0.04	(0.04)
TiO_2	0.17	(0.11)
Total	87.83	(0.72)
p.f.u.	<i>(14 anhydrous oxygen basis)</i>	
Si	2.75	(0.04)
Al	2.63	(0.06)
Fe	3.10	(0.06)
Mg	1.40	(0.03)
Mn	0.01	(0.00)
K	0.01	(0.01)
Na	0.00	(0.01)
Ca	-	
Ti	0.01	(0.01)
ΣVI	5.93	(0.02)
XMg	0.31	(0.01)
XFe ³⁺ *	17	(5)
Temperature* (°C)	279	(25)

* Vidal et al. (2005, 2006) $P_{\text{init}} = 3$ kbar

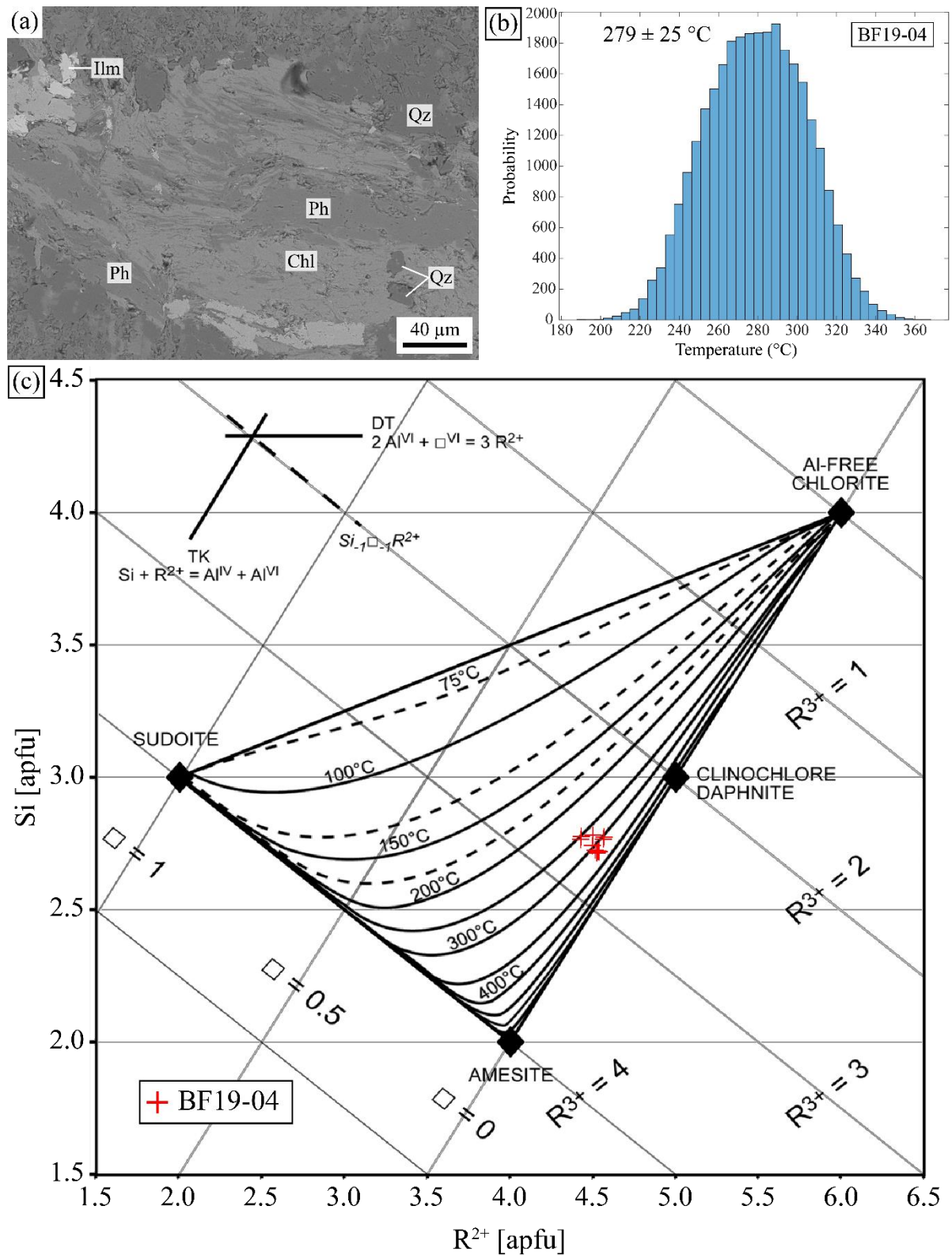


Figure 4.18 : (a) Image MEB en mode BSE de chlorites du granite de BF (BF19-04) associées avec de la phengite. (b) Histogramme des températures calculées sur les chlorites de BF en utilisant le thermomètre de Vidal et al. (2006), (2005), (2001) et la méthode de Monte-Carlo (3000 itérations par analyse). (c) Graphique Si (apfu) en fonction de R²⁺ (somme Mg, Fe et Mn en apfu) des données de chlorite de BF (BF19-04) avec les isothermes calculées avec le modèle de Bourdelle et al. (2013), modifié de la figure de Bourdelle and Cathelineau (2015).

4.5 Géochimie des inclusions fluides dans le quartz, la fluorite et la sphalérite

4.5.1 *Analyse pétrographique des inclusions fluides, microthermométrie et analyses des gaz au Raman*

Les échantillons de SAP et BF contenant des inclusions fluides dans les sphalérites ont été priorités dans cette étude. Dans l'échantillon SAP19-03 de SAP, 173 inclusions fluides, dont 105 dans la fluorite, 7 dans le quartz et 61 dans la sphalérite, ont été étudiées. Dans l'échantillon BF19-03 de BF, 179 inclusions fluides, dont 118 dans la fluorite, 37 dans le quartz et 24 dans la sphalérite, ont été étudiées.

Dans les fluorites de SAP, les inclusions primaires (FIP-SAP) apparaissent isolées ou regroupées en amas de plusieurs dizaines d'inclusions non orientées, tandis que les inclusions secondaires (FIS-SAP) sont localisées dans des plans de fractures cicatrisées (Figure 4.19a,b). La taille des inclusions primaires est d'environ $15\mu\text{m} \times 15\mu\text{m}$ avec un maximum de $50\mu\text{m} \times 40\mu\text{m}$, et celle des inclusions secondaires est généralement inférieure à $4\mu\text{m} \times 4\mu\text{m}$. Dans la sphalérite, les inclusions primaires (SpP-SAP) sont isolées ou forment des alignements de 3-4 inclusions parallèles aux zonations rythmiques des grains de sphalérite, alors que les inclusions secondaires (SpS-SAP) les recourent (Figure 4.19c,d,e). Comme décrit par Bonev and Kouzmanov (2002), les inclusions de la sphalérite sont le plus souvent automorphes sans évidence de déformation. La taille des inclusions primaires des sphalérites est comparable à celle des inclusions primaires de la fluorite (FIP-SAP ; $\sim 15\mu\text{m} \times 15\mu\text{m}$). Les inclusions secondaires (FIS-SAP) sont de taille inférieure à $3\mu\text{m} \times 3\mu\text{m}$. Les inclusions primaires du quartz (QzP-SAP) présentent des microstructures de déformation illustrées par la présence d'inclusions reliques et de nombreuses inclusions néoformées (Diamond et al., 2010) la taille des inclusions reliques ou déformées intactes est presque toujours inférieure à $8\mu\text{m} \times 8\mu\text{m}$ dans le quartz (Figure 4.20b).

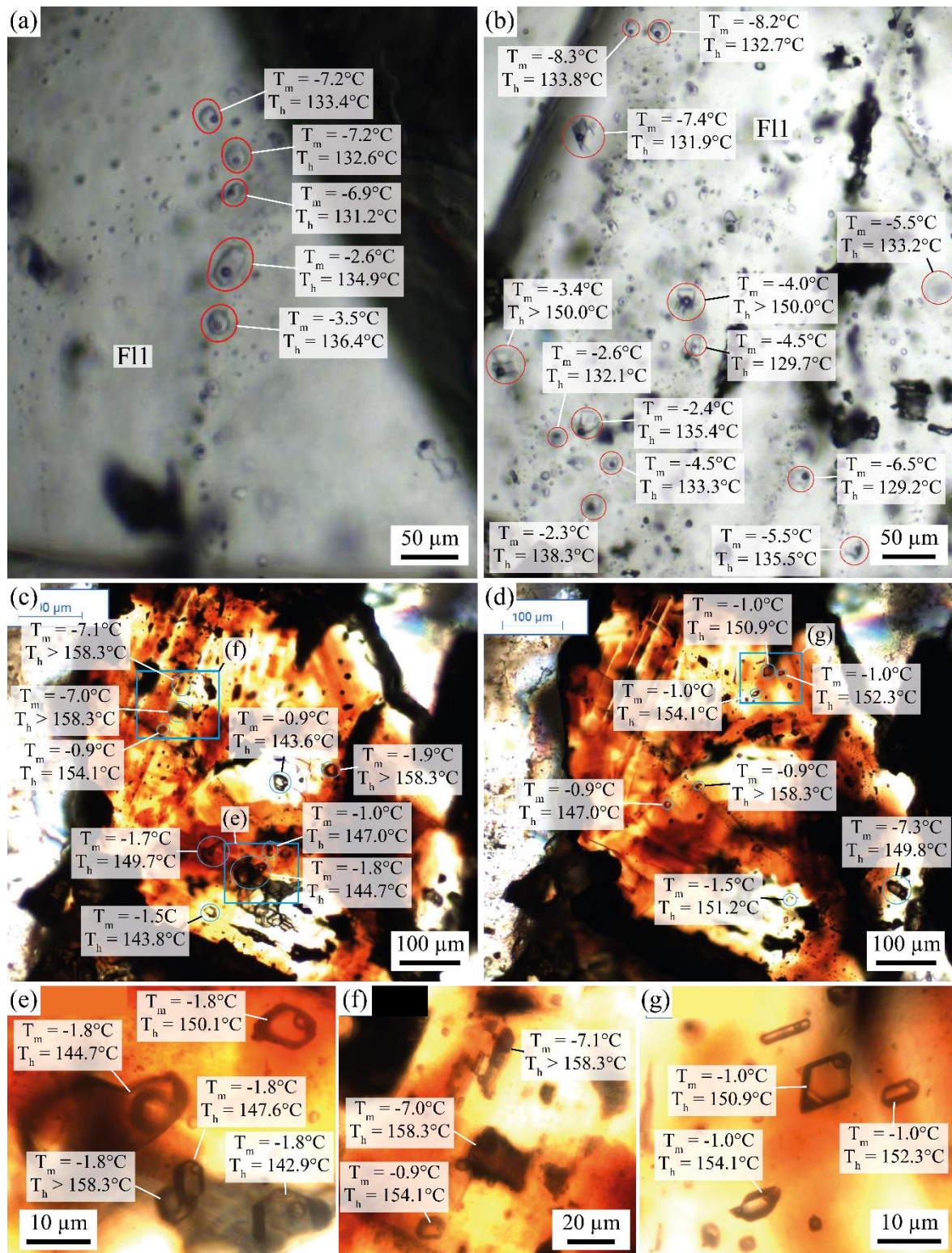


Figure 4.19 : Images des inclusions fluides (IF) de SAP avec leurs analyses de températures de fusion de glace (T_m ice) et d'homogénéisation en phase liquide (T_h) des : (a) IF secondaires dans la fluorite (FIS-SAP); d'un cluster d'IF primaires dans la fluorite (FIP-SAP); (c), (d), (e) IF primaires dans la sphalérite (FIP-SAP).

Dans la F11 de BF, les inclusions primaires (F11P-BF) se présentent soit de manière isolée, soit sous forme de plans parallèles aux faces de croissance de la fluorite. Leur taille est d'environ 10 μm x 10 μm , pouvant atteindre 20 μm x 10 μm pour les inclusions isolées, et est inférieure à 8 μm x 8 μm

pour les inclusions dans les plans de croissance de la fluorite. Ces dernières possèdent une forme de parallélépipède rectangle (Figure 4.21a). Des inclusions primaires isolées ou en amas non orientés allant jusqu'à $10\ \mu\text{m} \times 10\ \mu\text{m}$ ont aussi été observées dans des grains de F12 (F12P-BF; Figure 4.21e). Les inclusions secondaires se présentent sous forme de plans dans des fractures cicatrisées ou d'alignement de 4-5 inclusions dans des fissures recoupant la F11 depuis la bordure vers le cœur (F11S-BF). Dans ces plans secondaires, la taille des inclusions dépasse rarement les $10\ \mu\text{m} \times 10\ \mu\text{m}$, alors que les inclusions dans les alignements peuvent atteindre des tailles plus importantes, jusqu'à $25\ \mu\text{m} \times 20\ \mu\text{m}$ (Figure 4.21a,c,d). Dans la sphalérite de BF, les inclusions primaires sont isolées ou en amas non orientés (SpP-BF). Elles sont automorphes, trapues à aciculaires, avec des tailles d'environ $5\ \mu\text{m} \times 5\ \mu\text{m}$, ou déformées avec des tailles supérieures allant jusqu'à $40\ \mu\text{m} \times 25\ \mu\text{m}$. Les inclusions secondaires (SpS-BF) se forment dans des fractures cicatrisées recoupant le cristal d'un bord à l'autre. Leurs tailles sont souvent inférieures à $8\ \mu\text{m} \times 8\ \mu\text{m}$, mais peuvent atteindre jusqu'à $25\ \mu\text{m} \times 20\ \mu\text{m}$ dans certaines fractures (Figure 4.17). Les inclusions primaires du quartz (QzP1-BF) se trouvent soit isolées, soit alignées dans les plans de croissance du cristal. Ces inclusions primaires sont majoritairement déformées contrairement à celles en amas, et ont une morphologie de parallélépipède rectangle (QzP2-BF; Figure 4.20). La taille des inclusions déformées est d'environ $7\ \mu\text{m} \times 7\ \mu\text{m}$, tandis que celle des inclusions automorphes est plus grande, d'environ $15\ \mu\text{m} \times 15\ \mu\text{m}$. Des alignements d'inclusions secondaires se localisent dans des fissures perpendiculaires à la bordure des grains de quartz et leurs zonations rythmiques en partant de la bordure vers le cœur (QzS-BF), et sont difficiles à différencier des QzP1-BF.

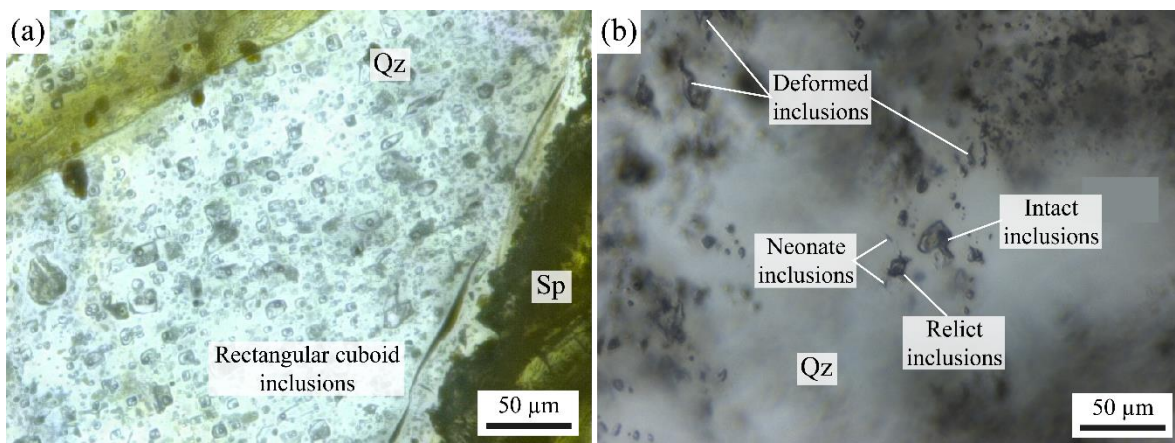


Figure 4.20 : (a) Image d'un amas d'inclusions fluides (IF) primaires en pavés droits dans le Qz1 (QzP2-BF). (b) Image d'IF primaires déformées parfois relique avec tout autour des inclusions néoformées (QzP1-BF).

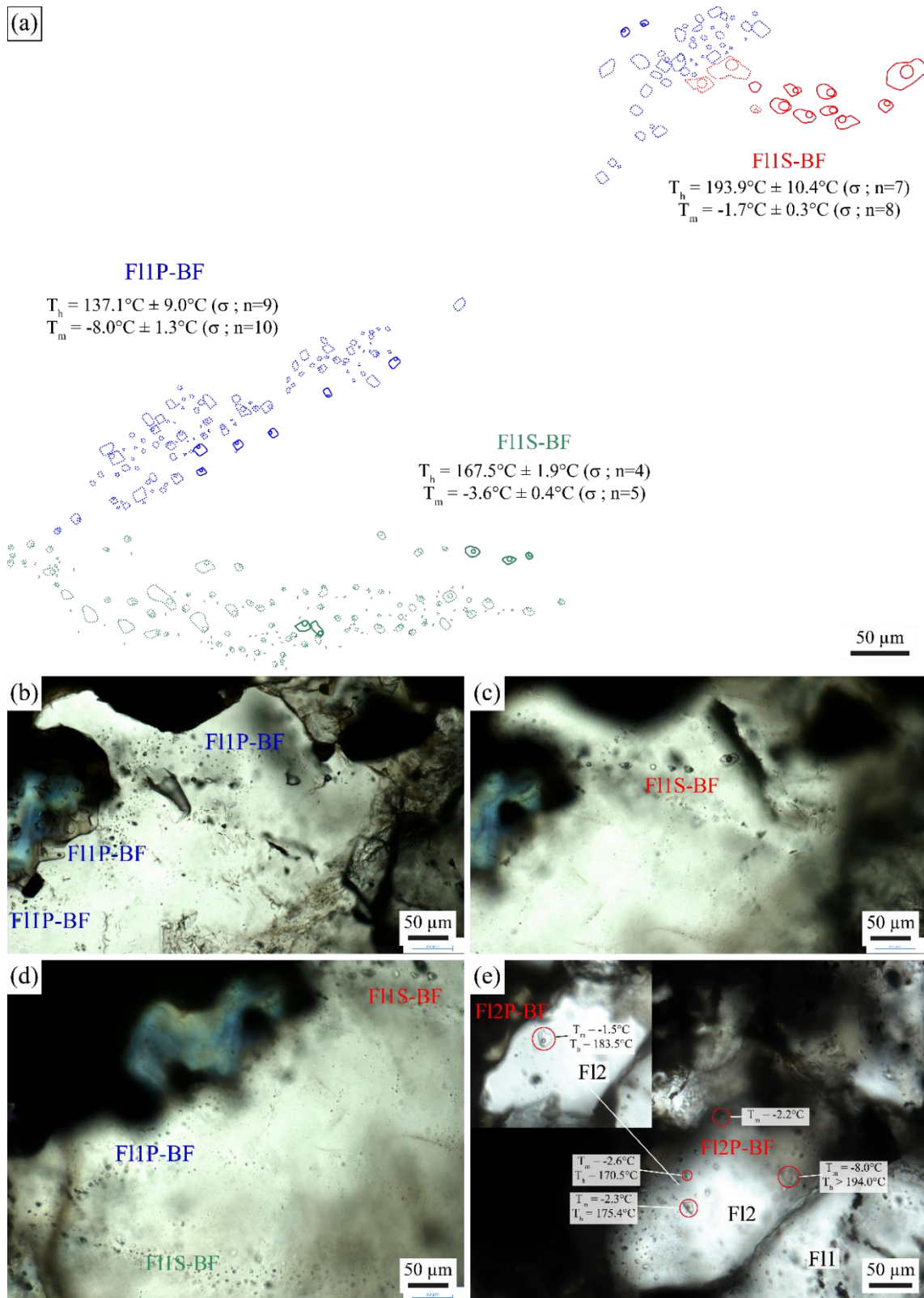


Figure 4.21 : (a) Dessin schématique des inclusions fluides (IF) primaires en pavé droit (F11P-BF) et secondaires (F11S-BF) dans la F11 de BF avec leurs analyses de températures de fusion de glace (T_m ice) et d'homogénéisation en phase liquide (T_h). Le schéma est dessiné à partir des images (b), (c) et (d). (b) Image des IF primaires de la fluorite de BF (F11P-BF) parallèles aux zonations du cristal. (c) Image des IF secondaires alignés de la bordure du cristal vers l'intérieur. (d) Image montrant les IF primaires parallèles à la bordure du cristal, recoupé par un plan d'inclusion secondaire (vert) et par une linéation d'inclusion (rouge). (e) Image d'IF primaires dans un cristal de F12 recristallisé, les mesures de T_m ice- T_h sont similaires à celles des IF secondaires de la F11 (rouge).

Toutes les inclusions étudiées sont biphasées liquide et vapeur (type L-V), et s'homogénéisent en phase liquide lors de la chauffe. Certaines données de température d'homogénéisation (T_h) sont des températures de décrépitation et sont indiquées par un symbole ">" dans le [Tableau 4.3](#) de synthèse des mesures microthermométriques. Toutes les analyses des populations d'inclusions analysées et décrites ci-dessous sont résumées dans la [Figure 4.22](#). Dans les sphalérites de SAP (sept cristaux), les inclusions primaires (SpP-SAP) ont une Température d'homogénéisation (T_h) comprise entre 127.1 et plus de 155.0 °C et une température de fusion de glace ou melting (T_m ice) variant entre -8.5 et 0 °C. Dans trois grains de sphalérite, on observe des inclusions primaires ayant une faible T_m ice comprise entre -8.5 et 5.0 °C (SpP1-SAP), tandis que dans trois autres grains les T_m ice varient entre -1.9 et 0 °C (SpP2-SAP). Dans un grain de sphalérite, on observe les deux populations d'inclusions primaires de T_m ice différentes sans relation évidente entre le cœur et la bordure [Figure 4.19c,d,e](#). Les inclusions primaires de la fluorite de SAP (FIP-SAP) possèdent une T_h comprise entre 121.1 et plus de 150 °C, et une T_m ice variant entre -8.6 et -0.5 °C concordante avec celles de SpP-SAP. Les sept inclusions secondaires suffisamment grandes (> 5 µm) pour permettre des observations microthermométriques dans les fluorites de SAP indiquent une gamme de T_m ice (-7.2 ; -2.2 °C) et T_h (131.2 ; 136.4 °C) similaires aux inclusions primaires. Les rares inclusions primaires déformées du quartz de SAP indiquent des T_m ice plutôt basses (autour de -1.7 °C) et leurs T_h n'ont pas pu être déterminées. Dans les inclusions primaires de la sphalérite et de la fluorite de SAP, la température d'eutectique (T_e) mesurée varie entre -20 et -31 °C. Les observations microthermométriques en microscopie optique sont rendues plus difficiles dans les inclusions des sphalérites de BF que dans celles de SAP du fait de leurs teintes plus sombres. Néanmoins, les mesures des inclusions primaires (SpP-BF) et secondaires (SpS-BF) indiquent des valeurs de T_m ice et T_h similaires variant de -8.8 à -0.9 °C et de 109.9 à 145.4 °C, respectivement. Les inclusions primaires de la fluorite de BF (FIP-BF) possèdent une T_m ice comprise entre -10.2 et -3.5 °C et une T_h entre 123.3 et >194 °C. Tandis que les inclusions secondaires de la F11 (F11S-BF) sont similaires aux primaires de la F12 (F12P-BF) et présentent des T_m ice plus faibles (-4.1 ; -0.9 °C) et des T_h plus élevées (164.9 ; 215.6 °C) que FIP-BF ([Figure 4.22](#)). Dans le quartz, les inclusions primaires déformées (QzP1-BF) présentent une plus forte variabilité de T_m ice (-9.3 ; -1.0 °C) et T_h (144.6 ; 174.8 °C) que les primaires en pavés droits (QzP2-BF), qui présentent des T_m ice (-9.6 ; -5.0 °C) et des T_h (143.4 ; 152.7 °C) plutôt basses. Dans SAP, en se basant sur la pétrographie des inclusions fluides et les résultats microthermométriques, quatre populations d'inclusions fluides primaires ont été déterminées dans la fluorite, la sphalérite et le quartz (dont deux dans la sphalérite) et une population secondaire dans la fluorite. Dans BF, quatre populations d'inclusions fluides primaires ont été observées dans la fluorite, la sphalérite et le quartz de BF (dont deux dans le quartz), et deux populations secondaires dans la fluorite et la sphalérite ([Tableau 4.3](#)).

(QzP1-BF), 2 inclusions primaires de sphalérite de BF (SpP-BF), 2 inclusions primaires et 15 secondaires de fluorite de BF (FIP-BF et FIS-BF, respectivement). Les inclusions primaires de la fluorite et de la sphalérite de SAP présentent un enrichissement en CH₄ (70-100 mol%) par rapport au CO₂ (0-21 mol %) et à N₂ (0-16 mol %) dans la phase vapeur, à l'exception d'une inclusion à 100 mol % de CO₂ dans la fluorite. Un enrichissement proche est mesuré dans les inclusions secondaires de la fluorite de BF, avec toutefois 3 inclusions présentant à l'inverse un enrichissement en CO₂ (64-82 mol %) par rapport au CH₄ (18-36 mol%). À l'opposé de la tendance des inclusions secondaires de la fluorite de BF (FIS-BF) et des inclusions primaires de la fluorite (FIP-SAP) et de la sphalérite de SAP (SpP-SAP), les inclusions primaires déformées du quartz (QzP1-BF) et les primaires de la sphalérite de BF (SpP-BF) présentent des concentrations en gaz entre 80 et 96 mol % de CO₂, entre 4 et 20 mol % de CH₄ et entre 0 et 4 mol % de N₂. Aucune trace de gaz n'a été détectée dans les inclusions primaires de la fluorite (FIP-BF), ni dans les inclusions secondaires automorphes du quartz (QzP2-BF) de BF, ni dans la plupart des inclusions primaires de la sphalérite de SAP (SpP-SAP ; n=5/7).

Tableau 4.4 : Composition en gaz de la phase vapeur des inclusions de SAP et BF analysées au Raman.

Echantillon	Minéral	FI type	FI reference	Vapor composition mol. (%)				Temperature (°C)	
				CO ₂	CH ₄	N ₂	H ₂ S	T _m	T _h
SAP19-03	Fluonite	FIP-SAP	A4-6	21	79	0	-	-2.9	137.6
SAP19-03	Fluonite	FIP-SAP	A4-7	20	80	0	-	-	-
SAP19-03	Fluonite	FIP-SAP	A4-23	19	81	-	-	-4.0	>150
SAP19-03	Fluonite	FIP-SAP	A4-40	100	-	-	-	-	-
SAP19-03	Fluonite	FIP-SAP	A4-25	traces	100	-	-	-3.4	>150
SAP19-03	Fluonite	FIP-SAP	A1-3	-	84	16	-	-2.5	155.7
SAP19-03	Sphalerite	SpP-SAP	Sp1	19	70	11	-	-8.5	-
SAP19-03	Sphalerite	SpP-SAP	Sp2	5	80	15	-	-7.7	-
SAP19-03	Sphalerite	SpP-SAP	Sp1-1	-	-	-	-	-7.0	128.8
SAP19-03	Sphalerite	SpP-SAP	Sp1-10	-	-	-	-	-5.0	-
SAP19-03	Sphalerite	SpP-SAP	Sp7-21	-	-	-	-	-7.3	149.8
SAP19-03	Sphalerite	SpP-SAP	Sp7-1	-	-	-	-	-1.8	144.7
SAP19-03	Sphalerite	SpP-SAP	Sp7-12	-	-	-	-	-1.0	150.9
BF19-03	Fluonite	FIP-BF	F12-26	-	-	-	-	-8.4	123.3
BF19-03	Fluonite	FIP-BF	F12-23	-	-	-	-	-8.8	162.4
BF19-03	Fluonite	FIS-BF	F11-35	64	36	1	-	-	-
BF19-03	Fluonite	FIS-BF	F11-36	28	70	3	-	-	-
BF19-03	Fluonite	FIS-BF	F11-37	-	92	9	-	-	-
BF19-03	Fluonite	FIS-BF	F11-01	82	18	-	-	-1.4	-
BF19-03	Fluonite	FIS-BF	FL1-02	80	18	-	2	-1.5	-
BF19-03	Fluonite	FIS-BF	F11-16	17	83	-	-	-3.0	-
BF19-03	Fluonite	FIS-BF	FL1-17	38	62	-	-	-1.8	-
BF19-03	Fluonite	FIS-BF	F11-25	traces	-	-	-	-3.0	-
BF19-03	Fluonite	FIS-BF	F11-03	18	82	-	-	-1.5	179.5
BF19-03	Fluonite	FIS-BF	F12-04	-	100	-	-	-3.6	-
BF19-03	Fluonite	FIS-BF	F12-09	-	100	-	-	-2.6	-
BF19-03	Fluonite	FIS-BF	F12-25	-	-	-	-	-0.7	-
BF19-03	Fluonite	FIS-BF	F12-28	-	100	-	-	-1.9	-
BF19-03	Fluonite	FIS-BF	F12-33	-	100	-	-	-3.2	167.7
BF19-03	Fluonite	FIS-BF	F12-57	-	100	-	-	-1.6	198.7
BF19-03	Quartz	QzP1-BF	Qz2-08	80	20	-	-	-6.7	151.7
BF19-03	Quartz	QzP1-BF	Qz2-09	86	14	-	-	-8.3	153.1
BF19-03	Quartz	QzP1-BF	Qz2-24	86	10	4	-	-1.0	156.2
BF19-03	Quartz	QzP2-BF	Qz1	-	-	-	-	-8.2	148.3
BF19-03	Sphalerite	SpP-BF	Sp3-01	93	7	-	-	-2.4	-
BF19-03	Sphalerite	SpP-BF	Sp2-01	96	4	-	-	-6.9	144.2

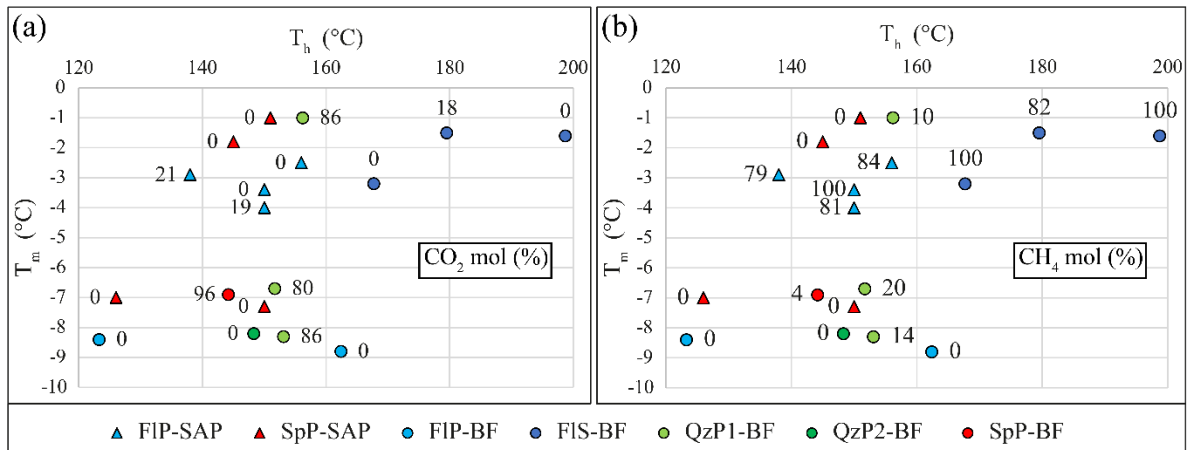


Figure 4.23 : Diagramme T_m ice- T_h des inclusions fluides aqueuses de BF et SAP avec les teneurs en (a) CO_2 et en (b) CH_4 , analysées au Raman.

4.5.2 Caractérisation des fluides au LA-ICP-MS

L'analyse des concentrations en éléments majeurs des fluides piégés dans la fluorite, le quartz et la sphalérite, a été réalisée sur 58 points d'analyses, dont 15 points dans la sphalérite de SAP, 15 points dans le quartz de BF, et 12 et 17 points respectivement dans les fluorites de SAP et BF. Ces analyses ont été réalisées sur des inclusions fluides dont l'étude microthermométrique et Raman avaient été réalisées au préalable. La salinité de l'inclusion déterminée au préalable par microthermométrie a été appliquée à toutes les inclusions mesurées lors d'une même ablation. Les analyses sur SpP1-SAP ($n=16/16$), SpP2-SAP ($n=7/7$), QzP2-BF ($n=22/25$) ont presque systématiquement fonctionné (Figure 4.24) contrairement à celles dans la fluorite (FIS-BF, $n=4/11$; FIP-BF, $n=6/7$; FIP-SAP, $n=5/12$). Cela est dû à la différence de réaction de la matrice lors de l'ablation avec notamment des arrachements de gros morceaux ($>100 \mu m$) de fluorite sous le laser (taille de spot entre 30 et 35 μm). Les autres populations identifiées précédemment n'ont pu être mesurées du fait de leur trop petite taille, parfois combinée à une faible salinité ($< 15 \mu m$; p. ex., QzP1-BF). Les données sont résumées dans la Figure 4.25 et le Tableau A.18.

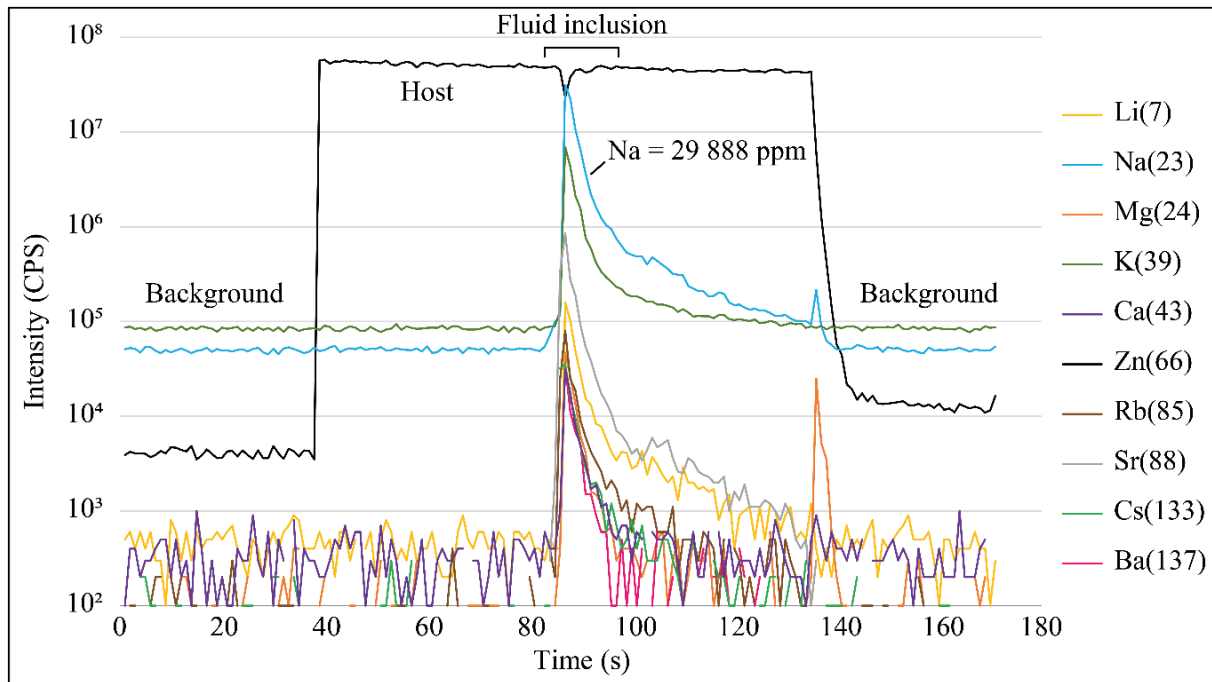


Figure 4.24 : Signaux d'intensité typiques obtenus par LA-ICP-MS sur une inclusion primaire salée (SpP1-SAP) piégée dans la sphalérite de SAP (SAP19-03).

Dans ces inclusions, le Na et K sont toujours détectés, le Li, Mg, Ca, Rb, Sr et Cs sont presque toujours détectés, alors que le Si, Cr, W et Bi ne sont jamais mesurés. Les fluides piégés dans les inclusions primaires et secondaires de la sphalérite, du quartz et de la fluorite de BF et de SAP sont des saumures à Na-Cl-K-Ca-(Mg). Le Ca est presque toujours mesuré dans les inclusions de la sphalérite de SAP, peu dans celles dans le quartz de BF ($n=4/22$), et n'est pas détecté dans la fluorite (CaF_2) dû à la forte concentration en Ca de la matrice. Le Ba est presque toujours mesuré dans les inclusions de la sphalérite de SAP et du quartz de BF, mais presque jamais détecté dans les inclusions des fluorites de SAP et de BF. Dans les inclusions de la sphalérite de SAP, le Ti, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Ag, Sn, Sb et Pb ne sont jamais détectés du fait de la présence de ces métaux dans la matrice (Figure 4.25). Les inclusions QzP2-BF, montrent parfois un enrichissement variable en Ti (16-381 ppm), Mn (10-602 ppm), Fe (1667-5338 ppm), Cu (3-1056 ppm), Zn (83-958 ppm), As (19-75 ppm), Sb (59-1095 ppm) et Pb (12-2734 ppm). Dans les inclusions SpP-SAP, le Fe (12-640 ppm) et Sb (9-230 ppm) sont presque toujours détectés. Dans les inclusions FIP-BF et FIS-BF, le Mn, Fe, Cu, Zn, Ag, Sb et Pb sont parfois mesurés. Sur la Figure 4.25 synthétisant les compositions d'inclusions fluides par population, on remarque que les concentrations en Na, Mg, K, Ca et Rb se recouvrent, avec toutefois de fortes variations de concentrations en Mg. Les inclusions secondaires de la fluorite de BF (FIS-BF) montrent des concentrations plus faibles en Li (<10-33 ppm) et supérieures en Cs (527-790 ppm) par rapport aux inclusions primaires de SAP et BF (Li : 51-1275 ppm ; Cs : 1-486 ppm). À noter l'enrichissement en Sr (1014-6258 ppm) dans les inclusions primaires de la fluorite de BF (FIP-BF) par rapport aux inclusions secondaires (FIS-BF, Sr : 118-272 ppm).

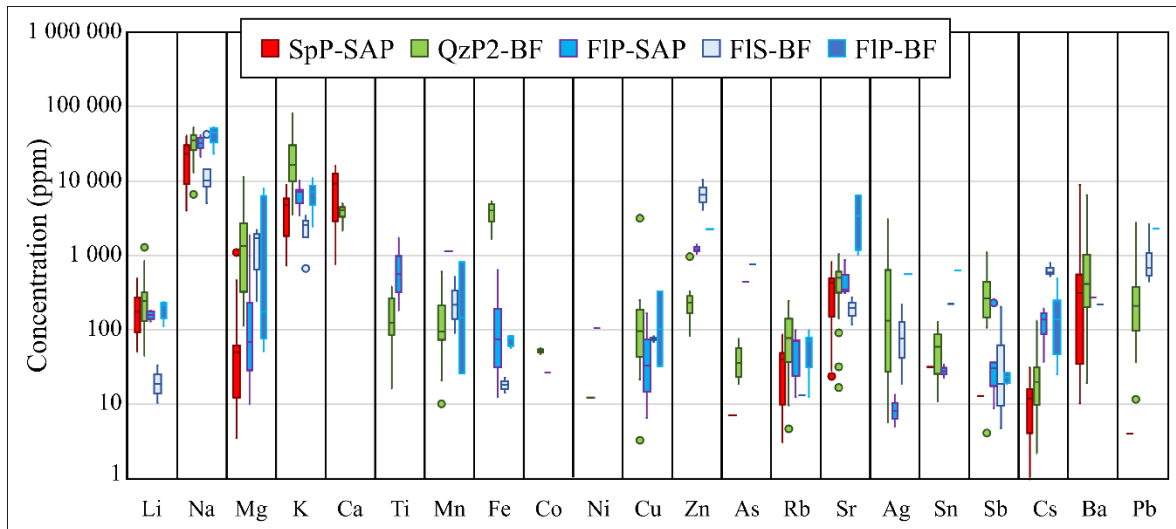


Figure 4.25 : Distribution des éléments traces dans les inclusions fluides des veines de BF (BF19-03) et SAP (SAP19-03).

4.5.3 Thermométrie des inclusions fluides

Il existe une multitude de géothermomètres chimiques qui permettent d'estimer la température d'un réservoir géothermique à partir de la composition chimique des eaux. Les géothermomètres chimiques sont basés sur des réactions eau-roche dépendantes de la température et contrôlant les compositions chimiques des eaux thermales (Can, 2002). Les plus fiables et les plus usités géothermomètres chimiques sur les inclusions fluides utilisent les ratios de concentrations Na-K, Na-Li, Na-K-Ca, Li-Mg, K-Mg, Na-Mg et Na-K-Mg (p. ex., Deloule, 1982; Janots et al., 2019; Mullis et al., 1994; Rauchenstein-Martinek et al., 2016). La sélection des thermomètres chimiques utilisés pour chaque population d'inclusions fluides s'est faite par la qualité de la corrélation des concentrations des éléments utilisés comme géothermomètres. Les températures calculées à partir de ces géothermomètres chimiques sont résumées dans le Tableau 4.5 et la Figure 4.27.

4.26b), le géothermomètre Na-K-Ca de [Fournier and Truesdell \(1973\)](#) est recommandé. Il indique une température de 172 ± 32 °C (n=20/23) pour les inclusions primaires des sphalérites de SAP. Dans les inclusions des fluorites de BF et de SAP, l'absence de valeur de Ca et la forte variation en Na-K ne permettent pas l'utilisation des géothermomètres Na-K et Na-K-Ca. Contrairement aux inclusions dans le quartz (QzP2-BF, Na/Li = 63 ± 58 mol.L⁻¹) et dans la sphalérite (SpP-SAP, Na/Li = 38 ± 23 mol.L⁻¹), les inclusions de la fluorite de BF et SAP montrent une relativement bonne corrélation entre leurs concentrations en Na et Li avec un ratio Na/Li de 63.6 ± 13.9 mol.L⁻¹ pour FIP-SAP et de 65.9 ± 6.2 mol.L⁻¹ pour FIP-BF ([Figure 4.26d](#)). Malgré son importante dispersion, le ratio Na/Li des inclusions de QzP2-BF est proche de celui des inclusions de FIP-BF. Les températures calculées via le géothermomètre Na-Li de [Verma and Santoyo \(1997\)](#) sont de 197 ± 26 °C (n=4/5) pour FIP-SAP, de 192 ± 18 °C (n=6/6) pour FIP-BF et de 210 ± 58 °C pour QzP2-BF. Pour les mêmes ratios de Na/Li, le géothermomètre de [Fouillac and Michard \(1981\)](#) indique des températures de fluide environ 10 °C inférieures à celles calculées à partir du géothermomètre de [Verma and Santoyo \(1997\)](#) ($T_{\text{FIP-SAP}} = 186 \pm 26$ °C ; $T_{\text{FIP-BF}} = 180 \pm 18$ °C ; $T_{\text{QzP2-BF}} = 198 \pm 58$ °C). La population d'inclusion FIS-BF possède des concentrations en Li inférieures aux limites de détection et jusqu'à 33 ppm. Les concentrations en Rb et Na sont assez bien corrélées dans les inclusions primaires de la sphalérite (SpP-SAP) et de la fluorite (FIP-SAP, FIP-BF), mais ne le sont pas dans les inclusions de QzP2-BF ([Figure 4.26e](#)). A l'aide du géothermomètre Rb-Na de [Michard \(1990\)](#), la température de fluide calculée sur les inclusions de SpP-SAP est de 164 ± 26 °C (n=22/23), de 167 ± 20 °C (n=4/5) sur celles de FIP-SAP, de 168 ± 9 °C (n=5/6) les inclusions de FIP-BF, et de 176 ± 50 °C (n=19/22) sur celles de QzP2-BF. Ces températures sont en accord avec celles obtenues à l'aide des géothermomètres Na-K-Ca et Na-Li ([Figure 4.27](#)). Les concentrations en Cs et Na montrent une corrélation positive avec la salinité dans les inclusions de SpP-SAP, FIP-SAP et QzP2-BF, une grande variabilité en Cs dans les inclusions FIP-BF (25-486 ppm), et un enrichissement dans celles de FIS-BF (527-790 ppm ; [Figure 4.26c](#)). Les températures calculées à partir du géothermomètre Cs-Na de [Michard \(1990\)](#) sont en accord avec celles calculées précédemment pour FIP-SAP (185 ± 23 °C ; n=4/5) et FIP-BF (181 ± 41 °C ; n=6/6), mais sont plus faibles pour SpP-SAP (125 ± 11 °C ; n=22/23) et QzP2-BF (129 ± 27 °C ; n=20/22). L'enrichissement en Cs des inclusions de FIS-BF par rapport aux inclusions primaires de SAP et BF indique une température de fluide plus élevée autour de 329 ± 35 °C (n=3/4).

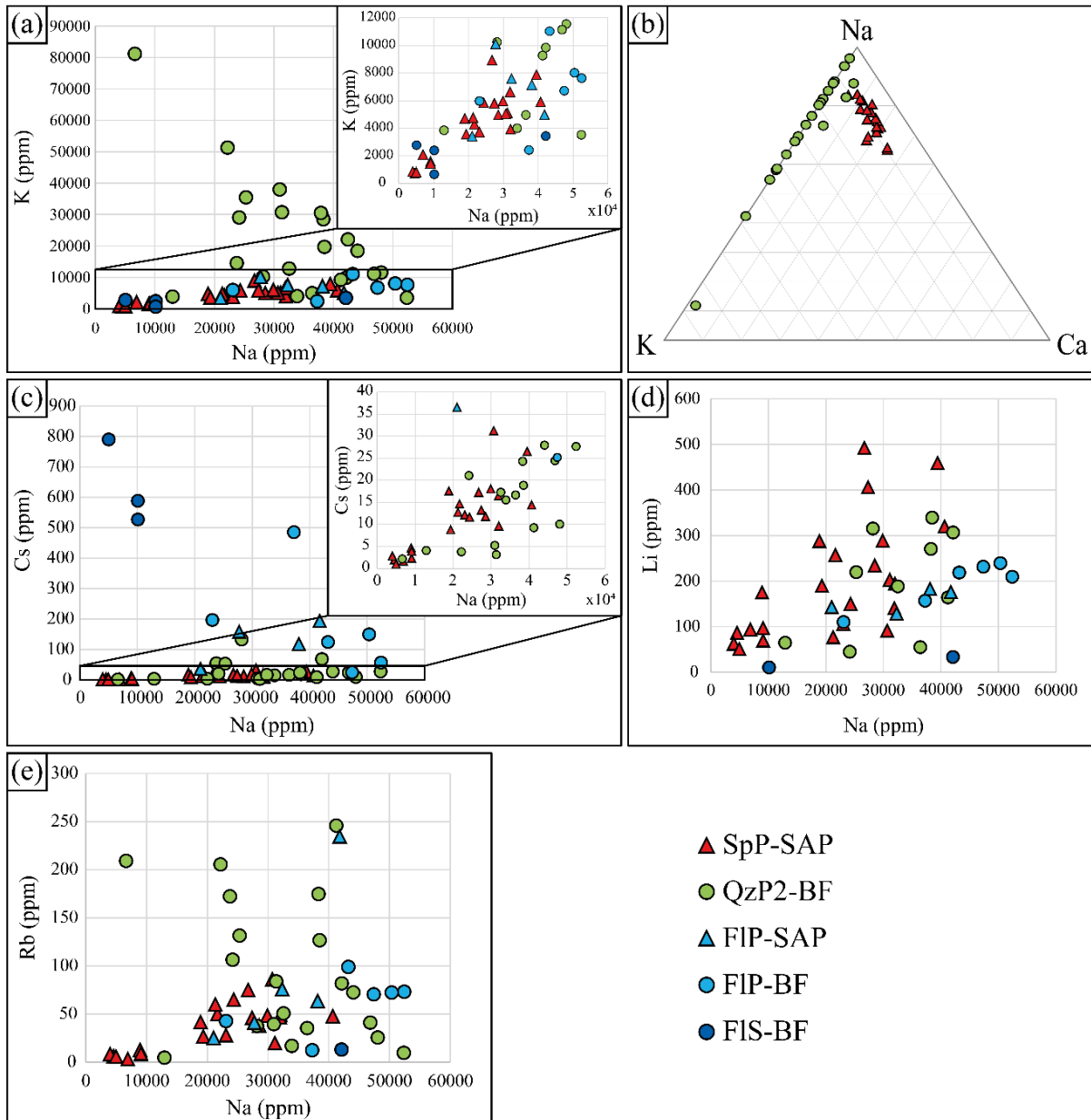


Figure 4.26 : Graphiques de composition des inclusions fluides primaires et secondaires obtenues par LA-ICP-MS dans la sphalérite, le quartz et la fluorite de SAP (SpP-SAP, FIP-SAP) et BF (QzP2-BF, FIP-BF, FIS-BF) : (a) K en fonction de Na (en ppm), (b) ternaire Na-K-Ca (en % mol.L⁻¹), (c) Cs en fonction de Na (en ppm), (d) Li en fonction de Na (en ppm), (e) Rb en fonction de Na (en ppm).

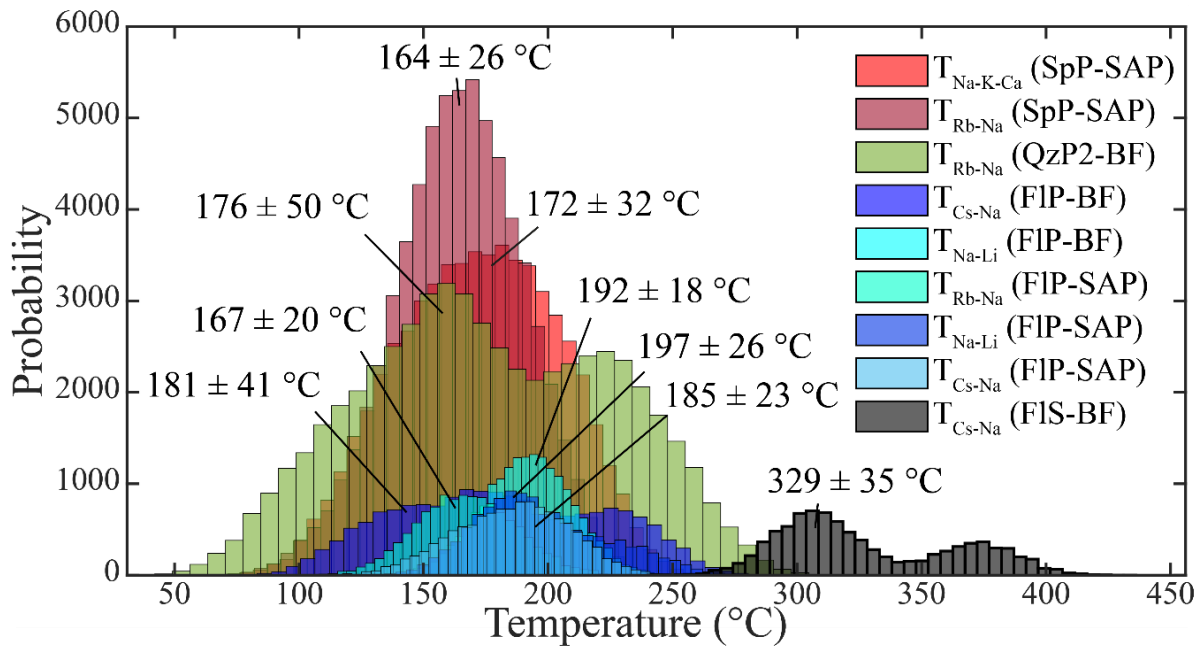


Figure 4.27 : Histogramme des températures calculées à partir des données de composition obtenues au LA-ICP-MS dans la sphalérite, le quartz et la fluorite de SAP (SpP-SAP, FIP-SAP) et de BF (QzP2-BF, FIP-BF, FIS-BF) à l'aide des géothermomètres chimiques Na-K-Ca de [Fournier and Truesdell \(1973\)](#), Na-Li de [Fouillac and Michard \(1981\)](#), Rb-Na et Cs-Na de [Michard \(1990\)](#).

4.6 Analyses Rb-Sr in situ

4.6.1 Résultats isotopiques du Sr

Les fluorites de 4 échantillons de SAP (SAP19-01a, SAP19-02, SAP19-03, SAP19-05) et 1 de BF (BF19-03) ont été analysées au LA-ICP-MS sur des grains ou plages individualisés de F11 et F12, ainsi que sur 4 grains de calcite de SAP19-02, afin de déterminer leurs ratios en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Ces analyses sont résumées dans la Figure 4.28.

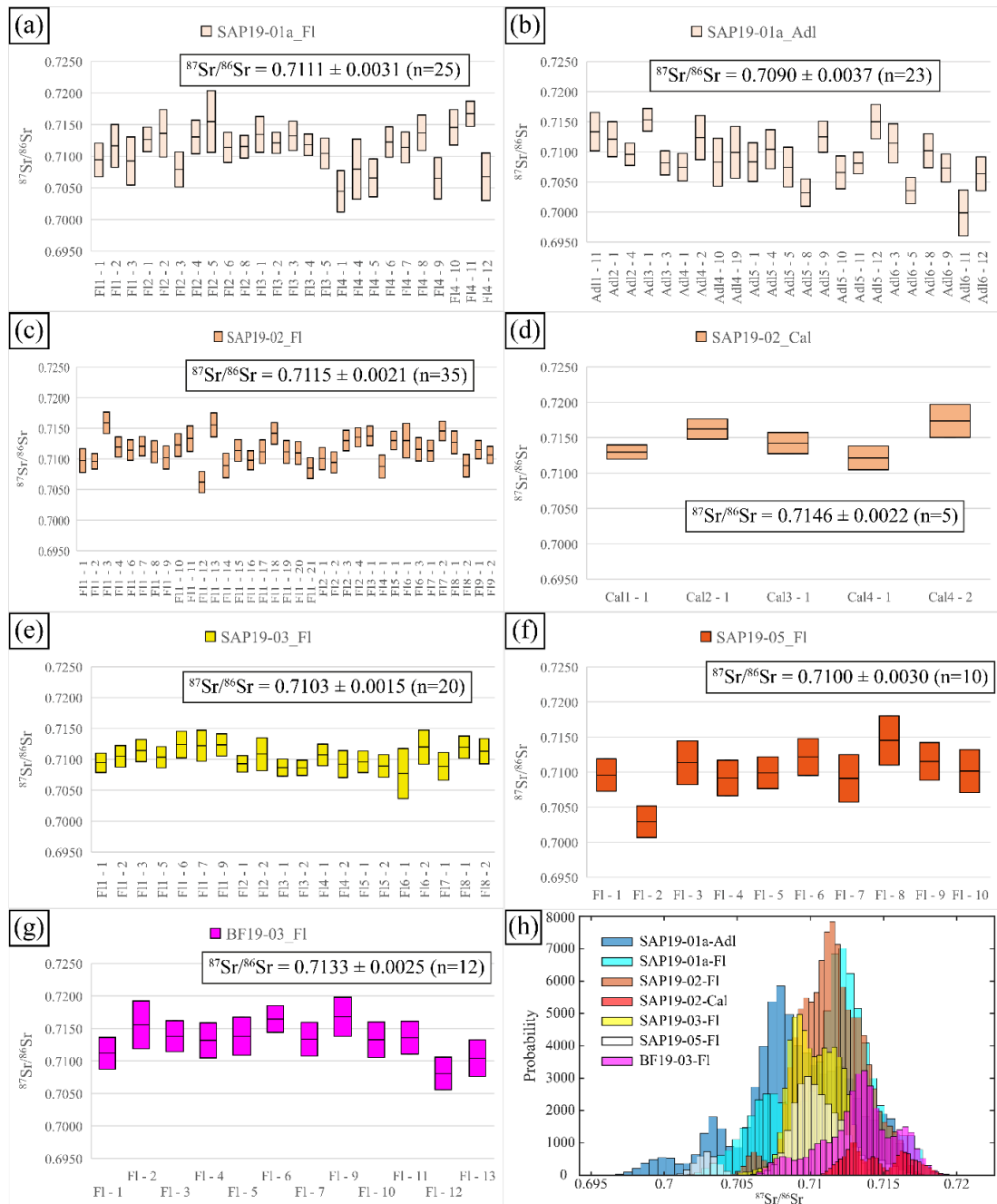


Figure 4.28 : Graphiques du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction du spot d'analyse dans les échantillons de SAP et BF, et moyenne calculée sur : SAP19-01a sur (a) fluorite et (b) adulaire ayant un ratio $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 1$; SAP19-02 sur (c) fluorite et (d) calcite ; et sur fluorite de (e) SAP19-03, (f) SAP19-05, et (g) BF19-03.

Les analyses dans les fluorites de SAP indiquent des valeurs moyennes de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ comprises entre 0.7100 ± 0.0030 (1σ , SAP19-05 ; [Figure 4.28f](#)) et 0.7115 ± 0.0021 (1σ , SAP19-02 ; [Figure 4.28c](#)). Les incertitudes de l'ensemble des fluorites de SAP se recoupent autour d'une valeur moyenne de Sr initial de 0.7110 ± 0.0024 (1σ , $n=90$; [Figure 4.28h](#)). Le ratio de Sr initial obtenu sur l'ensemble du jeu de données de BF (BF19-03) est de 0.7133 ± 0.0025 (1σ , $n=12$; [Figure 4.28g](#)) et les données en Sr initial de BF couvrent une gamme de valeurs similaire à celle de SAP ([Figure 4.28h](#)). Les grains de Fl2 présents dans la fracturation tardive associée à la deuxième phase de BF ([Figure 4.10](#); Fl2 : points 1 et 2 ; [Figure 4.28g](#)) enregistrent un ratio de Sr initial similaire à celui de la Fl1. Dans SAP, certains échantillons enregistrent une relativement forte variation du Sr initial dans les fluorites ([Figure 4.28](#)) à l'échelle d'une même zone ou d'un même grain plus qu'entre les grains. Par exemple, les fluorites de la veine la plus importante de SAP19-01a, contenant de l'adulaire ([Figure 4.4a,b,c](#)), présentent une forte variation du Sr initial (Fl4 = 0.7045-0.7167) contrairement aux fluorites des veines parallèles à la foliation principale (Fl 3 = 0.7104-0.7135 ; [Figure 4.28a](#) et [Tableau 4.6](#)). À cause des faibles concentrations en Rb dans des cristaux d'adulaires de SAP ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 1$), leur ratio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ peut être considéré comme le ratio de Sr initial. Sur ces données d'adulaire ayant un faible ratio Rb-Sr, on observe aussi une forte variation du Sr initial à l'intérieur d'un même grain. Le ratio de Sr initial obtenu sur les calcites de veines minéralisées se trouve sur la même gamme de valeur que le Sr initial des fluorites et de l'adulaire ([Figure 4.28h](#)).

4.6.2 *Datation in situ Rb-Sr sur adulaire, mica blanc et fluorite*

Au total, 80 analyses au LA-ICP-MS ont été réalisées sur 6 grains ou plages individualisées d'adulaire ($n=51$) et 29 analyses sur 4 grains ou plages individualisées de fluorite ($n=29$) sur SAP19-01a, et 73 analyses ont été réalisées sur 10 zones individualisées d'adulaire ($n=60$) et 7 grains individualisés de fluorite ($n=13$) sur BF19-03. L'ensemble des analyses est résumé dans le [Tableau 4.6](#).

Tableau 4.6 : Synthèse des données Rb-Sr sur les adulaires (Adl) et fluorites (Fl) de SAP (SAP19-01a) et de BF (BF19-03) obtenues au LA-ICP-MS.

Analysis n°	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	1σ (%)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	1σ (%)	Rho	Analysis n°	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	1σ (%)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	1σ (%)	Rho
SAP19-01a_Ad2 - 4	0.3313	1.17	0.7096	0.26	0.15	SAP19-01a_Fl4 - 5	0.3131	1.27	0.7066	0.42	0.51
SAP19-01a_Ad1 - 1	4.331	0.92	0.7215	0.29	0.12	SAP19-01a_Fl4 - 6	0.3174	1.21	0.7123	0.33	0.18
SAP19-01a_Ad1 - 2	3.246	0.50	0.7164	0.28	0.32	SAP19-01a_Fl4 - 7	0.3114	1.13	0.7114	0.34	0.30
SAP19-01a_Ad1 - 3	3.049	0.82	0.7151	0.29	0.84	SAP19-01a_Fl4 - 8	0.3203	1.14	0.7137	0.39	0.33
SAP19-01a_Ad1 - 4	4.586	0.74	0.7204	0.38	0.18	SAP19-01a_Fl4 - 9	0.2857	1.68	0.7065	0.46	0.25
SAP19-01a_Ad1 - 5	4.424	0.55	0.7152	0.20	0.12	SAP19-01a_Fl4 - 10	0.3125	1.95	0.7146	0.39	0.78
SAP19-01a_Ad1 - 6	4.641	0.61	0.7165	0.24	0.03	SAP19-01a_Fl4 - 11	0.3139	1.22	0.7167	0.28	0.05
SAP19-01a_Ad1 - 7	4.504	0.51	0.7188	0.30	0.39	SAP19-01a_Fl4 - 12	0.3146	1.08	0.7068	0.53	0.18
SAP19-01a_Ad1 - 8	4.704	0.99	0.7197	0.21	0.13	BF19-03_Ad1 - 2	58.12	3.53	0.7170	1.91	0.53
SAP19-01a_Ad1 - 9	3.405	0.97	0.7167	0.20	0.03	BF19-03_Ad1 - 4	42.45	2.52	0.7415	1.07	0.25
SAP19-01a_Ad1 - 11	0.4164	2.98	0.7133	0.45	0.06	BF19-03_Ad1 - 5	50.63	2.37	0.7438	1.61	0.24
SAP19-01a_Ad3 - 1	0.3227	1.08	0.7153	0.26	0.18	BF19-03_Ad1 - 7	65.76	3.70	0.7485	1.54	0.53
SAP19-01a_Ad3 - 2	4.185	0.68	0.7166	0.25	0.00	BF19-03_Ad1 - 8	69.10	3.19	0.7375	1.54	0.38
SAP19-01a_Ad3 - 3	0.3194	1.07	0.7082	0.28	0.13	BF19-03_Ad1 - 9	70.97	2.58	0.7363	1.20	0.36
SAP19-01a_Ad4 - 1	0.3181	1.03	0.7074	0.32	0.23	BF19-03_Ad1 - 11	69.96	3.54	0.7252	1.63	0.04
SAP19-01a_Ad4 - 2	0.3099	1.30	0.7124	0.51	0.07	BF19-03_Ad1 - 12	85.26	3.16	0.7512	1.65	0.60
SAP19-01a_Ad4 - 3	1.648	0.46	0.7151	0.32	0.19	BF19-03_Ad1 - 13	60.29	3.44	0.7254	1.31	0.13
SAP19-01a_Ad4 - 5	1.859	0.48	0.7152	0.27	0.27	BF19-03_Ad1 - 14	72.67	4.11	0.7349	2.23	0.41
SAP19-01a_Ad4 - 6	1.644	0.57	0.7148	0.23	0.57	BF19-03_Ad1 - 15	78.70	2.42	0.7302	1.00	0.42
SAP19-01a_Ad4 - 8	2.002	0.45	0.7153	0.24	0.25	BF19-03_Ad1 - 16	66.48	2.62	0.7330	1.77	0.35
SAP19-01a_Ad4 - 9	2.075	0.53	0.7135	0.26	0.17	BF19-03_Ad1 - 19	74.37	2.34	0.7370	0.88	0.22
SAP19-01a_Ad4 - 10	0.4350	2.80	0.7083	0.56	0.10	BF19-03_Ad1 - 20	55.94	1.81	0.7403	0.81	0.58
SAP19-01a_Ad4 - 11	1.929	0.97	0.7097	0.24	0.02	BF19-03_Ad1 - 21	80.34	3.03	0.7346	1.07	0.18
SAP19-01a_Ad4 - 12	2.021	0.88	0.7159	0.21	0.92	BF19-03_Ad1 - 22	70.10	2.26	0.7185	0.73	0.17
SAP19-01a_Ad4 - 15	1.449	0.66	0.7157	0.24	0.24	BF19-03_Ad1 - 23	68.89	1.85	0.7312	1.21	0.31
SAP19-01a_Ad4 - 17	2.014	0.83	0.7170	0.20	0.02	BF19-03_Ad1 - 25	57.63	2.20	0.7258	0.77	0.07
SAP19-01a_Ad4 - 19	0.3562	2.53	0.7099	0.61	0.07	BF19-03_Ad1 - 26	61.47	1.24	0.7295	0.94	0.51
SAP19-01a_Ad4 - 20	1.923	0.62	0.7149	0.18	0.01	BF19-03_Ad1 - 27	63.88	1.92	0.7261	1.17	0.25
SAP19-01a_Ad4 - 21	1.893	0.73	0.7165	0.21	0.13	BF19-03_Ad1 - 28	45.42	2.96	0.7340	0.88	0.16
SAP19-01a_Ad4 - 22	1.772	0.79	0.7142	0.20	0.56	BF19-03_Ad1 - 29	57.49	0.98	0.7361	0.84	0.18
SAP19-01a_Ad4 - 23	1.666	0.90	0.7131	0.23	0.02	BF19-03_Ad1 - 30	54.69	1.73	0.7364	1.01	0.03
SAP19-01a_Ad4 - 24	1.601	0.97	0.7159	0.29	0.26	BF19-03_Ad1 - 31	50.05	2.14	0.7230	0.87	0.54
SAP19-01a_Ad5 - 1	0.3243	2.55	0.7083	0.46	0.13	BF19-03_Ad1 - 32	71.82	2.54	0.7301	1.08	0.07
SAP19-01a_Ad5 - 3	1.705	0.70	0.7105	0.26	0.25	BF19-03_Ad1 - 33	82.09	1.33	0.7240	0.82	0.19
SAP19-01a_Ad5 - 4	0.3129	1.13	0.7104	0.46	0.06	BF19-03_Ad1 - 34	37.61	2.45	0.7295	0.97	0.13
SAP19-01a_Ad5 - 5	0.3135	1.20	0.7074	0.47	0.45	BF19-03_Ad1 - 36	76.28	2.92	0.7235	1.04	0.22
SAP19-01a_Ad5 - 6	1.784	0.79	0.7163	0.20	0.46	BF19-03_Ad1 - 37	74.51	2.54	0.7330	0.94	0.45
SAP19-01a_Ad5 - 8	0.3184	1.16	0.7032	0.33	0.25	BF19-03_Ad1 - 40	68.50	4.56	0.7249	1.96	0.16
SAP19-01a_Ad5 - 9	0.3893	1.75	0.7125	0.36	0.38	BF19-03_Ad1 - 41	64.49	3.34	0.7385	0.58	0.20
SAP19-01a_Ad5 - 10	0.8228	0.79	0.7066	0.39	0.24	BF19-03_Ad1 - 42	75.91	1.47	0.7303	1.63	0.72
SAP19-01a_Ad5 - 11	0.3359	1.72	0.7081	0.25	0.26	BF19-03_Ad1 - 43	114.67	2.46	0.7479	2.76	0.14
SAP19-01a_Ad5 - 12	0.4593	1.26	0.7150	0.40	0.16	BF19-03_Ad1 - 45	25.68	1.62	0.7213	0.89	0.02
SAP19-01a_Ad6 - 3	0.4566	0.95	0.7114	0.46	0.20	BF19-03_Ad1 - 46	31.02	4.39	0.7363	1.14	0.33
SAP19-01a_Ad6 - 5	0.3225	0.97	0.7036	0.31	0.27	BF19-03_Ad1 - 47	41.09	3.24	0.7334	1.54	0.07
SAP19-01a_Ad6 - 7	1.707	0.92	0.7160	0.28	0.28	BF19-03_Ad1 - 48	48.01	2.02	0.7305	0.83	0.10
SAP19-01a_Ad6 - 8	0.3360	1.63	0.7102	0.40	0.09	BF19-03_Ad1 - 49	59.07	1.46	0.7310	0.95	0.43
SAP19-01a_Ad6 - 9	0.3303	1.46	0.7073	0.33	0.02	BF19-03_Ad1 - 50	39.76	1.81	0.7259	1.04	0.06
SAP19-01a_Ad6 - 10	2.131	1.12	0.7138	0.27	0.22	BF19-03_Ad1 - 51	53.29	1.99	0.7227	0.96	0.40
SAP19-01a_Ad6 - 11	0.4067	1.79	0.6999	0.54	0.49	BF19-03_Ad1 - 52	44.38	1.43	0.7283	0.65	0.12
SAP19-01a_Ad6 - 12	0.3617	3.45	0.7063	0.40	0.05	BF19-03_Ad1 - 53	44.64	1.83	0.7276	0.79	0.29
SAP19-01a_Ad2 - 1	0.3145	1.06	0.7121	0.41	0.04	BF19-03_Ad1 - 54	27.79	1.38	0.7345	0.75	0.33
SAP19-01a_Fl1 - 1	0.3160	0.90	0.7094	0.37	0.11	BF19-03_Ad1 - 55	35.45	1.39	0.7246	0.79	0.51
SAP19-01a_Fl1 - 2	0.3113	1.01	0.7116	0.48	0.25	BF19-03_Ad1 - 56	24.13	1.52	0.7312	0.67	0.24
SAP19-01a_Fl1 - 3	0.3011	1.24	0.7093	0.54	0.27	BF19-03_Ad1 - 58	86.96	2.83	0.7302	0.98	0.32
SAP19-01a_Fl2 - 1	0.3157	0.93	0.7127	0.27	0.26	BF19-03_Ad1 - 60	77.86	2.94	0.7258	1.94	0.63
SAP19-01a_Fl2 - 2	0.3150	1.00	0.7136	0.52	0.28	BF19-03_Fl - 1	0.3114	0.92	0.7112	0.34	0.15
SAP19-01a_Fl2 - 3	0.3052	1.11	0.7079	0.39	0.45	BF19-03_Fl - 2	0.3199	1.02	0.7156	0.51	0.02
SAP19-01a_Fl2 - 4	0.3090	0.98	0.7130	0.37	0.18	BF19-03_Fl - 3	0.3125	0.75	0.7138	0.33	0.29
SAP19-01a_Fl2 - 5	0.3069	1.04	0.7155	0.68	0.25	BF19-03_Fl - 4	0.3130	0.89	0.7132	0.38	0.17
SAP19-01a_Fl2 - 6	0.3094	1.16	0.7114	0.33	0.00	BF19-03_Fl - 5	0.3146	1.09	0.7138	0.41	0.13
SAP19-01a_Fl2 - 8	0.3126	1.10	0.7115	0.25	0.07	BF19-03_Fl - 6	0.3156	1.01	0.7164	0.29	0.08
SAP19-01a_Fl3 - 1	0.3097	0.98	0.7135	0.40	0.19	BF19-03_Fl - 7	0.3149	1.09	0.7133	0.36	0.10
SAP19-01a_Fl3 - 2	0.3120	0.88	0.7121	0.23	0.06	BF19-03_Fl - 9	0.3097	0.90	0.7168	0.42	0.04
SAP19-01a_Fl3 - 3	0.3109	0.89	0.7132	0.33	0.46	BF19-03_Fl - 10	0.3141	0.87	0.7133	0.38	0.09
SAP19-01a_Fl3 - 4	0.3059	1.12	0.7118	0.24	0.20	BF19-03_Fl - 11	0.3167	0.71	0.7136	0.35	0.29
SAP19-01a_Fl3 - 5	0.3134	1.15	0.7104	0.34	0.48	BF19-03_Fl - 12	0.3092	0.78	0.7081	0.36	0.15
SAP19-01a_Fl4 - 1	0.3078	1.45	0.7045	0.46	0.15	BF19-03_Fl - 13	0.3147	0.96	0.7104	0.40	0.09
SAP19-01a_Fl4 - 4	0.3044	1.32	0.7080	0.67	0.34						

Les analyses Rb-Sr des adulaires de SAP forment quatre groupes d'analyses de ratio $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ proches. Certains grains d'adulaire présentent des analyses dans chacun des groupes (p. ex., Adl1 ; **Tableau 4.6**). Les grains d'adulaire automorphes avec des zonations rythmiques (**Figure 4.5d**) montrent d'importantes variations de concentration en Rb similaires aux autres grains d'adulaire analysés dans le reste de l'échantillon SAP19-01a. Le groupe ayant les teneurs les plus faibles en Rb présente des concentrations en Rb et Sr, et un ratio de Sr initial similaires à ceux des fluorites cogénétiques (**Figure 4.28a,b**). Les analyses d'adulaire définissent une isochrone indiquant un âge de cristallisation mésozoïque de 148 ± 42 Ma (MSWD=2 ; n=51) pour SAP (**Figure 4.29a**) et cénozoïque de 1.5 ± 8.7 Ma (MSWD=0.8 ; n=47) pour BF (**Figure 4.29c**). Le ratio initial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'isochrone obtenu sur les adulaires de SAP est de 0.7097 ± 0.0014 et pour BF de 0.7294 ± 0.0071 . L'âge obtenu avec l'ancrage des fluorites syngénétiques de SAP19-01a est de 134 ± 34 Ma (MSWD=1.7 ; n=76). À la différence de SAP, les adulaires de BF montrent un enrichissement supérieur en Rb et un Sr initial supérieur à celui de l'ensemble des fluorites mesurées dans BF et SAP. Les fluorites remobilisées et associées à l'adulaire dans les fractures de la minéralisation primaire et du granite (F12 ; **Figure 4.9b**) possèdent un ratio de Sr initial similaire à celui de la fluorite primaire (F11). En utilisant dans BF les fluorites comme ancrage de l'isochrone obtenue sur les adulaires, on obtient un âge de 19.6 ± 3.3 Ma (MSWD=1.2 ; n=59).

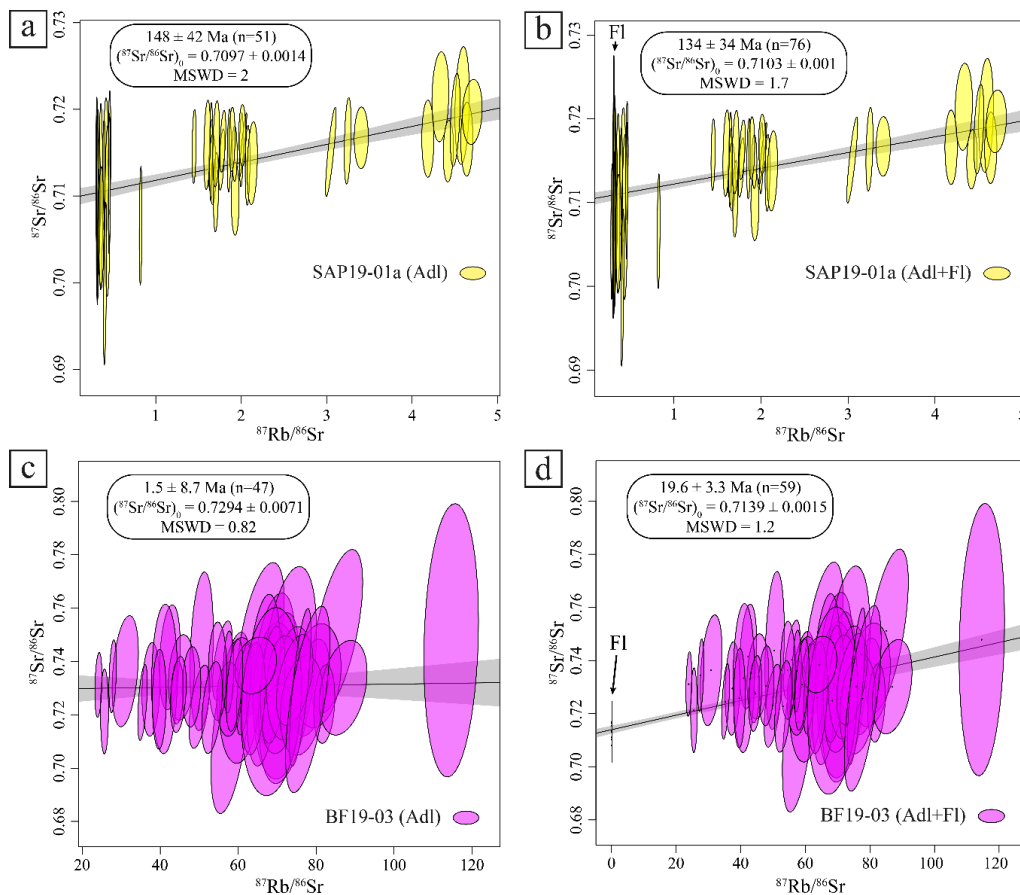


Figure 4.29 : Graphiques des ratios isotopiques Rb-Sr obtenus au LA-ICP-MS sur : (a, b) SAP (SAP19-01a) ; (c,d) BF (BF19-03). Isochrones Rb-Sr et âges calculés à partir des analyses : (a,c) d'adulaire ; et (b,d) d'adulaire plus fluorite.

Des analyses Rb-Sr ont aussi été réalisées sur des feldspaths de baryum (celsiane) et micas de l'encaissant schisteux bréchifié de SAP (SAP19-02 et SAP19-05). Les âges calculés à partir de ces analyses sont résumés sur la [Figure 4.30](#). L'âge obtenu sur les micas de l'encaissant est de 93 ± 11 Ma (MSWD=1.8 ; n=59), avec un ratio de Sr initial de 0.7118 ± 0.0013 qui correspond à celui obtenu dans les fluorites ([Figure 6.29](#)). L'âge calculé avec ancrage des micas blancs par les fluorites est de 96 ± 10 Ma (MSWD=1.7 ; n=94). Les celsianes indiquent un âge de 53 ± 78.5 Ma (MSWD=1.3 ; n=26) dans SAP19-02, de 53 ± 100 Ma (MSWD=0.8 ; n=12) dans SAP19-05 et un âge de 59 ± 55 Ma (MSWD=1.1 ; n=38) dans les deux échantillons de SAP (SAP19-02 + SAP19-05), avec un ratio de Sr initial de 0.7155 ± 0.0033 localisé dans la borne supérieure des incertitudes sur le ratio de Sr initial des fluorites de SAP ([Figure 4.28h](#)). En combinant les analyses Rb-Sr des micas blancs et des celsianes, on obtient un âge de 92.5 ± 11 Ma (MSWD=1.6 ; n=85) avec un ratio de Sr initial de 0.7121 ± 0.0011 .

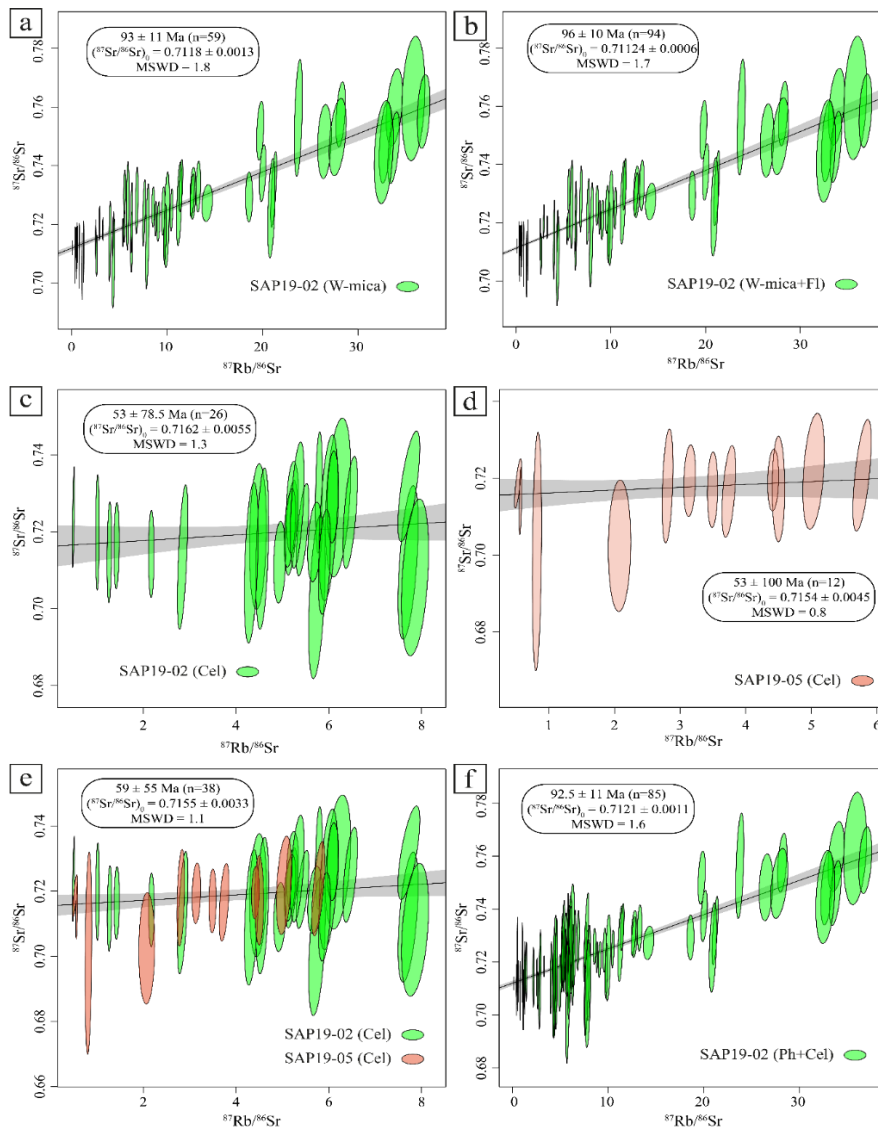


Figure 4.30 : Graphiques des ratios isotopiques Rb-Sr obtenus de SAP (SAP19-02, SAP19-05) au LA-ICP-MS sur : (a) mica blanc (SAP19-02) ; (b) mica blanc et fluorite (SAP19-02) ; celsiane sur les lames (c) SAP19-02, (d) SAP19-05, et (e) SAP19-02 + SAP19-05 ; et (f) mica blanc + celsiane (SAP19-02).

4.7 Discussion

4.7.1 Paragenèse et âge des circulations de fluide

Les veines à F-Ba-Pb-Zn-Ag de BF et SAP sont composées d'une gangue de quartz et de fluorite principalement accompagnée d'un minerai à galène, sphalérite et chalcopirite disséminées (Figure 4.4 et Figure 4.8). Dans les deux veines, les observations pétrographiques et microstructurales ont mis en évidence deux épisodes de cristallisation avec des paragenèses très proches (Figure 4.31). Les différences entre BF et SAP sont limitées et principalement attribuées à des variations de lithologie d'encaissant. La calcite est seulement observée dans les veines recoupant les sédiments mésozoïques (SAP). L'altération respective des albites et biotites en adulaire (Adl2) et chlorite est seulement observée à l'éponte granitique de BF. Ces paragenèses sont en accord avec les observations et paragenèses d'Ochoa Alencastre (1979) et Sivade (1989), qui documentent en complément de la barytine et de la tétraédrite du fait de leur échantillonnage bien plus important à SAP et BF, mais aussi dans les autres minéralisations du Rocheray. Il faut également rappeler que la barytine observée sur le terrain n'a pas été trouvée en association avec les échantillons minéralisés présentés dans cette étude. Malgré ces différences mineures, la description et l'interprétation générale concernant la majorité des phases est similaire à celles de la littérature avec la formation d'une minéralisation principale affectée postérieurement à sa cristallisation par de la tectonique et/ou du métamorphisme accompagné par des quantités variables de fluides.

La minéralisation principale des veines du Rocheray est composée de quartz (Qz1), fluorite (F11), calcite (Cal1), adulaire (Adl1), galène (Gn1), sphalérite (Sp1) et chalcopirite (Ccp1 ; Figure 4.5d,e ; Figure 4.6c ; Figure 4.8 et Figure 4.10b,d,e), avec une granulométrie grossière (typiquement de 0,1-1 mm), des habitus automorphes et des zonations de croissance hydrothermale. L'âge obtenu par datation Rb-Sr in situ de l'Adl1 et des F11 de SAP est de 134 ± 34 Ma pour cette paragenèse principale. Cet âge est compatible avec un événement majeur de minéralisation lié à la phase de rifting qui sera discuté plus abondamment dans le modèle métallogénique (partie 4.7.2).

L'impact de l'orogénèse alpine sur la remobilisation des veines mésozoïques s'identifie d'abord par chronologie relative via les observations structurales, pétrographiques et microstructurales. Cette reprise est attribuée à la fin-Eocène à début Oligocène selon Sivade (1989), lors de la déformation alpine (collision) dans les MCE avec l'activation du chevauchement du Front Pennique vers l'ouest autour de 35 Ma (Ceriani et al., 2001) et au début de l'enfouissement des MCE (Bellanger et al., 2015; Cenki-Tok et al., 2014; Rolland and Rossi, 2016; Simon-Labric et al., 2009). Cette reprise est limitée dans nos échantillons et caractérisée par une recristallisation fine (typiquement quelques microns) de la gangue en Qz2-F12±Cal2 et du minerai en Gn2-Sp2±Ccp2, en bordure des grains primaires (p. ex., Qz2 ; Gn2 ; Figure 4.9e) et dans leurs fractures (p. ex., F12 ; Qz2 ; Figure 4.5b). Le Qz2 est également observé sous

forme de veines stériles recoupant la minéralisation primaire (Figure 4.4d,e,f et Figure 4.8a,b), sans évidence de (re)mobilisation majeure des minéralisations sulfurées. Au moins deux étapes semblent se superposer notamment à partir des déformations observables dans le Qz2 recoupant la minéralisation mésozoïque à SAP (Figure 4.5 et Figure 4.6a), ce qui est en accord avec les observations de Sivade (1989). L'âge autour de 20 Ma obtenu par datation in situ Rb-Sr sur les Adl2 dans la veine de BF est cohérent avec l'âge des circulations de fluides associées à la mise en place et à la remobilisation des minéralisations à Pb-Zn-Ag dans la bordure orientale de Belledonne (PEN, LGV ; Figure 3.1). Pareillement à la minéralisation de PEN, l'âge obtenu ne permet pas de discriminer temporellement les deux étapes de déformation, qui peuvent avoir eu lieu dans un laps de temps plus court que l'incertitude sur les âges de ~3 Ma.

Mineral		Mesozoic mineralization	Alpine miocene remobilization
Gangue	Quartz	<u>Qz1</u>	<u>Qz2</u>
	Fluorite	<u>F11</u>	<u>F12</u>
	Calcite	<u>Cal1</u>	<u>Cal2</u>
	Adularia	<u>Adl1</u>	<u>Adl2 (granite alteration)</u>
	Chlorite		<u>Granite alteration</u>
Ore	Galena	<u>Gn1</u>	<u>Gn2</u>
	Sphalerite	<u>Sp1</u>	<u>Sp2</u>
	Chalcopyrite	<u>Ccp1</u>	<u>Ccp2</u>
	Pyrite	<u>Py1</u>	

Observed in: **—** BF, SAP **—** BF **—** SAP

Figure 4.31 : Synthèse paragenétique de nos observations des veines de BF et SAP. Les paragenèses des deux veines sont similaires, à l'exception de variations minimales liées principalement à un biais d'échantillonnage, impliquant un même contexte de minéralisation (voir discussion).

4.7.2 Caractérisation des circulations hydrothermales

4.7.2.1 Contraintes sur la composition des fluides minéralisateurs

Les nouvelles données obtenues sur les inclusions fluides, notamment grâce à la nouvelle plateforme développée au laboratoire ISTerre durant cette thèse, permettent avec la combinaison des données pétrologiques et les observations microstructurales fines de contraindre les circulations de fluides à l'origine de la cristallisation des minéralisations à F-Ba-Pb-Zn-Ag du massif du Rocheray. La caractérisation chimique des inclusions fluides dans les minéraux métalliques (p. ex., sphalérite, pyrite)

est une approche majeure permettant de déterminer si le fluide responsable de la cristallisation des minéraux métalliques est similaire à celui piégé lors de la formation de la gangue, ce qui permet de mettre en lumière le caractère pulsatile des circulations de fluides au cours de l'activité hydrothermale (Pettker et al., 2012; Stoffell et al., 2008). L'étude des fluides dans les minéraux métalliques est plus difficile que dans les minéraux non métalliques (p. ex., quartz), du fait de leur opacité et de la composition de leur matrice souvent plus diverse en éléments. Enfin les minéraux métalliques se déforment et sont plus facilement remobilisables lors du métamorphisme et/ou du métasomatisme que le quartz. Malgré ces contraintes et difficultés, les caractéristiques physico-chimiques des fluides à l'origine de la cristallisation des sphalérites de BF et SAP ont été déterminées avec succès par analyse microthermométrie, Raman et La-ICP-MS, et seront discutées ci-dessous (Figure 4.24).

Les données de microthermométrie révèlent deux ensembles d'inclusions fluides dans la gangue (quartz, fluorite) et la minéralisation (sphalérite) de BF et SAP (Figure 4.32). Le premier ensemble (IF1) regroupe les inclusions primaires de BF et SAP (SpP1-SAP, SpP2-SAP, FIP-SAP, SpP-BF, QzP1-BF, QzP2-BF, FIP-BF) de la minéralisation principale (Sp1, Qz1, Fl1). Les IF1 enregistrent des T_h entre 110 (SpP-BF) et 175 °C (QzP1-BF) et des T_m ice entre 0 (SpP-SAP) et -10.2 °C (FIP-BF) correspondant à des salinités comprises entre 0 et 14.2 wt% (toutes les salinités présentées sont en wt% équivalent NaCl). Dans l'intervalle de l'ensemble IF1, se trouvent les inclusions secondaires FIS-SAP et SpS-BF observées dans la paragenèse mésozoïque avec des T_h comprises entre 130°C et 146 °C et des T_m ice -7.2 °C (10.7 wt%) et -0.9°C (1.6 wt%). Le second ensemble (IF2) regroupe les inclusions secondaires de la Fl1 et primaires de la Fl2 de BF (regroupées sous le nom de FIS-BF), qui montrent des T_h (164.9 à 215.6 °C) plus élevées que celles de IF1 décrites précédemment, pour des T_m ice (-4.1 à -0.9 °C) relativement basses et donc des salinités (1.6-6.6 wt%) plus faibles (Figure 4.21). Sur la Figure 4.32, nos données d'inclusions fluides de IF1, et notamment FIP-SAP et FIP-BF, recoupent les données de fluorite primaire acquises par Ochoa Alencastre (1979) et les T_h obtenues par Sivade (1989) dans la fluorite primaire (Fl1-Sivade) et dans la fluorite tardive (Fl3-Sivade). Contrairement à Ochoa Alencastre (1979), nos données d'inclusions secondaires dans la fluorite ne montrent pas une diminution des T_h et T_m ice par rapport aux inclusions primaires, mais plutôt une augmentation des T_h pour des T_m ice basses dans BF, et des valeurs similaires aux inclusions primaires dans SAP. Ochoa Alencastre (1979) observe trois populations d'inclusions fluides dans le quartz des minéralisations du Rocheray (primaire, pseudoprimaire, et secondaire) dont les données T_m ice- T_h ne se trouvent pas dans les intervalles IF1 et IF2 définis par nos données. Seule la T_h de ses inclusions secondaires (~170 °C) et pseudoprimaire (~220 °C) se trouve dans l'intervalle de T_h de nos IF2. Les inclusions primaires et pseudoprimaires mesurées par Ochoa Alencastre (1979) l'ont probablement été dans l'un des types de quartz non observé dans nos échantillons ou dans des équivalents de notre Qz2 vu à SAP (Figure 4.6a) qui serait moins déformé avec des inclusions fluides primaires préservées. L'absence de barytine dans les échantillons représente un véritable biais pour l'étude des inclusions fluides quant à la salinité maximale des saumures

à l'origine de la cristallisation des minéralisations du Rocheray, avec des T_m ice comprises entre -12.3°C et -23.5°C (16.2- 24.6 wt%) d'après [Ochoa Alencastre \(1979\)](#).

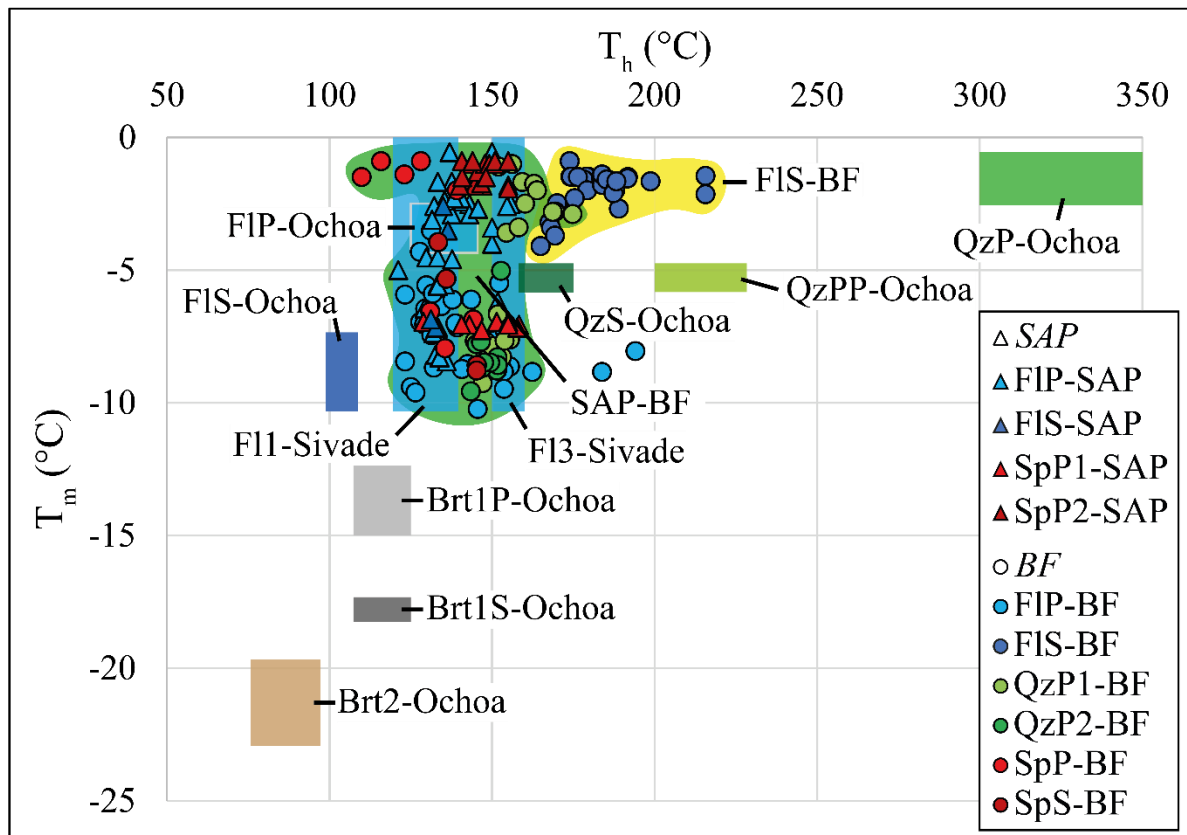


Figure 4.32 : Synthèse de nos données de microthermométries et de la littérature ([Ochoa Alencastre, 1979](#); [Sivade, 1989](#)) sur les inclusions fluides des minéralisations du massif du Rocheray. Brt1P-Ochoa : Inclusions primaires de la barytine primaire (I) ; Brt1S-Ochoa : Inclusions secondaires de la barytine primaire (I) ; Brt2-Ochoa : Inclusions primaires et secondaires de la barytine secondaire (II) ; F11-Sivade : Inclusions de la fluorite (I) ; F13-Sivade : Inclusions de la fluorite (III) ; FIP-Ochoa : Inclusions primaires de la fluorite ; FIS-Ochoa : Inclusions secondaires de la fluorite ; QzP-Ochoa : Inclusions primaires du quartz ; QzPP-Ochoa : Inclusions pseudoprimitives du quartz ; QzS-Ochoa : Inclusions secondaires du quartz.

Les veines de BF et SAP partagent des caractéristiques communes de chimie de fluides avec les gisements de discordance socle/couverture et notamment avec ceux de l'Europe de l'Ouest (i.e., veines de fluorite mésozoïque, minéralisations Pb-Zn de type "MVT" ou "Irish" encaissées dans les carbonates ; [Boiron et al., 2010](#) et références incluses), telles que : (1) une évolution continue des données T_m ice- T_h entre deux pôles de salinité différents dans l'ensemble d'IF1 impliquant le mélange entre une saumure avec des T_m ice basses allant jusqu'à -10°C dans nos données, et jusqu'à -22°C dans la barytine ([Ochoa Alencastre, 1979](#)) pour des $T_h \sim 140^{\circ}\text{C}$ ($\sim 80^{\circ}\text{C}$ dans la barytine) et un fluide peu salé, dit de recharge (T_m ice les plus chaudes avoisinant les 0°C) avec une T_h moyenne légèrement plus chaude que la saumure d'une dizaine de degrés ($\sim 150^{\circ}\text{C}$) à plus de 70°C de différence avec la barytine ($\sim 80^{\circ}\text{C}$) ; et (2) de faibles ratios molaires Na/K (< 15) et Na/Ca (< 10) similaires par exemple aux minéralisations à Pb-Zn-F du Haut Poitou ou aux gisements de fluorite des Asturies et du NE de

l'Espagne (Figure 4.33; Boiron et al., 2010 et références incluses). Les données d'inclusions fluides révèlent la présence de saumures de type Na-Ca-K-(Li) dans les IF1 de SAP (SpP-SAP ; FIP-SAP), Na-K-(Ca-Mg-Li) dans les IF1 de BF (QzP2-BF ; FIP-BF) et Na-K-Mg-(Ca?) dans les IF2 de BF (FIS-BF). Sur la Figure 4.33, les données de SpP-SAP indiquent une évolution d'une saumure riche en Na vers une saumure plus riche en Ca-K et appauvrie en Na suggérant l'albitisation du socle au contact de la saumure lors de sa pénétration en profondeur. Les données du quartz de BF indiquent une autre tendance avec l'évolution d'une saumure riche en Na vers une saumure riche en K, suggérant l'adularisation du socle au contact de la saumure à proximité de la discordance, comme dans le Haut Poitou, mais aussi la formation d'adulaire mésozoïque (Adl1) dans les veines de BF, remobilisée lors la phase alpine au moins à l'éponte des veines. Lors de l'évaporation de l'eau de mer, la concentration en Li n'excède pas 4.09 ppm et 24.5 ppm dans les sels et les saumures les plus riches, pour des salinités atteignant 50.5 wt% (Fontes and Matray, 1993). L'enrichissement en Li (jusqu'à 492 ppm) observé dans les inclusions fluides primaires ne peut donc ni provenir de l'évaporation de l'eau de mer, ni de la dissolution d'évaporite au vu de leurs trop faibles concentrations. On suggère donc que la source du Li sont les micas du socle varisque (p. ex., biotite) altérés lors de la pénétration des saumures dans le socle varisque du Rocheray. Les IF1 de la fluorite de SAP et BF présentent des concentrations très proches sur le Li, Na, K, Rb et Cs (Figure 4.25), qui suggèrent une source des fluides commune à minima pour la saumure circulant dans le socle à l'origine des deux veines. Les plus faibles concentrations en Ca et l'enrichissement en K enregistrés dans les fluides de QzP2-BF (Figure 4.26a,b) suggèrent le mélange entre deux saumures, l'une évoluée (observée dans FIP-BF) et l'autre peu évoluée provenant probablement de l'évaporation de l'eau de mer avec un fluide moins salé d'origine météorique ou eau de mer, et/ou l'évolution de la chimie du mélange de fluides au cours de la minéralisation, avec un diachronisme de la cristallisation des phases commençant alors par la fluorite (enregistrement du fluide le plus évolué) et entraînant un appauvrissement important du Ca dans le réservoir de fluides. La plus forte concentration en Mg des inclusions de BF (Figure 4.25) pourrait indiquer une source de fluide plus proximal et moins évolué que SAP au vu du risque fort de métasomatisme-Mg avec le socle ou de dissolution de la calcite avec la couverture carbonatée en discordance sur le socle. Une fois la salinité des fluides acquise, – par évaporation de l'eau de mer et/ou de la dissolution d'évaporite par de l'eau de mer ou un fluide météorique – ils sont capables de transporter des concentrations significatives de Zn, Pb, Mn et Fe (p. ex., Piqué et al., 2008). Dans les saumures de BF et SAP, les concentrations variables mais importantes de Pb, Cu, Zn, Mn et Fe sont similaires à celles des minéralisations de type MVT ou de veines similaires à métaux de base et fluorite-barytine (Piqué et al., 2008 et références incluses) dans les IF1 à l'exception de SpP-SAP (sauf pour le Ba). Plus rare, le Sb est mesuré dans toutes les inclusions sauf celle de SpP-SAP. Dans les IF2, l'enrichissement en Pb du fluide est corrélé à l'Ag, indiquant que la Gn1 doit être en partie dissoute lors de la remobilisation alpine. Pour les IF1, les fortes concentrations en métaux observées ne peuvent provenir de l'évaporation de l'eau de mer et impliquent donc la présence d'une autre source comme le granite varisque (Piqué et al., 2008 ; Boiron et al., 2010 et références incluses).

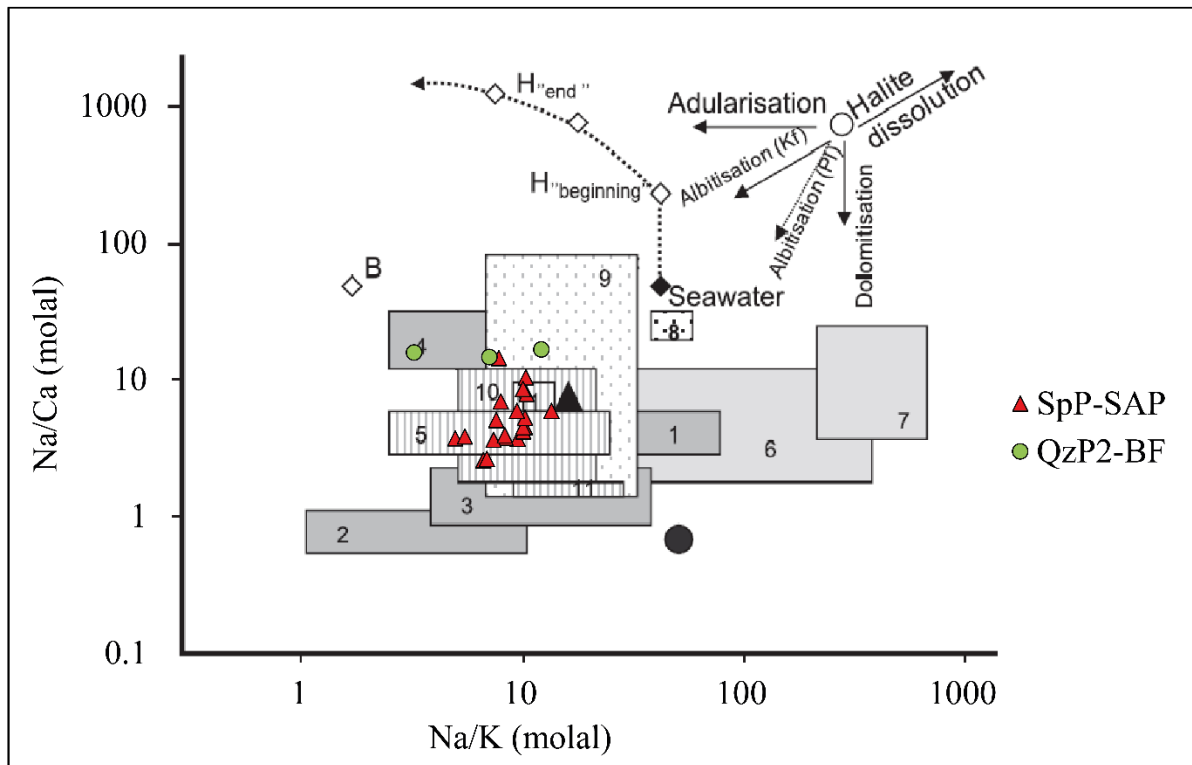


Figure 4.33 : Diagramme Na/Ca vs. Na/K en ratios molaires, des données chimiques d'inclusion fluide dans quelques gisements de discordance socle-couverture à travers le monde (Boiron et al., 2010 et références incluses) et des minéralisations de SAP (SpP-SAP) et de BF (QzP2-BF) du Rocheray. Les rectangles représentent la chimie des fluides : des gisements géants d'U dans les bassins protérozoïques (Australie, Canada, Gabon ; rectangles gris foncé, n°1-4), les saumures de gisements pétroliers et de bassins profonds (rectangles gris clair, n°6-7), les gisements Pb-Zn encaissés dans des carbonates (Silésie supérieure en Pologne ; rectangles à points noirs, n°8-9), et les gisements de fluorite (Haut Poitou, Asturies, NE de l'Espagne ; rectangles hachurés verticalement, n°5,10-11). Rond noir : fluides extrêmement riches en Ca ; triangle noir : fluides du graben du Rhin ; diamant noir : eau de mer ; diamant blanc : eau de mer ayant passé la saturation de la halite. Les flèches indiquent les principales tendances en lien avec les interactions fluide-roche. H : Halite ; B : Bischofite ; Pl : Plagioclase ; KF : K-feldspar. À noter que les données de SAP se superposent avec celles des gisements de fluorite d'Europe de l'Ouest (rectangles hachurés verticalement) et qu'elles indiquent une évolution d'une saumure riche en Na vers une saumure plus riche en Ca-K et appauvrie en Na, suggérant l'albitisation du socle au contact de la saumure. Les données du quartz de BF indiquent une autre tendance avec l'évolution d'une saumure riche en Na vers une saumure riche en K suggérant l'adularisation du socle à proximité de la discordance comme dans le Haut Poitou.

4.7.2.2 Contraintes sur les conditions P-T des minéralisations

La température de mise en place des veines de BF et de SAP a été établie en couplant les géothermomètres basés sur la composition des inclusions fluides, la mesure des traces dans les sphalérites (GGIMFis de Frenzel et al. 2016) et la composition des chlorites. Les températures ont été attribuées à la minéralisation primaire ou à la (re)cristallisation secondaire en se basant sur les observations pétrographiques. De plus, la microthermométrie sur les inclusions fluides permet d'obtenir la température minimale de cristallisation (T_h) ainsi que des isochores pour chaque population d'inclusions fluides qui ont pu être utilisées pour estimer la pression de piégeage.

La variété de paires salinité-température observée dans les différentes inclusions fluides indique qu'à chaque étape de circulation de fluide, un taux distinct de mélange entre les deux fluides est enregistré (Boiron et al., 2010). L'équilibre fluide/solide n'est alors pas forcément obtenu. Par exemple, le géothermomètre Na/K, l'un des plus utilisés, se base sur l'équilibre entre les feldspaths plagioclase et potassique (Fournier, 1979). Tous les géothermomètres basés sur des rapports de cations sont empiriques, ils sont adaptés à différentes compositions en sels dans les fluides et/ou température, et sont plus ou moins sensibles à des mélanges de fluides. Parmi les plus utilisés on trouve le géothermomètre SiO₂ (p. ex., Fournier, 1977), Na-K (Can, 2002; Fournier, 1979; Michard, 1990; Verma and Santoyo, 1997), Na-K-Ca-(correction Mg ; Fournier and Potter, 1979; Fournier and Truesdell, 1973), Na-Li (Fouillac and Michard, 1981; Verma and Santoyo, 1997), Mg-Li (Kharaka and Mariner, 1989) et Na-K-Mg (Giggenbach, 1988), pour ne citer qu'eux. L'équilibre minéral-fluide ou fluide-fluide est assumé pour l'utilisation de ces géothermomètres. Dans le cas contraire, comme souvent dans les gisements de discordance socle/couverture, les ratios molaires Na/K obtenus sur les inclusions fluides sont beaucoup plus faibles que ceux prédits par le géothermomètre Na/K pour des températures de p. ex., 100-200 °C (Na/K = [13; 69] mol.L⁻¹; Verma and Santoyo, 1997) indiquant une absence d'équilibre.

Les températures obtenues à partir des éléments traces dans les sphalérites primaires de BF (155-190 °C) et SAP (175-215 °C) indiquent des gammes de températures similaires à celles obtenues à partir de la chimie des inclusions fluides primaires dans la sphalérite de SAP (Na-K-Ca, Rb-Na ; 135-205 °C), et dans la fluorite de BF (Na-Li ; 175-210 °C) et de SAP (Rb-Na ; 135-185 °C). L'intersection de l'intervalle de température de Sp1 de BF avec les isochores des inclusions primaires de BF donne une pression de piégeage de 0.4-1 kbar (Figure 4.34). Celle de Sp1 de SAP intercepte les isochores des inclusions primaires (SpP-SAP, FIP-SAP) à une pression de piégeage légèrement plus élevée de 0.9-1.3 kbar. Les intervalles de pression obtenus par l'intersection entre les températures des fluides et les isochores de la même population sont respectivement de 0.4-0.7 kbar pour SpP-SAP, 0.6-0.75 kbar pour FIP-SAP et 0.9-1.3 kbar pour FIP-BF. La minéralisation primaire se serait donc formée pour des températures entre 150 et 210 °C et des pressions entre 0.4 et 1.3 kbar (Figure 4.34a). Lors de la formation des veines du Rocheray (~134 Ma), la marge européenne est amincie possédant probablement un gradient métamorphique de type Abukuma-Rioke (BP-HT) de 50°C/km. En émettant l'hypothèse que la température des fluides est à l'équilibre avec l'encaissant, on peut estimer que la profondeur de formation des veines serait entre 3 et 4.2 km. Cette estimation de la profondeur de cristallisation est en partie concordante avec l'estimation de la profondeur réalisée à partir des pressions enregistrées par les inclusions fluides, entre 1 et 3.4 km. Les différences de profondeurs estimées à partir de la température ou de la pression peut s'expliquer soit par un fluide plus chaud que son encaissant lors de la cristallisation, soit par une formation en condition de gradient hydrostatique.

Une température principale comprise autour de 300 °C est obtenue sur les quelques inclusions secondaires de la F11 et primaires de la F12 de BF (IF2). Pour ce qui est de la remobilisation secondaire,

la courbe de mélange entre des sphalérites primaires enrichies en Cu, Ga, Ge, As, Ag, Sn et Sb, et des sphalérites partiellement recristallisées et appauvries dans ces éléments indique une température minimale de remobilisation autour de 250 °C, compatible avec la température des IF2 (Figure 4.15). Cette hypothèse est corroborée par la température comprise entre 279 ± 25 °C et 314 ± 45 °C calculée sur la chlorite de l'encaissant, attribuée au métamorphisme alpin (Figure 4.9c et Figure 4.18). Ces températures sont cohérentes avec les températures métamorphiques autour de 300°C obtenues dans les sédiments mésozoïques autour du Rocheray (Bellanger et al., 2015). En considérant une température de recristallisation alpine autour de 300 °C, l'intercepte avec les isochores de FIS-BF donne une pression de piégeage entre 1.5 et 2.1 kbar.

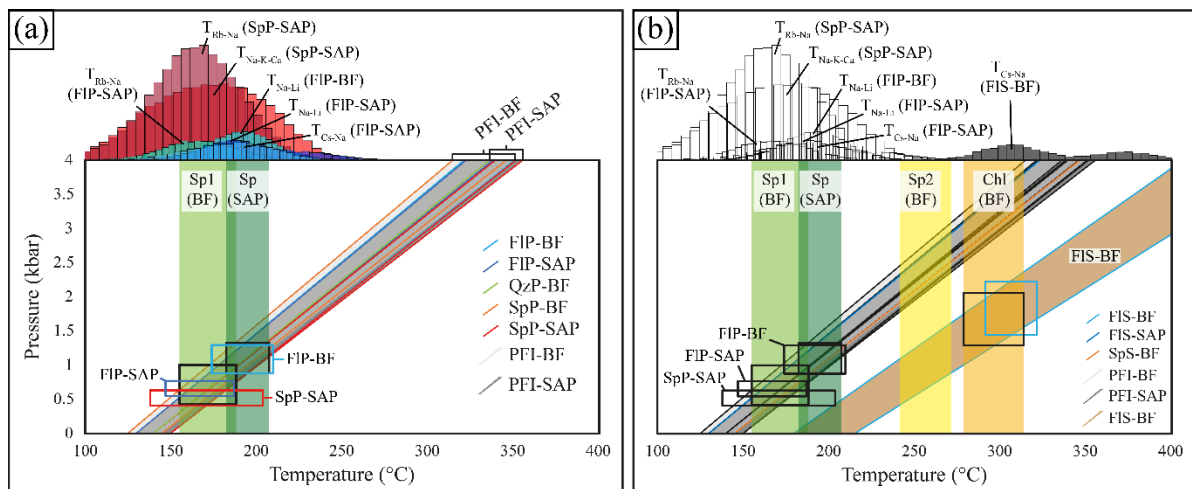


Figure 4.34 : Résultats géothermobarométriques obtenus sur les inclusions fluides des minéralisations de BF et SAP. Isochores P-T moyens calculés à partir des mesures microthermométriques des inclusions fluides dans la sphalérite, le quartz et la fluorite, montrant deux principaux épisodes de circulation de fluide (a) dans les inclusions primaires et (b) dans les inclusions secondaires de la fluorite de BF (FIS-BF). Les estimations P-T de la minéralisation principale (a) sont obtenues par l'intersection avec l'intervalle de température déterminé par le géothermomètre GGIMFis utilisant les éléments traces dans les sphalérites (155-215°C) et par les géothermomètres chimiques Na-K-Ca et Rb-Na (135-205 °C) pour SpP-SAP, Na-Li (175-210°C) pour FIP-BF, et Rb-Na (135-185 °C) pour FIP-SAP, basé sur la composition du fluide piégé dans les différentes phases. Les estimations P-T de la remobilisation (b) sont obtenues par l'intersection avec l'intervalle de température déterminé par le géothermomètres chimiques Cs-Na (300-375 °C) pour FIS-BF. Cela donne une estimation de la pression de 0.4-1.3 kbar pour la minéralisation principale et de 1.5-2.1 kbar pour la remobilisation. PFI : inclusion fluide primaire.

4.7.3 Modèle métallogénique primaire mésozoïque

Les minéralisations à F-Ba-Pb-Zn-Ag (Figure 4.1) se présentent sous forme de veines le long de failles subverticales d'orientation NE-SO (p. ex., SAP et BF) affectant le granite calco-alcalin du MCE du Rocheray (295-305 Ma ; Debon and Lemmet, 1999; Guillot et al., 2009) et la couverture sédimentaire liasique (SAP ; Figure 4.2) ou sous forme de stratoïde dans les carbonates du Trias recouvrant le socle quand ils ne sont pas érodés (p. ex., Montvernier ; Ochoa Alencastre, 1979). Ces veines d'une puissance

allant jusqu'à 12 mètres et dépassant les 250 mètres de profondeur (SAP ; [Ochoa Alencastre, 1979](#)) ont un âge mésozoïque, dont un âge absolu à 134 ± 34 Ma a été obtenu par datation Rb-Sr in situ dans de l'adulaire automorphe et de la Fl1. Cet âge de la minéralisation primaire entre le Jurassique moyen et le Crétacé inférieur est en accord avec la mise en place post-Lias, observée par le recoupement des dolomies du Trias et des schistes liasiques au niveau du tégument SE du filon de SAP ([Figure 4.2](#)). Une chronologie relative similaire de mise en place des minéralisations post-liasique avait été précédemment établie avec la veine de SAP recoupant les schistes noirs du Toarcien ([Sivade, 1989](#)), et les filons stratoïdes (p. ex., Montvernier) encaissés dans les carbonates du Trias eux-mêmes recouverts par les schistes liasiques ([Ochoa Alencastre, 1979](#); [Sivade, 1989](#)). D'un point de vue plus général, cet âge nous indique que la minéralisation à F-Ba-Pb-Zn-Ag se met en place entre la fin du rifting (Jurassique moyen) et l'ouverture de l'océan Ligure (Téthys Alpine) avec la subsidence de la marge passive (Jurassique inférieur-Crétacé supérieur ; [Lemoine et al., 1986](#) ; [Figure 4.35](#) et [Figure 4.36](#)). L'extension et le rifting de la ride Téthys-Atlantique Central-Caraïbe commence à la fin du Trias (240-230 Ma ; [Laville et al., 2004](#); [Schettino and Turco, 2011](#)) et entraîne l'éclatement du supercontinent Pangée ([Figure 4.35](#)). Cette tectonique extensive permet l'infiltration de fluides superficiels (eaux météoriques et/ou fluides de bassin) le long des failles normales, qui vont altérer le socle (albitisation) et s'enrichir en métaux à son contact pour former des saumures relativement salées. Une fois réchauffées, ces saumures minéralisées remontent et rencontrent un fluide de recharge (peu salé) entraînant la précipitation des métaux et du F par dilution le long des grands accidents extensifs (adularisation du socle). La minéralisation primaire se met ainsi en place à faible profondeur, pour des pressions entre 0.5 et 1.3 kbar et des températures de 150 à 210 °C.

Le modèle de formation des minéralisations à F-Ba-Pb-Zn-Ag du Rocheray apparaît ainsi cohérent, en termes de conditions P-T-t-chimie des fluides, avec la mise en place d'autres circulations de fluides et minéralisations hydrothermales d'Europe de l'Ouest et du Maghreb ([Burisch et al., 2022](#); [Cathelineau et al., 2012](#)), notamment avec la formation de minéralisations de discordance socle/couverture à fluorite et Pb-Zn de type MVT (Mississippi-Valley-Type; p. ex., SE du massif Central, [Aquilina et al., 2011](#)) et "Irish" (p. ex., les Massifs Côtiers Catalan, [Piqué et al., 2008](#) ; Haut Poitou, NE du Massif Central, [Cathelineau et al., 2012](#), et références dans [Boiron et al., 2010](#), et [Burisch et al., 2022](#)). En comparant avec les modèles de minéralisations similaires en Europe occidentale et au Maghreb, plusieurs questions peuvent être soulevées :

L'origine des saumures : Primaire et/ou secondaire ?

Le rôle des évaporites du Trias semble avoir joué un rôle crucial dans la formation des saumures par dissolution par un fluide météorique ou d'eau de mer. En effet, ces évaporites se sont formées lors de la pénélplanation de la chaîne Varisque et se retrouvent donc sur la majorité de son socle. Dans les Alpes, lors de la collision, les évaporites du Carnien ont été fortement déformées et ont servi de zone préférentielle de décollement des nappes, notamment dans les Alpes internes. Au Rocheray, on retrouve

l'une de ces nappes avec des évaporites à sa base à quelques kilomètres au nord et à l'est du massif (en base de nappe de l'Ultra-Dauphinois au NE du Rocheray, [Figure 4.1](#) ; [Barféty, 1985](#)). Afin de déterminer l'origine entre une saumure primaire issue de l'évaporation de l'eau de mer et une saumure secondaire issue de la dissolution des évaporites du Carnien, des mesures des halogènes (i.e., Cl et Br) dans les inclusions fluides des minéralisations du Rocheray seraient nécessaires ([Grandia et al., 2003](#)).

Le rôle majeur de la pénétration des saumures en profondeur dans le socle :

L'extraction des métaux nécessite la présence d'un socle érodé avec la formation d'un régolithe ou d'une surface altérée et oxydée qui facilite postérieurement l'extraction des métaux par les saumures. La pénétration des fluides de bassins dans le socle altéré est indiquée par une chimie des fluides primaires évoluant d'une saumure dominée par le Na vers une saumure riche en Ca-K-(Li) ([Figure 4.26a,b](#)) suggérant des interactions fluides-roches entraînant l'albitisation (SpP-SAP ; [Figure 4.33](#)) du socle lors du passage de fluides en profondeur ([Banks et al., 2002](#)). Les circulations de saumures dans le socle entraînent une altération massive des feldspaths (source du Pb et Ba) et des biotites (source du F et probablement du Zn), considérés comme étant la source principale des éléments libérés ([Boiron et al., 2010](#) et références incluses ; [Piqué et al., 2008](#); [Sizaret, 2002](#); [Sizaret et al., 2009](#)). Les analyses chimiques des feldspaths et des micas constituant le granite du Mont-Blanc cogénétique de celui du Rocheray indiquent des concentrations relativement élevées en métaux (~10-1000 ppm), ce qui confirme le potentiel de source des métaux pour le socle varisque du Rocheray ([Rolland and Rossi, 2016](#)). La présence de spilite triasique riche en F (jusqu'à 2820 ppm) au-dessus du socle varisque et pincée dans les veines (p. ex., SAP) est aussi une source possible du F et des métaux ([Ochoa Alencastre, 1979](#)). Enfin, les eaux de recharge peuvent aussi pénétrer en profondeur comme dans le modèle analogue de la zone géothermique de Soultz ([Boiron et al., 2010](#)).

Les moteurs de la circulation des fluides :

Deux moteurs principaux peuvent être impliqués dans les circulations de fluides et dans l'enfouissement et l'exhumation des fluides profonds. Dans les gisements MVT, [Leach et al. \(2001\)](#) propose les hauts topographiques comme l'un des moteurs des circulations de fluides. De plus, un flux de chaleur anormal principalement lié à l'amincissement crustal est souvent identifié comme moteur des circulations de fluides impliquant la formation de cellules de convection ([Boiron et al., 2010](#)). Dans les Alpes occidentales, l'amincissement crustal est lié à une accélération de la subsidence de la marge européenne et à une tectonique décochante dextre le long des failles normales à la fin du Jurassique et au début du Crétacé ([Lemoine et al., 1986](#)).

4 Les veines à F-Ba-Pb-Zn-Ag du massif cristallin externe du Rocheray : Bois Feuillet (BF) et le Sapey (SAP)

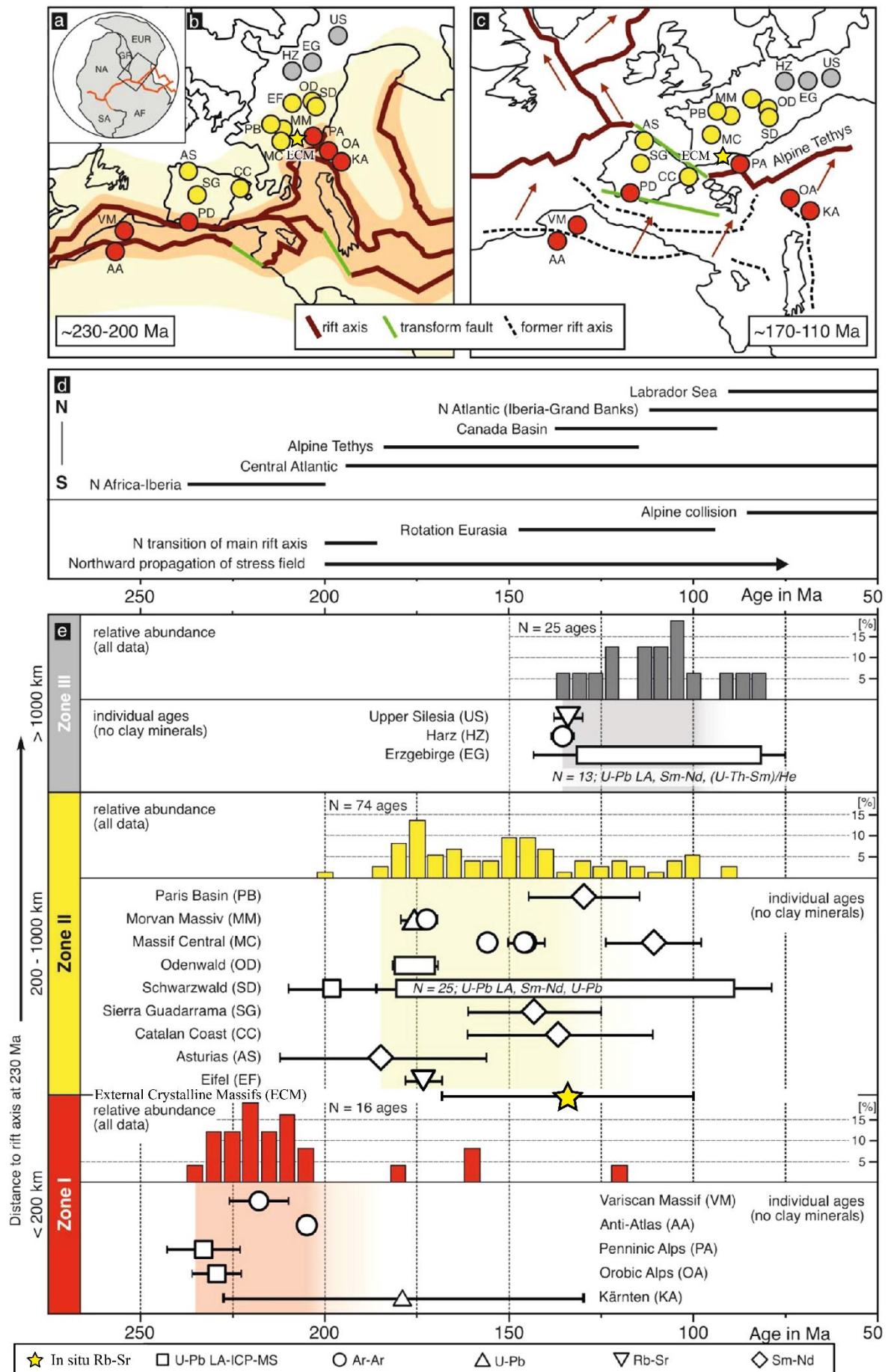


Figure 4.35 : Cartes schématiques (a-c), synthèse des principaux événements géodynamiques (d), et (e) résumé et références des données géochronologiques des minéralisations mésozoïques provenant de [Burisch et al. \(2022\)](#). (a) Carte schématique du supercontinent de la Pangée à ~230 Ma. La zone du rift Téthys-Atlantique-Caraïbe est indiquée en rouge et les domaines continentaux sont indiqués en gris. Le zoom des figures (b) et (c) est représenté par le rectangle noir. EUR : Eurasie ; GR : Groenland ; NA : Amérique du Nord ; SA : Afrique du Sud ; AF : Afrique. (b) Carte simplifiée représentant la situation tectonique à ~230-200 Ma. Les localités possédant des données géochronologiques disponibles sont indiquées par des sphères. Le code couleur indique la distance relative des minéralisations à la position initiale du rift (rouge : proximal ; jaune : intermédiaire ; gris : distal). La position approximative des minéralisations à F-Ba-Pb-Zn-Ag (p. ex., SAP et BF) du massif cristallin externe (ECM) du Rocheray est indiquée par l'étoile jaune. Abréviations : AA : Anti-Atlas ; VM : Massif Varisque ; PD : Batholite de Los Pedroches ; PA : Alpes Penniques ; OA : Alpes Orobique (ou Bergamasque) ; KA : Kärnten ; AS : Asturies ; SG : Sierra Guadarrama ; CC : Côte Catalane ; MC : Massif Central ; MM : Massif du Morvan ; PB : Bassin Parisien ; EF : Eifel ; SD : Schwarzwald ; OD : Odenwald ; HZ : Harz ; EG : Erzgebirge ; US : Silesia supérieur ; ECM : Massifs Cristallins Externes (cette étude). (c) Carte simplifiée illustrant la situation tectonique à ~170-110 Ma. Les flèches rouges montrent la relocalisation du champ de contraintes global vers le N et le NE. Voir figure (b) pour les abréviations des localités. (d) Synthèse des événements de rifting/ouverture océanique liés à l'évolution de la zone du rift Téthys-Atlantique-Caraïbe le long de l'Atlantique Central et Nord, de la Téthys Alpine et des conséquences pour le champ de contraintes associé au pourtour méditerranéen. (e) Résumé des données géochronologiques. Les données sont groupées en trois zones avec un code couleur indiquant la distance relative des minéralisations à la zone initiale du rift : Zone I : 0-200 km (rouge) ; Zone (II) : 200-1000 km (jaune) ; Zone III : > 1000 km (gris). Pour chaque zone, l'abondance relative des données géochronologiques (incluant les données de K-Ar sur les argiles) est illustrée par un histogramme et par des âges individuels pour chaque localité (excluant les données K-Ar sur les argiles). L'intervalle temporel de l'épisode principal de minéralisation hydrothermal est indiqué par un ombrage des zones.

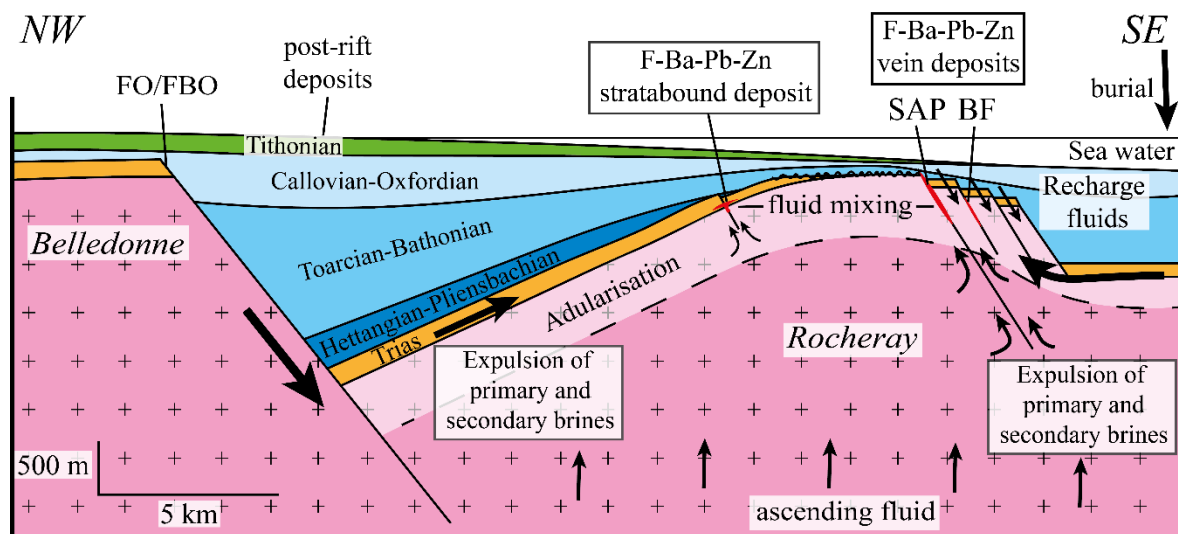


Figure 4.36 : Modèle schématique au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (~140-150 Ma) de la genèse des minéralisations à F-Ba-Pb-Zn-Ag du massif du Rocheray et des circulations de fluides, modifié d'après [Lemoine et al. \(1986\)](#). Les saumures du socle (fluide ascendant) sont injectées – dues à l'amincissement crustal et l'exhumation du manteau – vers des zones peu profondes entraînant un mélange avec les circulations de fluides localisées le long de la discordance entre le socle et la couverture sédimentaire et dont la migration des saumures est contrainte par les schistes du Pliensbachien (bleu foncé) et du Toarcien (bleu clair). De ce mélange de fluides résulte la formation des minéralisations stratoïdes dans les carbonates (p. ex., Montvernier) et en veines dans le socle et la couverture (p. ex., BF et SAP). FO : Faille d'Ornon ; FBO : Faille Bordière Orientale ([Figure 4.1](#)).

4.7.4 *Impact de la remobilisation alpine*

Contrairement aux gîtes de PEN et LGV, la tectonique compressive alpine se limite dans les veines à F-Ba-Pb-Zn-Ag du Roheray à une remobilisation à petite échelle de la minéralisation primaire, par une recristallisation assistée par des fluides autour de 20 Ma, à une température minimale de 250°C et une pression fluide de 2 kbar. Les données des inclusions fluides (IF2) suggèrent à ce stade des circulations de fluides plus proximaux que pour la minéralisation principale, probablement en partie ré-équilibrés avec le socle varisque. Les processus de dissolution-reprécipitation contribuent à redistribuer localement (échelle du cristal ou de la lame) les éléments traces entre la minéralisation principale mésozoïque et les phases recristallisées. Dans les MCE, de nombreuses circulations de fluides non minéralisées ont un âge de cristallisation miocène (ca. 20 Ma), contemporain de la remobilisation alpine enregistrée dans le massif du Roheray (Gnos et al., 2021 et références incluses; Leloup et al., 2005; Rolland et al., 2008).

4.7.4.1 Impact de la remobilisation alpine sur les données géochronologiques

La datation in situ Rb-Sr a aussi été appliquée aux mica-blancs de l'encaissant recoupés par de nombreuses veines centimétriques (SAP) et indique un âge de 96 ± 10 Ma. Cet âge à la limite Crétacé inférieur-Crétacé supérieur correspond à une inversion des contraintes passant d'un régime en extension avec l'ouverture océanique à un régime en convergence entraînant le début de la fermeture de l'océan Téthys (Valais et Ligure). Dans le MCE du Roheray et plus généralement à partir du nord du Pelvoux, seul un raccourcissement E-O est enregistré commençant à ~35 Ma (Ceriani et al., 2001; De Graciansky et al., 2011). Ainsi, aucun événement tectonique n'impacte le massif du Roheray entre le début du Crétacé inférieur et la fin de l'Éocène. Il semble donc peu probable que les veines de SAP recoupant les schistes liasiques se forment au Crétacé moyen. Si l'âge de ~96 Ma des micas blancs de l'encaissant des veines de SAP en absolu ne semble pas avoir de signification géologique au regard de la géodynamique de la zone, ces données Rb-Sr se distribuent entre l'isochrone de la minéralisation mésozoïque (134 ± 34 Ma) et celui miocène alpin (19.6 ± 3.3 Ma), suggérant une remise à zéro partielle du système Rb-Sr et un âge de mélange (Figure 4.37). La disposition des données Rb-Sr des micas blancs bornée par l'isochrone de l'Adl1 signifie que la veine de SAP recoupant les schistes du Lias se met en place à ~134 Ma et que le système isotopique des micas blancs de l'encaissant est partiellement remis à zéro par un événement plus récent que ~96 Ma, probablement alpin (~19 Ma) en accord avec l'âge obtenu dans l'Adl2. C'est aussi le cas pour le celsiane compris dans les schistes liasiques et qui indique des âges mal contraints de 59 ± 55 Ma (Figure 4.30c,d,e).

À l'image des minéralisations du Roheray, les autres minéralisations à fluorite-quartz-(calcite-barytine) identifiées dans l'arc ouest alpin se localisent dans les MCE (du nord au sud : Gothard, Mont-Blanc, Belledonne, Roheray, Grande Rousse et Pelvoux ; Figure 1.1). Les minéralisations du Mont-

Blanc et du Gothard présentent le même faciès caractéristique de fluorite blanche à transparente dans un contexte lithostructural similaire aux veines du Rocheray, avec une morphologie en veines subverticales le long de failles NE-SO à vergence vers l'ouest, encaissées dans le socle granitique (Mont-Blanc) ou gneissique, et recoupant la couverture permienne préservée (Gothard ; Nægler et al., 1995). Nægler et al. (1995) obtinrent des âges Sm-Nd sur la fluorite de 113 ± 42 Ma dans les minéralisations du Mont-Blanc et de 37 ± 44 Ma dans le Gothard, interprétés comme de la remobilisation alpine d'une minéralisation tardi-Varisque. Par comparaison avec notre étude, les similitudes pétrographiques et structurales des minéralisations convergent plutôt pour un contexte en extension de mise en place des veines du Mont-Blanc et du Gothard, similaire à celui du Rocheray, avec une probable remobilisation de la minéralisation lors de la phase de convergence alpine. Cet âge de mise en place mésozoïque est comparable à la majeure partie des minéralisations à F-Ba-Pb-Zn-Ag du reste de l'Europe occidentale.

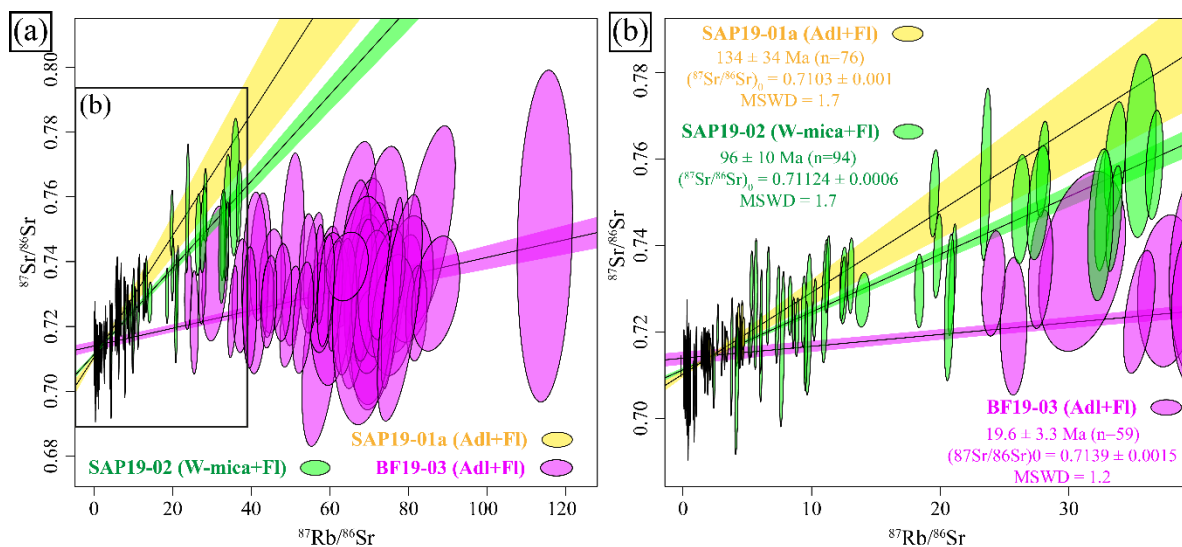


Figure 4.37 : Graphiques des analyses Rb-Sr isotopiques obtenues au LA-ICP-MS sur les : (a, b) SAP (SAP19-01a) ; (c,d) BF (BF19-03). Isochrones Rb-Sr et âges calculés à partir des analyses : (a,c) d'adulaire ; et (b,d) d'adulaire plus fluorite.

4.7.4.2 Redistribution des éléments traces lors de la remobilisation alpine

Les données de composition chimique des sphalérites de BF et SAP de cette étude montrent des concentrations et des tendances similaires sur le Fe et le Cd à celles acquises par Ochoa Alencastre (1979) et Sivade (1989) sur l'ensemble des minéralisations du massif du Rocheray (BF, Nantuel (NO), SAP, Le Replat (RE), et Le Rocheray (RO) ; Figure 4.38). À partir des teneurs en Cd et Fe (Figure 4.38), Sivade (1989) définit deux grands ensembles de sphalérites avec (1) la Sp1-Sivade, claire, pauvre en Fe et tendant vers un enrichissement en Cd, similaire à nos concentrations dans les sphalérites de SAP et une partie de BF ; et (2) les Sp2-Sivade et Sp3-Sivade, sombres, avec une teneur en Fe plus élevée et dans lesquelles se trouvent une partie de nos analyses de sphalérite de BF (BF19-04). Les nouvelles analyses, avec des limites de détection plus basses (LA-ICP-MS), remettent en question la corrélation

proposée par [Ochoa Alencastre \(1979\)](#) et [Sivade \(1989\)](#) pour les sphalérites du Rocheray, entre leurs concentrations en Cd et en Fe, leurs couleurs, leurs générations et leurs températures de cristallisations. De plus, l'augmentation en Fe observée dans les sphalérites de l'échantillon BF19-04 aux épontes des veines avec le granite ([Figure 4.8c](#) ; [Figure 4.14](#) et [Figure 4.17c,d](#)) ne semble pas corrélée à la proximité avec les schistes noirs domériens, comme proposé par [Sivade \(1989\)](#), car les sphalérites présentes dans des veines centimétriques recoupant les schistes (SAP) sont bien plus pauvres en Fe que les sphalérites des veines recoupant le granite de BF (BF19-04 ; [Figure 4.38](#)).

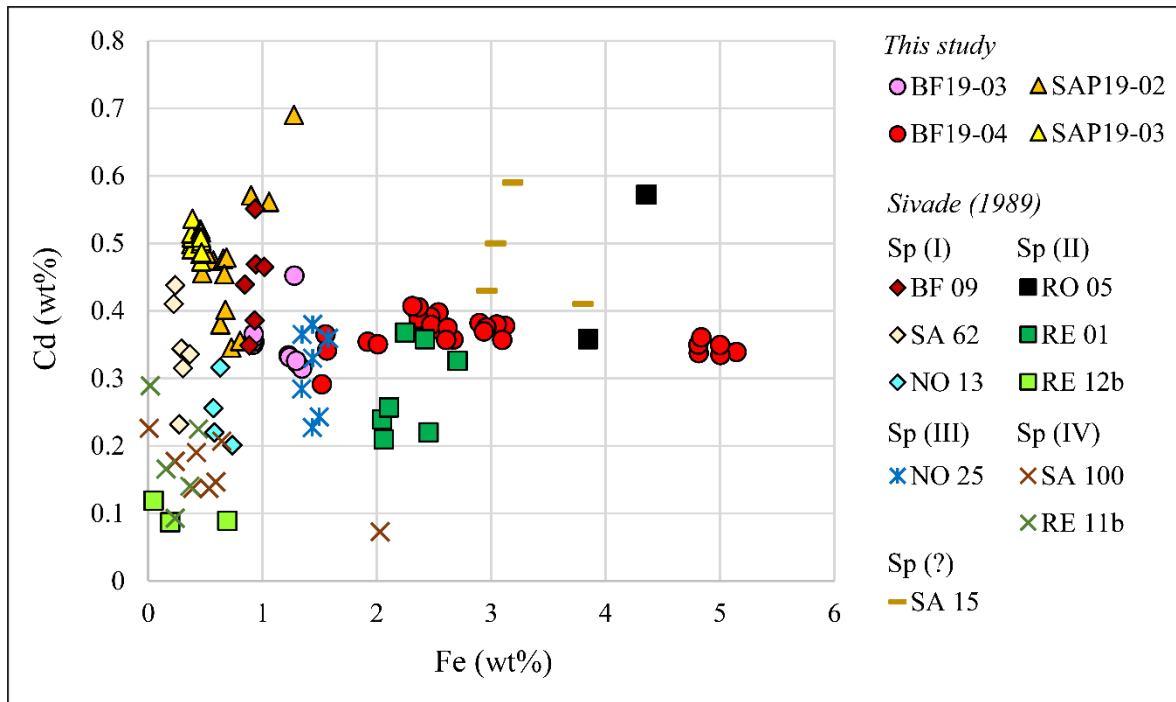


Figure 4.38 : Graphique du Cd en fonction du Fe analysés mesurés à l'EPMA (BF19-04, SAP19-02, SAP19-03) et au LA-ICP-MS (BF19-03) dans les sphalérites de BF et SAP, comparé à différentes générations de sphalérite identifiées dans les minéralisations du Rocheray (BF : Bois Feuillet ; NO : Nantuel ; RE : Le Replat ; RO : Le Rocheray ; SA : Sapey ; [Figure 4.1b](#)) par [Sivade \(1989\)](#).

L'impact de la remobilisation alpine au Miocène sur la minéralisation mésozoïque est résumé dans le schéma [Figure 4.40](#). Les variations de concentrations élémentaires des sphalérites de BF et SAP sont exprimées en fonction de la température dans la [Figure 4.39](#). Les concentrations en Fe et In ne montrent pas de corrélation évidente avec la température calculée à l'aide du thermomètre GGIMFis, à l'exception d'un enrichissement significatif en Fe (2.65-3.14 wt%) et en In (18-30 ppm) dans le cristal le plus sombre et le plus proche de la bordure du granite dans l'échantillon BF19-04 ([Figure 4.8c](#) et [Figure 4.17c](#)), par rapport aux autres cristaux de BF (Fe = 0.92-2.29 wt% ; In = 0.2-8.6 ppm) ou de SAP (Fe = 0.38-0.47 wt% ; In = 1.1-2.8 wt%). Le Mn montre dans BF et SAP une faible diminution de sa concentration lorsque la température augmente et témoigne surtout de variations dans la chimie du fluide minéralisateur, avec un enrichissement important dans la sphalérite de SAP (651-702 ppm) par rapport aux sphalérites de BF (75-182 ppm). Les sphalérites de BF et SAP montrent des courbes de mélanges

entre un pôle enrichi en Cu, Ga, Ge, As, Ag, Sn et Sb, de faible température (~155 °C), et un pôle appauvri dans ces éléments traces et de plus haute température (jusqu'à 260°C ; [Figure 4.39](#)). Les concentrations en Ga et Ge enregistrent une forte diminution lorsque la température augmente et ont donc un poids important dans le calcul des températures via le thermomètre GGIMFis. Les zonations de croissance des Sp1 mésozoïques de BF enregistrent deux pulses de croissance caractérisés par : (i) un cœur orangé enrichi en Ge (21-36 ppm), Ga, Cu, As, Ag, Sn et Sb, enregistrant une température de cristallisation entre 149 et 160 °C ; et (ii) une bordure plus claire (jaune) montrant un appauvrissement en Ge (1.2-7.1 ppm), Ga, Cu, As, Ag, Sn et Sb, corrélé avec l'augmentation de la cristallisation de la température autour de 171 à 196°C ([Figure 4.17c](#) et [Figure 4.39](#)). De plus, les sphalérites de BF montrent des recristallisations (Sp2) en bordure de la Sp1 caractérisées par un appauvrissement en Ge (0.1-1.4 ppm), Ga, Cu, As, Ag, Sn et Sb, qui enregistrent des températures de cristallisation supérieures à la Sp1 (entre 228 et 260 °C ; [Figure 4.17a](#) et [Figure 4.39](#)). Les sphalérites de SAP possèdent des teneurs similaires aux bordures des Sp1 de BF et enregistrent des températures entre 174 et 230°C. Les températures les plus élevées des sphalérites de SAP se trouvent dans un cristal (200-230°C) qui enregistre aussi la température la plus faible (174 °C). Contrairement aux sphalérites de BF, aucun argument pétrographique ne nous permet d'affirmer si l'écart de température enregistré dans les sphalérites de SAP résulte d'une remobilisation lors des circulations de fluides miocènes ou s'il s'agit d'une variation de température lors d'un même épisode hydrothermal. Les variations de température de la sphalérite de SAP ne montrent pas de relation évidente avec les zonations rythmiques de la sphalérite de SAP ([Figure 4.16](#)). Les variations de couleurs de la Sp1 de SAP semblent être liées aux teneurs en Cu, As, Ag et Sb, qui sont bien supérieures aux teneurs des sphalérites de BF dans les zonations foncées ([Figure 4.39](#)). Cet enrichissement correspond aux éléments constitutifs de la tétraédrite – non observée dans nos échantillons, mais mentionnée par [Ochoa Alencastre \(1979\)](#) et [Sivade \(1989\)](#) – qui pourraient se trouver en micro-inclusions dans la sphalérite de SAP. Cela témoigne d'une chimie de fluide à l'origine des cristallisations des sphalérites de SAP légèrement différente de celle de BF.

Ainsi, les variations de teintes observées dans un cristal et entre les sphalérites de BF et SAP ([Figure 4.16](#) et [Figure 4.17](#)) sont corrélées à des variations de concentrations en Cu, Ga, Ge, As, Ag, Sn et Sb, et non avec le Cd et le Fe (à l'exception de la Sp de BF19-04, plus foncée à proximité de l'éponte du granite, [Figure 4.39](#)). La diminution de la teneur dans ces éléments traces (particulièrement Ga et Ge) entre les Sp1 mésozoïques et les Sp2 miocènes partiellement recristallisées est caractéristique de la recristallisation de la sphalérite lors du métamorphisme ([Cugerone et al., 2021](#); [Frenzel et al., 2016](#)). De plus, les températures minimales de remobilisation enregistrées par la Sp2 (245 ± 30 °C) sont compatibles avec les températures obtenues dans les chlorites (270-320 °C) et les inclusions fluides secondaires (ca. 300°C) associées aux circulations de fluides miocènes alpins.

4 Les veines à F-Ba-Pb-Zn-Ag du massif cristallin externe du Rocheray : Bois Feuillet (BF) et le Sapey (SAP)

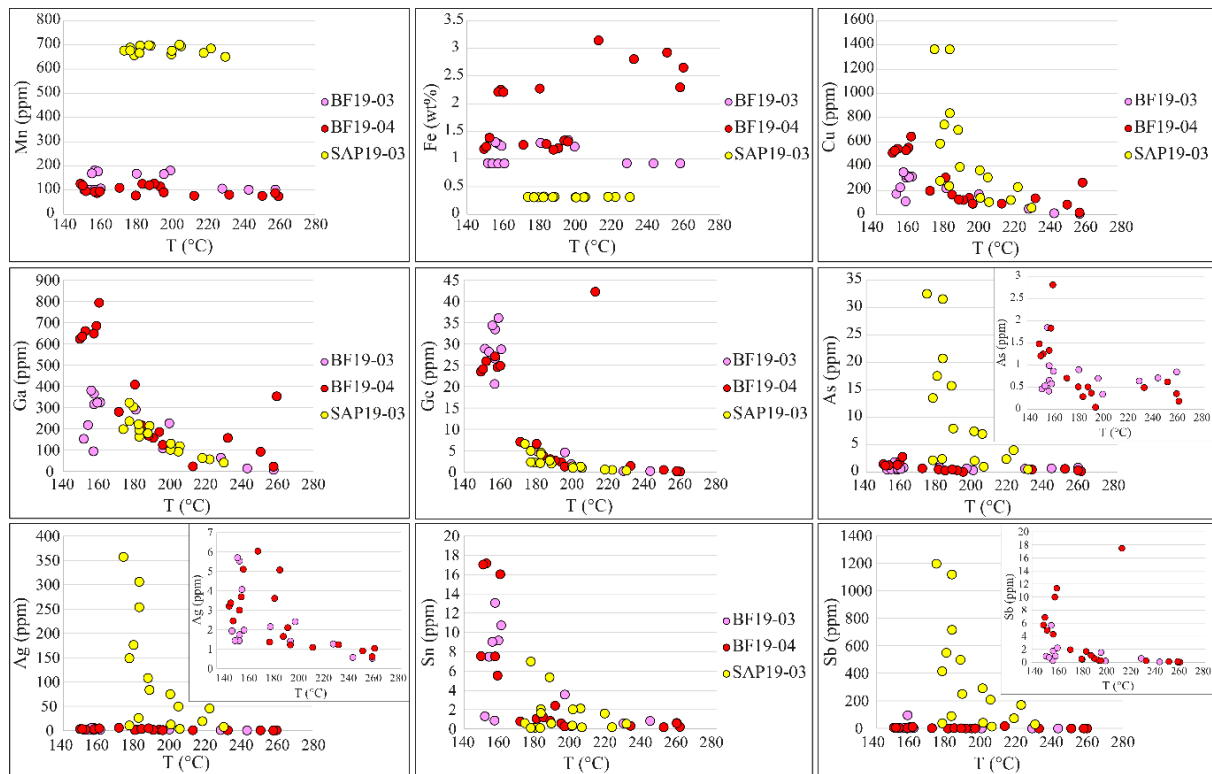


Figure 4.39 : Graphiques des concentrations en éléments majeur (Fe) et traces (Mn, Cu, Ga, Ge, As, Ag, Sn et Sb) des sphalérites de BF (BF19-03, BF19-04) et SAP (SAP19-03) en fonction de la température calculée à partir du thermomètre GGIMFis de [Frenzel et al. \(2016\)](#).

Contrairement à la sphalérite dont les concentrations en éléments traces diminuent ou restent équivalentes lors de la remobilisation miocène par un fluide chaud associé au métamorphisme alpin, les autres sulfures enregistrent des enrichissements en Bi, Te et Ag dans la galène (Gn2), et en Sn, Ga et In dans la chalcopryrite (Ccp2). Certains auteurs interprètent les variations du ratio Bi/Sb dans la galène comme étant un proxy de la température du fluide et/ou de la distance par rapport à la source du fluide ([Cave et al., 2020](#); [George et al., 2015](#)). Dans les galènes de BF, l'augmentation du ratio Bi/Sb du cœur de la veine vers l'éponte remobilisée, en partie recristallisée ([Figure 4.13](#)) et métasomatisée, confirme le rôle des circulations de fluides alpins chauds principalement localisés au contact granite-veine dans la remobilisation des éléments traces, dont certains métaux critiques (p. ex., Ga, Ge et Bi). En effet, les circulations de fluides chauds lors du métamorphisme alpin (>300 °C ; [Cave et al., 2020](#) et références à l'intérieur) entraînent une plus grande mobilité du Bi par rapport au Sb ([Tooth et al., 2013](#)) et donc un enrichissement en Bi dans la Gn2 lors de la remobilisation ou (re)-cristallisation de la Gn1.

L'enrichissement important en Sn (~4 ppm dans Ccp1 à 120 ppm dans Ccp2 en moyenne) dans la chalcopryrite (Ccp2) en intercroissance avec la Gn2 et son enrichissement en Ga et In à des concentrations parfois supérieures à celles de la sphalérite confirment la remobilisation de la minéralisation primaire et le captage au moins d'une partie des métaux critiques de la Sp1 lors de la cristallisation de la Ccp2 ([George et al., 2015, 2017](#)).

Pour résumer, les deux événements minéralisateurs des veines du Rocheray sont (Figure 4.40) :

- (1) la minéralisation principale à cristaux millimétriques principalement automorphes de la gangue à quartz et fluorite, qui se met en place sous forme de veines recoupant le granite et entraînant son albitisation lors de circulations de fluides au Mésozoïque.
- (2) la remobilisation partielle au Miocène de la minéralisation mésozoïque par des circulations de fluides principalement localisées à l'éponte de la veine et du granite. Ces circulations de fluides en lien avec le métamorphisme alpin entraînent la dissolution et la recristallisation principalement de la galène en bordure de cristaux, et la cristallisation de Qz2 dans des fractures des cristaux de Fl1 et en bordure de grain de quartz et galène. Ces fluides entraînent une fracturation de l'éponte du granite et de la veine mésozoïque et une cristallisation de cristaux d'une dizaine de micromètres de Qz2 et sulfures (Gn2 et Ccp2). Les sphalérites présentent principalement une remobilisation intracristal avec un appauvrissement en éléments traces associé aux circulations de fluides et au métamorphisme alpin. Bien que peu marquées, ces recristallisations entraînent une redistribution des éléments traces dans les sulfures, notamment de certains métaux critiques (Ga, Ge et In).

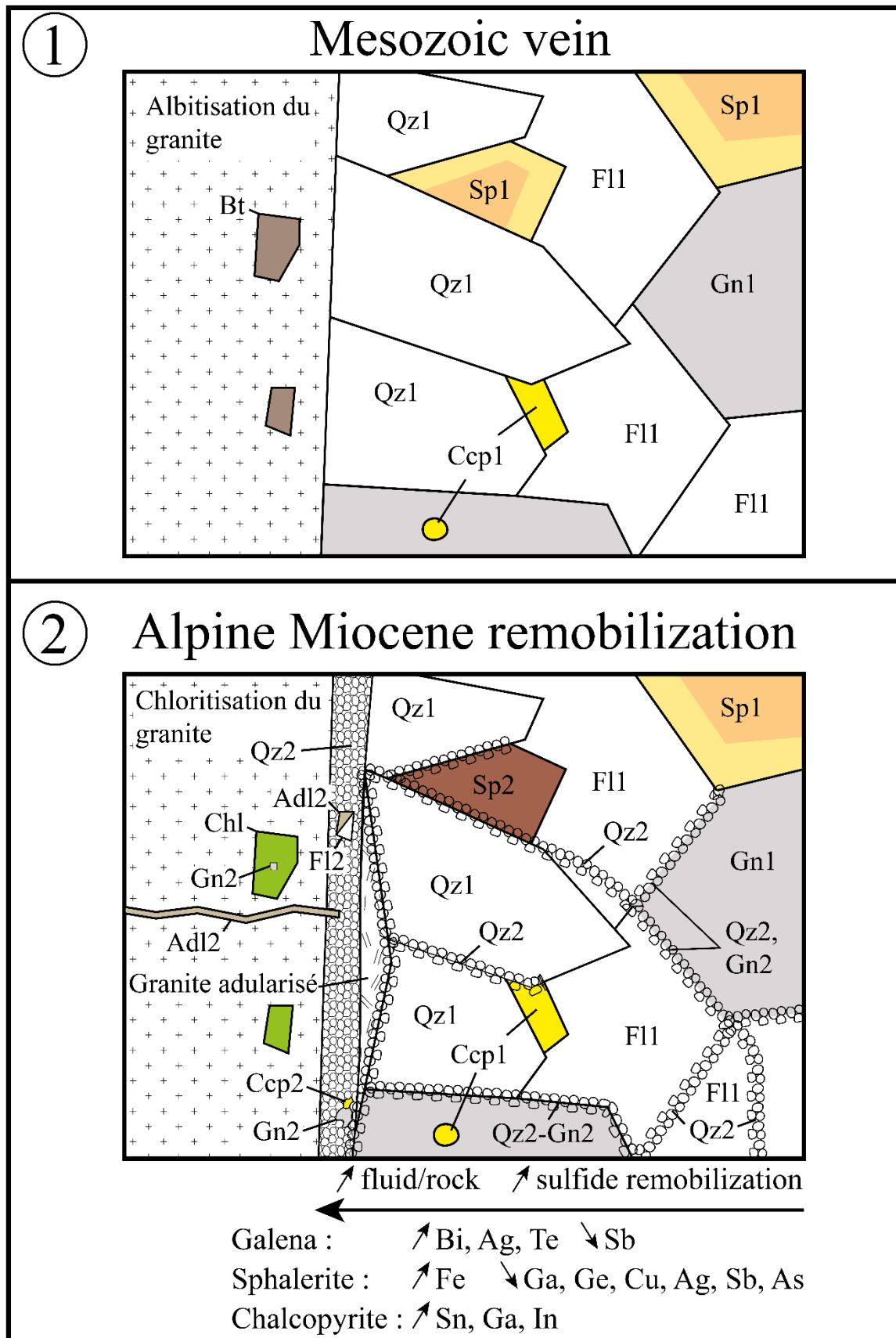


Figure 4.40: (1) Schéma de mise en place des veines à F-Ba-Pb-Zn-Ag de BF et SAP recoupant le granite du Rocheray et (2) de leurs remobilisations par des circulations de fluide miocène alpine. Les transferts de masses principaux induits par les circulations de fluide miocène en fonction du ratio fluide-roche sont résumés en bas du schéma (2).

4.8 Conclusion

Cette étude intégrative montre la nécessité et la complémentarité d'une approche multitechnique combinant l'utilisation de la géologie structurale, la pétrologie, l'étude des éléments traces dans les sulfures, la thermométrie sur chlorite et sphalérite, les datations in situ Rb-Sr sur adulaire et l'étude des inclusions fluides, afin de contraindre les conditions P-T-t-chimie des fluides des circulations de fluides responsables de la minéralisation et de la remobilisation des gîtes à F-Ba-Pb-Zn-Ag en contexte orogénique alpin polyphasé. Les conclusions principales sont présentées ci-dessous.

1. Les conditions P-T-t, et la chimie des inclusions fluides indiquent que les veines du Rocheray se sont mises en place lors d'un événement de circulation de fluide mésozoïque, en lien avec le rifting et l'ouverture de l'océan Téthys. La cristallisation des veines est due au mélange de deux fluides (une saumure et un fluide de recharge peu salé) ayant une température entre 150 et 190 °C, à une profondeur d'environ 3 km dans des failles normales. Cette minéralisation mésozoïque est remobilisée partiellement et localement au contact veine-granite lors du métamorphisme alpin au Miocène par des circulations de fluides peu salés et plus chauds (270-330 °C).
2. La chimie des éléments traces dans les sulfures montre un enrichissement relativement important en Ga dans la sphalérite mésozoïque (jusqu'à ~800 ppm), probablement issu du lessivage du socle granitique varisque. Localement, l'impact de la remobilisation alpine entraîne un enrichissement relativement important en métaux critiques dans la galène (Bi, Ag) et dans la chalcopryrite (Ga, In).

À notre connaissance, c'est la première fois qu'un âge mésozoïque est déterminé sans ambiguïté concernant les minéralisations polymétalliques du socle des massifs cristallins externes. Ces minéralisations à F-Ba-Pb-Zn-Ag mésozoïques s'encrent dans le modèle des gisements mésozoïques d'Europe occidentale et du Maghreb bien connus dans la littérature. La remobilisation des métaux, notamment critiques, en contexte de collision associé à d'importantes circulations de fluides reste mal contrainte et pourrait prévaloir de gisements enrichis en métaux critiques (p. ex., Bi, Ga, Ge et In).

4.9 Synthèse des connaissances sur les minéralisations F-Ba-Pb-Zn-Ag de SAP et BF

Fiche résumé sites		
	Le Sapey (SAP)	Bois Feuillet (BF)
Localisation	45°29'15"N, 6°32'13"E (Mercator EPSG 3857) Altitude 1600m	45°28'40"N, 6°33'39"E (Mercator EPSG 3857) Altitude 750-770m
Encaissant	Granite et spilite, dolomitic et schiste du Trias et Lias.	Granite
Minéralogie	- <u>Gangue</u> : fluorite, quartz, barytine, calcite, adulaire - <u>Minerai</u> : galène, sphalérite, chalcopryrite, pyrite - <u>Accessoires</u> : Aucun.	- <u>Gangue</u> : fluorite, quartz, barytine, calcite, adulaire et chlorite (granite) - <u>Minerai</u> : galène, sphalérite, chalcopryrite - <u>Accessoires</u> : thorite, synchisite (contact veine-granite)
Contrôle structuraux	Faïlle du Sapey: N45-87°SE	Faïlle de Bois Feuillet: N45-88°SE
Puissance et orientation	1.5 à 12 m de puissance en surface N45-87°SE de moyenne longueur de 950 m profondeur minimum de 280 m	puissance moyenne de 2 m N45-88°SE longueur de 309 m profondeur minimum de 185 m
Morphologie		
Elements traces dans les sulfures	<p><i>Galène</i> : Enrichissement en Bi (~35 ppm) et Te (~1.5 ppm) de la Gn1 à la Gn2 remobilisée (jusqu'à 2263 ppm de Bi et 34 ppm de Te).</p> <p><i>Sphalérite</i> : Sp1 riche en Ga (jusqu'à 794 ppm). Appauvrissement en Ga-Ge-Cu-As-Ag-Sn-Sb de la Sp1 à la Sp2 remobilisé.</p> <p><i>Chalcopryrite</i> : Enrichissement en Sn (4.1 to 120 ppm), Ga (0.1 to 4.2 ppm), et In (4.4 to 15 ppm) dans la Ccp2 remobilisée.</p>	
Chimie des fluides	<p>Inclusions fluides mésozoïque bi-phasées H₂O(l-v) : T_{m ice} = -10.2 à 0 °C; T_h = 121.1 à 158.2 °C. La dilution est la cause principale de la cristallisation des métaux.</p> <p>Inclusions fluides miocène alpin bi-phasées H₂O(l-v) : T_{m ice} = -2.2 ± 1.3 °C; T_h = 164.9 à 215.6 °C.</p>	
Conditions P-T	<p>Minéralisation mésozoïque : T = 150-190°C; P = 0.4 - 1.3 kbar Remobilisation miocène alpine : T = 270- 330 °C; P = 1.5 - 2.1 kbar</p>	
Âge des minéralisations	<p>Minéralisation mésozoïque : t = 135 ± 34 Ma Remobilisation miocène alpine : t = 19.6 ± 3.3 Ma</p>	

Figure 4.41 : Fiche synthèse des minéralisations à F-Ba-Pb-Zn-Ag du Rocheray.

Chapitre 5 |

Synthèse, conclusions et perspectives

5 Synthèse, conclusions et perspectives

5.1 Apport des nouveaux développements analytiques au laboratoire ISTerre (Grenoble)

5.1.1 Développement d'une plateforme d'analyse microthermométrie sur inclusions fluides

Au cours de cette thèse, de nouveaux outils furent installés et calibrés, et de nouveaux protocoles analytiques ont été développés au laboratoire ISTerre de Grenoble. Le développement d'une plateforme d'analyses microthermométriques sur inclusions fluides a nécessité deux missions de formation (réparties sur trois mois) auprès de Marie-Christine Boiron, chargée de recherche CNRS au laboratoire GeoRessources à Nancy. Le matériel (platine, microscope et logiciel) fut apporté par le Pr Laurent Truche (ISTerre, Grenoble), et les standards ont été donnés par Anne-Marie Boullier (Directrice de Recherche CNRS retraitée d'ISTerre, Grenoble). La préparation des standards fut réalisée à ISTerre, et leur calibration à GéoRessources (Nancy). Après un contrôle minutieux réalisé sur plusieurs mois, la plateforme est aujourd'hui opérationnelle, et j'ai déjà pu commencer à former d'autres laborantins d'ISTerre notamment Candice Filoche que j'ai encadré lors de son stage d'école d'ingénieur (équivalent M1) et qui a réalisé les mesures microthermométriques d'une grande partie des inclusions fluides de BF-SAP et de PN. La plateforme a fourni des résultats très satisfaisants sur les inclusions fluides des minéralisations à F-Ba-Pb-Zn-Ag du MCE du Rocheray (BF-SAP) décrits dans ce manuscrit (voir [Partie 4.5](#)). Malheureusement le manque de temps ne nous a pas permis d'étudier les inclusions fluides des minéralisations à Pb-Zn-Ag de la bordure de Belledonne (LGV-PEN). Pour le moment, l'étude préliminaire des inclusions fluides contemporaines de la minéralisation à Pb-Ag de MP et PN nous indique la présence de fluides salés (jusqu'à la limite de cristallisation de la halite à 23.2 wt% éq. NaCl), et de fluides chauds riches en CO₂ ayant une température d'homogénéisation supérieure à 312 °C. La salinité et les températures minimales de piégeage des inclusions fluides sont en accord avec la présence d'évaporites allochtones au toit de la minéralisation et les températures obtenues sur les chlorites de MP.

5.1.2 Développement d'un protocole de quantification du Bi à l'EPMA

Le développement d'un protocole permettant de caractériser le Bi dans les galènes fut nécessaire pour comprendre la redistribution spatiale des éléments traces dans la galène. En effet, la caractérisation de domaines micrométriques tels que les cristaux de galène issus de la dissolution-recristallisation (<10 µm) n'est pas possible au LA-ICP-MS du fait de sa résolution spatiale (>10 µm). Cela s'est pourtant avéré nécessaire pour caractériser l'influence de la remobilisation alpine sur les minéralisations des Alpes occidentales. La difficulté de la mesure du Bi dans la galène provient de sa relativement faible

teneur (<2000 ppm) dans les galènes naturelles analysées et de l'interférence de ses raies Ma et Mb avec le pic du Pb. Ce protocole fut développé en collaboration avec Valérie Magnin (ingénieure d'étude) et Simon Mousseigne, que j'ai encadré pour son stage de M1 au laboratoire ISTerre, et est détaillé en [Annexe A.2.1](#). Les résultats obtenus avant et après l'utilisation de ce nouveau protocole sur les mêmes échantillons des minéralisations des Alpes (BF, SAP, PN, MP, PEN, LGV) ont été validés ultérieurement sur les domaines >10 µm par des analyses LA-ICP-MS réalisées au laboratoire GéoRessources de Nancy.

5.1.3 Développement de protocoles de datation Rb-Sr in situ par LA-ICP-MS

L'apport de nouveaux outils analytiques, comme l'ablation laser couplée à un ICP-MS/MS Agilent 8900 de la Plateforme Micro-Analytique d'ISTerre (IMAP), a permis l'utilisation de nouvelles méthodes innovantes comme la datation Rb-Sr in situ sur des phases riches en K ubiquiste (micas, feldspaths). Le développement de la méthode fut réalisé par Adrien Vézinet (Post-Doctorant à ISTerre, Grenoble) et testé avec succès pour la première fois sur les minéralisations des Alpes dans le cadre de cette thèse. Ces résultats font l'objet de la rédaction d'un article dont la soumission est imminente (voir [Partie 3.7](#)). Ces nouveaux résultats et les avantages de la méthode, comme la rapidité de préparation, l'identification des échantillons et des cristaux datables, et leur présence ubiquiste associée aux minéralisations hydrothermales, peuvent ouvrir les portes à de futures datations de minéralisations hydrothermales métalliques et sont complémentaires des méthodes in situ U-Th-Pb sur minéraux accessoires quand ceux-ci ne sont pas présents (p. ex., : BF-SAP).

5.2 Succès de la datation des minéralisations F-Ba-Pb-Zn-Ag des Alpes occidentales

Les minéralisations hydrothermales cristallisations en milieu ouvert et sont souvent cycliques et polyphasées pouvant entraîner des perturbations par une remise à zéro partielle ou totale des systèmes isotopiques utilisés. L'absence d'âge de formation des minéralisations des Alpes françaises (à l'exception de [Negga, 1984](#)) s'explique ainsi en partie par le contexte géodynamique polyphasé (orogénèse Varisque, rifting et océanisation, subduction et collision alpine). Dans les minéralisations à fluorite des MCE du Mont-Blanc et du Gothard (Suisse), le système isotopique Sm-Nd de la fluorite est partiellement remis à zéro entraînant des âges s'échelonnant entre le Jurassique et le Crétacé, voire entre le Varisque et la déformation alpine miocène ([Nägler et al., 1995](#)).

5.2.1 *Datation in situ U-Th-Pb sur monazite et allanite*

Depuis quelques années, le développement de la datation U-Th-Pb *in situ* des minéraux de REE (p. ex., monazite, allanite, xénotime) a permis de dater avec succès les épisodes de circulation de fluides associés à la déformation dans les Alpes (Gnos et al., 2015 ; Grand'Homme et al., 2016). Cette méthode s'est révélée pleine de promesses concernant la datation des minéralisations métalliques (p. ex., Pb-Ag-Cu-Au, Rasmussen et al., 2010 ; Fe-Cu-REE-Au-(U), Li et al., 2018 ; polymétalliques, Zi et al., 2015) ; le plus jeune âge obtenu dans une minéralisation à Pb-Zn-Ag étant à notre connaissance de 254 ± 16 Ma (Rossi et al., 2016). Ces méthodes de datations U-Th-Pb sur des minéraux de REE nécessitent au préalable une étude pétrogénétique détaillée d'un grand nombre d'échantillons afin de trouver suffisamment de grains de minéraux de REE datables ($>10 \mu\text{m}$) et d'identifier les relations entre la/les minéralisation(s) et les minéraux accessoires de REE ainsi que les possibles zonations des grains. La recherche de minéraux de REE datables dans les minéralisations polymétalliques alpines n'a pas toujours été récompensée comme en atteste notre étude des échantillons du gîte du Crozat (CRO), mais aussi des gîtes non présentés (Pb-Zn-Ba-Hg de Pont-Saint-Antoine dans le Valaisan ; Pb-Zn-Ag des Contamines-Montjoie dans le MCE du Mont-Blanc ; Pb-Zn-Ag-Ba du Longeraie ou Bonvillard dans la partie occidentale du MCE de Belledonne). Malgré des âges de cristallisation alpins (entre 40 et 14 Ma), et un fluide minéralisateur riche en Pb commun, la datation U-Th-Pb sur monazite s'est révélée être un succès pour dater les minéralisations à Pb-Zn-Ag des gîtes de MP-PN et LGV-PEN. Dans le cas des gisements Pb-Ag des Alpes internes (Briançonnais externe) MP et PN, l'âge U-Pb de la minéralisation est particulièrement bien contraint (35.1 ± 0.6 Ma ; Figure 2.11) grâce à un enrichissement remarquable en U dans les monazites. Ce n'est pas le cas des minéralisations à Pb-Zn-Ag de la bordure orientale du MCE de Belledonne (Alpes externes) qui montrent des données U-Pb sur monazite très contaminées en Pb commun. L'alignement des données sur le diagramme Terra-Wasserburg est alors insuffisant pour déterminer un âge. Les nouvelles méthodes de traitement des données isotopiques, comme l'algorithme "total-Pb/U-Th" de Vermeesch (2020) se basant sur les trois chronomètres (U-Th-Pb), permettent alors de recalculer un âge corrigé du Pb commun avec une incertitude améliorée (37.1 ± 0.7 Ma ; Figure 3.28e).

Les monazites de PN en plus de posséder des teneurs en U très élevées (UO_2 jusqu'à 1.2 wt%), enregistrent un enrichissement en terres rares moyennes (MREE) illustré par la concentration en Eu jusqu'à 5 wt% (Figure 2.10). Leurs textures poikilitiques est caractéristiques des monazites de bas grades métamorphiques ou hydrothermales ($T \sim 300\text{-}400$ °C, $P \sim 3\text{-}10$ kbar; (Janots et al., 2006; Rasmussen et al., 2007; Rasmussen and Muhling, 2009; Wing et al., 2003). A contrario, leurs chimies avec un cœur enrichie en MREE et des teneurs élevées en U avec un fort rapport U/Th (0.6-104) ne sont pas en accord avec la les caractéristiques chimiques des monazites de bas grade métamorphique ou hydrothermale (Janots et al., 2012 et références incluses; Rasmussen and Muhling, 2009). L'enrichissement en MREE

dans le cœur des monazites de PN une évolution de la chimie des fluides interstitiels lors de l'enfouissement ou aux conditions physico-chimiques du fluide minéralisateur (p. ex., conditions redox; Čopjaková et al., 2011). D'après les conditions de formations des gisements de MP et PN et la forte proportion de métaux, il est probable que la source principale des REE proviennent de la dissolution de phases de REE incluant les monazites et feldspaths comme décrit dans les métasédiments du bassin de Witwatersand (Rasmussen and Muhling, 2009) et dans les Alpes Centrales (Janots et al., 2008). Il est nécessaire d'étudier la chimie du fluide minéralisateur via les inclusions fluides afin de contraindre les caractéristiques du fluide à l'origine d'un enrichissement aussi exceptionnel.

Les âges Th-Pb obtenus sur les allanites du PEN et du RB ont des incertitudes relativement élevées (7.6 et 6.6 Ma respectivement) comparativement aux âges U-Th-Pb ou U-Pb sur monazite (< 1 Ma). Cela s'explique principalement par le fait que la majorité du Pb mesuré est non-radiogénique (f_{206} pouvant atteindre jusqu'à 99% dans les allanites). Malgré tout, des âges similaires ont déjà été obtenus dans les Alpes Centrales mais avec des incertitudes n'excédant pas les 3.6 Ma (Janots and Rubatto, 2014) soit deux fois moins importantes que nos incertitudes. L'emploi de la microsonde ionique sensible à haute résolution (SHRIMP II) et une taille de spot plus grande (30 μm) améliore les incertitudes (Janots and Rubatto, 2014; Kröner et al., 2014) par rapport à notre protocole au LA-ICP-MS avec une taille de 24 μm . De plus, la petite taille des grains notamment au PEN (<30 μm) et les inclusions de galènes ont réduit le nombre d'analyse permettant de définir l'âge de cristallisation.

5.2.2 *Datations in situ Rb-Sr*

Contrairement à la datation U-Th-Pb in situ sur minéraux de REE, la datation Rb-Sr in situ demande un temps de recherche de cristaux datables moins important, car ces datations sont effectuées sur des minéraux majeurs (micas-blancs et feldspaths). Malgré tout, une caractérisation microstructurale (habitus, intercroissance et inclusions) et chimique (zonation) des cristaux est nécessaire au préalable afin de déterminer la paragenèse et les potentiels épisodes de cristallisation successifs (Freeman et al., 1997). La bonne concordance entre les âges in situ Rb-Sr et U-Th-Pb pour les trois gîtes Pb-Zn-Ag de LGV, PEN et PN permet d'établir l'aptitude du protocole d'analyse des isotopes Rb-Sr des micas blancs au LA-ICP-MS/MS à produire des âges géologiquement significatifs, correspondant à des événements de circulation de fluide. Lorsque les micas blancs cristallisent dans le cadre d'un rapport fluide-roche élevé, les isotopes Rb-Sr semblent donc à l'équilibre à l'échelle du cristal. Malgré une incertitude analytique relativement importante, les minéralisations qui se sont produites aussi récemment que 19 Ma peuvent être datées à ± 2.05 Ma sans ancrage de l'isochrone (avec des minéraux riches en Sr) pour les échantillons montrant des micas avec une grande variation de rapports initiaux en Rb/Sr. Dans d'autres échantillons, un ancrage des âges Rb-Sr, grâce aux minéraux cogénétiques riches en Sr (p. ex., albite), permet d'obtenir une amélioration de l'incertitude sur l'âge Rb-Sr (7.2 à 3.6 Ma; Figure 3.28d).

Cette incertitude est néanmoins insuffisante pour distinguer d'éventuels pulses de croissance ou de remobilisation. Ainsi, le PEN montre une paragenèse avec deux épisodes de croissance, qui ne peuvent pas être distingués géochronologiquement. Ceci suggère une histoire polyphasée des circulations de fluides sur une échelle de temps relativement courte (ici <3.2 Ma ; [Figure 3.28d](#)) similaire à la mise en place généralement épisodique des veines hydrothermales stériles ([Janots et al., 2012](#) ; [Mullis et al., 1994](#)). Dans les gîtes à F-Ba-Pb-Zn-Ag de BF et SAP, les micas ne sont pas directement associés à la minéralisation. La datation in situ Rb-Sr a donc été obtenue sur feldspath-K. Cette datation a permis de contraindre à la fois l'âge de la minéralisation primaire mésozoïque et l'âge de la remobilisation alpine (~19 Ma) dans ces veines ne présentant pas de minéraux accessoires datables (p. ex., monazite, allanite).

5.2.3 Héritage et remobilisation

L'étude pétrologique détaillée (étude texturale et cartographie EPMA) des cristaux de monazite ne montre aucune évidence de déformation, ni d'héritage, ni de recristallisation, qui auraient pu affecter leur système isotopique.

Malgré la réussite de la datation in situ Rb-Sr des phases riches en K et Sr syn- et cogénétiques des minéralisations ou de leur remobilisation, il est important de rappeler ici quelques limites à la méthodologie observées dans notre étude. Premièrement, pour obtenir des âges bien contraints, il faut à la fois que le minéral hôte soit enrichi en Rb, et qu'il y ait une bonne dispersion des ratios $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Dans le cas des micas blancs de LGV, répondant parfaitement à ces deux critères, l'âge est relativement bien contraint (19.3 ± 2.05 Ma ; [Figure 3.28f](#)), tandis que dans les feldspaths-K de SAP, qui possèdent de faibles concentrations en Rb par rapport au Sr, l'âge est moins bien contraint (148 ± 42 Ma ; [Figure 4.29a](#)). La faible variabilité du ratio Rb-Sr isotopique dans PEN et BF augmente l'importance de l'ancrage dans la résolution des âges et le risque d'erreur d'interprétation, particulièrement pour un contexte tectonique polyphasé avec des événements rapprochés temporellement (p. ex., collision). À SAP, les analyses Rb-Sr réalisées sur les micas blancs et les feldspaths de Ba présents dans l'encaissant au contact des veines présentent des âges parfois assez bien contraints (93 ± 11 Ma dans les micas blancs ; [Figure 4.30a](#)), mais qui n'ont aucune signification géologique au regard de la géodynamique connue des massifs cristallins externes ([De Graciansky et al., 2011](#)). Les analyses Rb-Sr dans les micas blancs issus de l'altération des feldspaths-K de LGV s'étalent entre l'isochrone des phengites de la foliation (alpine) et celle formée par un claste de feldspath-K déformé, séricitisé et minéralisé à galène. L'âge obtenu sur ce claste de feldspath-K séricitisé de 49 ± 12 Ma peut correspondre soit à la formation de la minéralisation à Pb-Zn-Ag (37.1 ± 0.7 Ma), soit à un âge de mélange entre l'âge de cristallisation des feldspaths-K (probablement équivalent à l'âge de formation du granite de la Lauzière de 341 ± 13 Ma ; [Debon et al., 1998](#)) et l'âge de l'altération en séricite des feldspaths-K lors de la mise en place de la minéralisation à Pb-Zn-Ag (37.1 ± 0.7 Ma). Enfin des analyses Rb-Sr réparties entre l'âge à ~49 Ma et l'âge à ~19 Ma indiquent une remise à zéro partielle du système isotopique lors de la dernière phase

de remobilisation alpine enregistrée (Figure 3.28f). Lorsque l'on reporte les points d'analyses des âges des micas blancs de SAP (~100 Ma) au milieu de ceux des feldspaths-K mésozoïques et miocènes, on remarque que les points se répartissent entre les deux isochrones et indiquent aussi une remise à zéro partielle de leurs systèmes isotopiques lors de la déformation alpine (Figure 4.30). À la lumière de ces résultats, on préconise d'être particulièrement vigilant quant à la signification des âges obtenus par datation in situ Rb-Sr, particulièrement dans des contextes où le ratio fluide-roche ne semble pas suffisant pour réinitialiser complètement les ratios isotopiques. Une bonne connaissance du contexte régional ou des datations indépendantes (p. ex., U-Th-Pb sur monazite) restent nécessaires afin de discriminer les âges ayant un sens géologique de ceux de mélange. Néanmoins, la datation Rb-Sr permet de contraindre des événements de déformation assistée par des fluides, comme pour la reprise à LGV, que l'on ne pourrait pas dater autrement, car la monazite de la minéralisation primaire de LGV ne recrystallise pas lors de cet épisode secondaire.

5.3 Formation des minéralisations à Pb-Zn-Ag-(F-Ba) dans le cycle orogénique Alpin

Notre étude comprend six minéralisations issues de trois contextes tectoniques et lithostructuraux distincts : (1) MP-PN en veines de Pb-Ag stratoïde encaissées dans la couverture Briançonnaise au contact d'un chevauchement majeur, le Front Briançonnais Interne ; (2) LGV et PEN en veine de Pb-Zn-Ag parallèle à la foliation des zones de cisaillements NE-SO (faille de Fond de France/décrochement de Roc-Rouge et Faille de l'Eau Rousse) recoupant le granite de la Lauzière et le socle varisque métamorphique (micaschistes riches en feldspath, gneiss) le long de la bordure orientale du MCE de Belledonne ; et (3) BF-SAP en veines massives jusqu'à une dizaine de mètres de puissance recoupant le granite du MCE du Rocheray et sa couverture mésozoïque, le long d'accidents d'orientation NE-SO. Les données de terrain et analytiques principales sont résumées dans le Tableau 5.1. Les données minéralogiques et géochronologiques ont permis de distinguer plusieurs événements minéralisateurs à Pb-Zn-Ag dans les Alpes occidentales lors du cycle orogénique alpin : des minéralisations mésozoïques (BF-SAP) associées au rifting et à l'ouverture océanique, et à minima deux événements minéralisateurs principaux associés à la collision alpine (PN, MP, LGV, PEN). Aucune trace d'un héritage varisque n'a été observé dans les six minéralisations Pb-Zn-Ag étudiées.

5.3.1 Extension océanique mésozoïque

La formation de minéralisations en lien avec l'extension océanique mésozoïque, associée à l'ouverture de la Téthys, a été mise en évidence dans les Alpes externes dans les gîtes à F-Ba-Pb-Zn-Ag de BF et

SAP datés à 134 ± 34 Ma. Ces gîtes se forment à la faveur du dernier événement tectonique du rifting à la limite Jurassique inférieur-Crétacé supérieur (De Graciansky et al., 2011 et références incluses), à une température de 150-190 °C et une pression d'environ 0.4 à 1.3 kbar, ce qui pourrait correspondre une profondeur de mise en place entre 3 et 3.4 km. Le mélange entre une saumure riche en métaux et un fluide de recharge probablement chargé en S (eau météorique ou eau de mer) est la cause principale du dépôt des métaux. L'âge, les données de chimie des fluides et l'emplacement des veines au contact socle-couverture sont similaires à d'autres veines de fluorite ou gisements de Pb-Zn encaissés dans les carbonates de type MVT ou "Irish" dans le reste de l'Europe occidentale (Boiron et al., 2010 et références incluses ; Burisch et al., 2022). L'enfouissement des saumures et fluides de recharges se serait fait par gravité, et leur exhumation se fait probablement par la mise en place de cellules de convection liées au réchauffement de la lithosphère dû à la remontée du manteau lors de l'amincissement crustal (Boiron et al., 2010).

Dans les Alpes occidentales, les veines à fluorites se trouvent exclusivement au contact socle-couverture dans les MCE (Gothard, Mont-Blanc et Rocheray). Ces veines s'alignent sur un axe NE-SO et se trouvent dans une position plutôt interne par rapport au rifting (Figure 5.1). On peut s'interroger si la chimie de l'encaissant granitique tardi-varisque (310-295 Ma) favorise davantage la concentration des métaux et du F, ou s'il s'agit d'un biais lié à la paléogéographie mésozoïque et à la distance des différents blocs par rapport à la zone du rift puis de l'ouverture océanique.

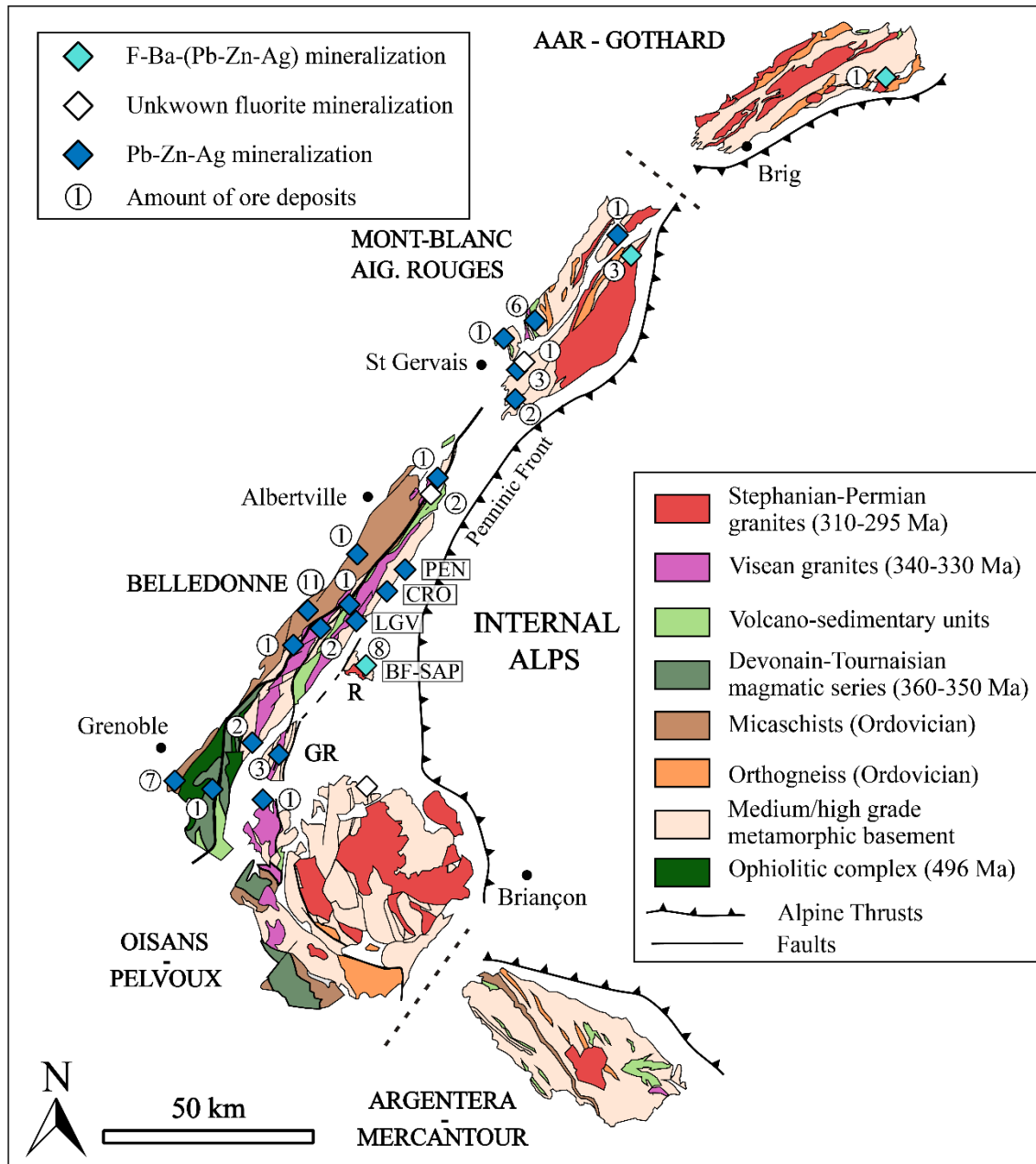


Figure 5.1 : Carte géologique du socle paléozoïque dans les Massifs Cristallins Externes (MCE), avec la localisation des minéralisations à fluorite. Fond de carte modifié de [Jacob et al. \(2021\)](#). Données des localisations en France provenant de la base de données "Armada" du BRGM et en Suisse de [Nägler et al. \(1995\)](#). GR : Grande Rousse ; R : Rocheray.

Tableau 5.1 : Synthèse analytique des minéralisations à Pb-Zn-Ag-(Cu-F-Ba) des Alpes du Nord française.

Ore deposit	MP-PN			LGV			PEN			BF-SAP												
Name	Macôt-La Plagne (MP) - Peisey-Nancroix (PN)			Le Gros Villan (LGV)			Le Penay (PEN)			Bois Feuillet (BF) - Le Sapay (SAP)												
Location	Vanoise (France)			Belledonne (France)			Belledonne (France)			Rocheray/Grand Châtelard (France)												
Substance	Pb-Ag			Pb-Zn-Ag			Pb-Zn-Ag			F-Ba-Pb-Zn-Ag												
Geodynamical context	Collision			Collision			Collision			Rifting-Oceanisation												
Tectonic setting	Thrusting fault toward the W (IBF)			NE-SW Shear zone (DRR)			NE-SW Shear zone (FER)			NE-SW normal to shear fault												
Host rock lithology	Schist and quartzite			Mylonitic granite			Micaschist			Granite												
Host rock age	Permian-Trias			Visean granite (340-330 Ma)			Precambrian-Paleozoic ?			Stephanian-Permian (310-295 Ma)												
Mineral assemblage	Eocene mineralization			Eocene mineralization			Miocene remobilization			Miocene mineralization			Miocene remobilization			Mesozoic mineralization			Miocene remobilization			
	<i>Gangue</i>	<i>Ore</i>	<i>Accessory</i>	<i>Gangue</i>	<i>Ore</i>	<i>Accessory</i>	<i>Gangue</i>	<i>Ore</i>	<i>Accessory</i>	<i>Gangue</i>	<i>Ore</i>	<i>Accessory</i>	<i>Gangue</i>	<i>Ore</i>	<i>Accessory</i>	<i>Gangue</i>	<i>Ore</i>	<i>Accessory</i>	<i>Gangue</i>	<i>Ore</i>	<i>Accessory</i>	
	Qz-Dol-Gp- Ph-Chl-Brt	Gn-Py-Ttr-Ccp-Bnn- Hem-Sp-Apy-Cbt	Mnz-Flc-Ap- Xen-Ant-Zr	Qz-Cal- Ph	Gn-Ccp- Sp-Ttr	Mnz-Xen- Ant	Qz-Cal- Ph	Gn	Ant	Qz-Cal- Ab-Ph	Sp-Gn-Ccp- Py-Apy	Aln-Ap- Ant	Qz-Cal- Ph-Chl	Sp-Gn-Ccp- Py-Po-Hem	Aln-Ant	Fl-Qz-Brt- Cal-Adl	Gn-Sp- Ccp-Py	-	Qz-Fl-Cal- Adl-Chl	Gn-Sp- Ccp	Thr-Syn	
<i>Gn</i>	Ag-Sb rich (1570; 2080 ppm) in massive Gn to Ag-Sb poor in disseminated Gn			Se rich (up to 579 ppm); Ag (414-1045 ppm); enriched in Bi compared to the main substitution			Ag (898-1245 ppm); Bi (46-2762ppm) and Se (6.7-1056 ppm) highly variable			Increase in Bi (~35 ppm) and Te (~1.5 ppm) from Gn1 to remobilized Gn2 (up to 2263 ppm of Bi and 34 ppm of Te); Ag (365-1128 ppm)												
<i>Sp</i>	Ni (0.7-1.4 wt%)-Cd (0.71-0.77 wt%) rich			Poor in all trace elements.			Poor in all trace elements. No relation with Sp remobilization			Ga rich in Sp1 (up to 794 ppm). Decrease in Ga-Ge-Cu-As-Ag-Sn-Sb from Sp1 to remobilized Sp2.												
<i>Ttr</i>	Ag (1.13-9.12 wt %) and Hg (826-5787 ppm) enriched from Tnn to Ttr-Frb			Ttr with low Ag (3368-4375 ppm)			-			-												
<i>Ccp</i>	No significant concentration nor variation			Trace elements < to the detection limits			Trace elements < to the detection limits			Increase of Sn (4.1 to 120 ppm), Ga (0.1 to 4.2 ppm), and In (4.4 to 15 ppm) in remobilized Ccp												
Fluid's chemistry	2 FI types: (i) 2-phases H ₂ O _(l-v) ; T _m ice = -24.3 to -8.6 °C, T _h = 114.1 to 180.0 °C; and (ii) 3-phases H ₂ O ₀ -CO _{2(l-v)} ; T _m ice = -23.5 to -0.1 °C; T _m (CO ₂) = -57.0 °C, T ₃ clathrate = 6-7 °C, T _h (CO ₂) = 21.2-30.5 °C; T _h (decrepitation) > 312 °C			-			-			2-phases H ₂ O _(l-v) primary FI (and secondary FIS-SAP, SpS-BF): T _m = -10.2 to 0 °C, T _h = 121.1 to 158.2 °C. Dilution is the main cause of metal deposition			2-phases H ₂ O _(l-v) secondary and primary FI from recrystallized FI2 crystal; T _m = -2.2 ± 1.3 °C; T _h = 164.9 to 215.6 °C.									
<i>P-T-t conditions of ore formation</i>																						
Temperature (°C)	Chl	315 ± 35 °C			> 358 ± 31 °C			-			324 ± 26 °C			-			314 ± 45 °C					
	Ph	-			-			285 - 340 °C			-			-			-					
	Sp	-			-			-			> 360 ± 30 °C			> 360 ± 30 °C			150-190 °C					
	IF	-			-			-			-			-			164 ± 26 °C (Sp)			300 - 370 °C (FI)		
Pressure (kbar)	6.25 ± 0.75 kbar			-			4.5 - 6.9 kbar (from PEN)			4.5 - 6.9 kbar			4.5 - 6.9 kbar			0.4 - 1.3 kbar			1.5 - 2.1 kbar			
Depth estimation (km)	14.2 - 18.3 km			-			11.7 - 17.9 km			11.7 - 17.9 km			11.7 - 17.9 km			3 - 3.4 km			-			
Timing (Ma)	<i>U-Th-Pb</i>	35.1 ± 0.6 Ma			37.1 ± 0.7 Ma			-			14.9 ± 7.6 Ma			14.9 ± 7.6 Ma			-			-		
	<i>Rb-Sr</i>	34.6 ± 4.7 Ma			-			19.3 ± 2.05 Ma			18.5 ± 3.6 Ma			18.5 ± 3.6 Ma			134 ± 34 Ma			19.6 ± 3.3 Ma		

Abréviation minérale provenant de [Whitney and Evans \(2010\)](#) : Ab : Albite ; Adl : Adulaire ; Aln : Allanite ; Ant : Anatase ; Ap : Apatite ; Apy : Arsénopyrite ; Bnn : Bourmonite ; Brt : Barytine ; Cal : Calcite ; Cbt : Cobaltite ; Ccp : Chalcopyrite ; Chl : Chlorite ; Dol : Dolomite ; Fl : Fluorite ; Flc : Florencite ; Gn : Galène ; Gp : Gypse ; Hem : Hématite ; Mnz : Monazite ; Ph : Phengite ; Po : Pyrrhotite ; Py : Pyrite ; Qz : Quartz ; Sp : Sphalérite ; Syn : Synchisite ; Thr : Thorite ; Ttr : Tétradrinite ; Xen : Xénotime.

5.3.2 *Collision alpine cénozoïque*

Plusieurs événements minéralisateurs ont été mis en évidence au cours du Cénozoïque, en relation avec les principales étapes de structuration des Alpes.

5.3.2.1 Chevauchement des Alpes internes à l'Eocène-Oligocène

Le chevauchement des Alpes internes sur les Alpes externes par l'activation du Front Pennique vers 40-35 Ma (Ceriani et al., 2001 ; Dumont et al., 2008) a permis la circulation de fluides minéralisateurs le long des grands chevauchements alpins dans les Alpes internes (gisements de MP et PN localisés au mur du Front Briançonnais Interne) et dans les zones de cisaillements du socle varisque qui sont réactivées dans les Alpes externes (gîte de LGV). Ces minéralisations Pb-Zn-Ag orogénique se sont formées lors du métamorphisme Alpin soit au début de l'enfouissement (LGV), soit à la transition entre enfouissement et exhumation (PN-MP ; Figure 2.13) ou encore lors du début de la phase d'exhumation (minéralisations de PEN et remobilisation de LGV).

Dans les domaines internes, les gisements de Pb-Zn-Ag de MP et PN sont les plus importants des Alpes du Nord. Ceux-ci sont essentiellement localisés à proximité des chevauchements alpins, encaissés dans le Carbonifère ou dans à la transition socle-couverture (Permo-Trias). Les deux plus importants gisements de MP et PN se sont formés à 35-40 Ma, ce qui suggère des flux conséquents de fluides minéralisateurs dans les grands chevauchements alpins. Les conditions de dépôt du minerai à MP et PN ($T = 315 \pm 35 \text{ °C}$; $P = 6.25 \pm 0.75 \text{ kbar}$) correspondent au pic du métamorphisme enregistré par la couverture de la zone houillère (Briançonnais externe ; Lanari et al., 2012). Les études préliminaires réalisées sur les inclusions fluides contemporaines du minerai mettent en évidence la présence de fluides aquacarbonés et de fluides aqueux ayant une salinité élevée pouvant atteindre 25.6 wt% eq. NaCl. Les températures d'homogénéisation supérieures à 305°C des fluides aquacarbonés sont en accord avec la température sur chlorite et témoignent du passage de fluides chauds. La source des saumures et du CO₂ est probablement ici la Nappe des Gypses composée d'évaporites et localisée au toit de la minéralisation. Les données d'inclusions fluides dans ces évaporites indiquent une gamme de température similaire à celles de PN ($T_m \text{ ice} = -26; -20 \text{ °C}$; $T_h = 125-400\text{°C}$) et une phase vapeur dominée par CO₂ et H₂S (Barré et al., 2017). L'étude de Gnos et al. (2021) montre une corrélation entre les zones de fluides riches en CO₂ et les régions de plus haut grade métamorphique alpin, suggérant une production de CO₂ par des réactions de dévolatilisation en contexte prograde ou vers la fin de l'exhumation dans le cas de l'anhydrite (Barré et al., 2020), et par effet tampon de l'encaissant lors des circulations de fluides dans les veines. En effet les quartzites broyées situées au mur du Front Briançonnais Interne et qui servent d'encaissant aux minéralisations Pb-Ag de MP et PN ont une perméabilité supérieure à celle du socle varisque mylonitisé de LGV. Ainsi, les quartzites broyés de

MP-PN forment un piège stratigraphique plus favorable à la formation des dépôts métalliques. De plus, l'ion trisulfure (S^{3-}) identifié dans la Nappe des Gypses au toit de la minéralisation de MP et PN pourrait avoir augmenté la solubilité des métaux (Barré et al., 2017 ; Pokrovski and Dubessy, 2015) dont la source pourrait être le socle de la Vanoise. A contrario, on ne retrouve peu voire pas d'évaporites à proximité des zones de cisaillements des Alpes externes.

On retrouve également une minéralisation primaire à Pb-Zn-Ag datée autour de 35-40 Ma à LGV dans les domaines alpins externes. La différence de tonnage de minerai observée entre les gisements des Alpes internes (PN, MP) et les gîtes des MCE (LGV) peut s'expliquer par la différence de distance à la zone de subduction et d'encaissant. En effet, les quartzites broyées de MP-PN représentent un volume et une perméabilité plus importante que le granite mylonitisé de LGV.

Dans le reste des MCE du nord de la France (Mont-Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne, Grandes rousSES, Oisans et Pelvoux), la quasi-totalité des minéralisations est à métaux de bases (Pb-Zn-Fe-Cu ; Figure 1.1). Ces gisements encaissés dans le socle varisque se localisent principalement le long d'accidents NE-SO à proximité du contact socle-couverture (Figure 3.1 ; Meloux, 1975). La récente tomographie sismique de la croûte et du manteau supérieur dans la région alpine (Nouibat et al., 2022, *submitted*) indique sous les massifs cristallins externes (MCE) : (1) la présence d'une anomalie de faible vitesse (LVZ) en base de croûte ; et (2) un saut de Moho (8 - 12 km) aligné avec les accidents varisques NE-SO, qui soulignerait l'importance de l'héritage de ces accidents d'échelle crustale dans la structuration des MCE. L'anomalie lente pourrait signaler la présence de matériel felsique (Jacob et al., 2023) ou bien être contrôlée par des circulations profondes de fluides (Bellahsen et al., 2023) dont l'existence a déjà été proposée pour la formation de quelques veines et fentes alpines dans les MCE (Janots et al., 2019 ; Rossi and Rolland, 2014). L'enregistrement de fluides chauds (> 410 °C) dans les fentes alpines en lien avec l'activité tectonique décrochante des accidents crustaux (p. ex., DRR ; Figure 3.1) indique la présence de circulations profondes de fluides, au moins à des profondeurs de croûte moyenne (Janots et al., 2019). Ces fluides profonds, qui empruntent les zones de hautes perméabilités subverticales telles que les zones de cisaillement (Fossen and Cavalcante, 2017), semblent jouer un rôle majeur dans la genèse des minéralisations polymétalliques à métaux de base (Pb-Zn-Cu-Fe) des Alpes occidentales qui s'orientent et se localisent le long de ces accidents NE-SO d'héritage varisque dans les MCE (p. ex., LGV, CRO, PEN ; Figure 3.1 et Figure 5.1).

5.3.2.2 Exhumation des massifs cristallins externes au Miocène

Le stade de minéralisation Eocène-Oligocène observée à MP, PN et LGV est suivi, dans les Alpes externes uniquement, de circulations de fluides minéralisateurs (PEN) et de la remobilisation des minéralisations antérieures (LGV, SAP, BF) entre 20 et 15 Ma. Dans les zones de cisaillement de LGV

et PEN, plusieurs pulses de circulation de fluides associés à des déformations sont identifiés microstructuralement entre la fin de l'enfouissement et le début de l'exhumation du MCE de Belledonne (Figure 3.30). Dans les veines du socle du Rocheray (BF-SAP), la remobilisation alpine est limitée et se remarque avant tout par des textures de dissolution-recristallisation de la gangue et du minerai, la cristallisation de quartz et l'altération du granite encaissant par des fluides chauds (270-320 °C) et peu salés se localisant à l'éponte des veines encaissées dans le granite. Toutes ces minéralisations associées aux circulations de fluides miocènes enregistrent des conditions de température entre 270 et 360 °C et de pression de cristallisation entre 4.5 et 6.9 kbar, soit une profondeur entre 11.7 et 17.9 km. Ces données P-T-t correspondent aux conditions de pic de métamorphisme et de déformation ductile connues dans les MCE (Bellanger et al., 2015 ; Rolland et al., 2003 ; Rossi et al., 2005). Les divers degrés de remobilisations entre BF-SAP et LGV-PEN s'expliquent principalement par la différence de dynamique et de déformation associée lors de l'orogénèse alpine. En effet, dans le massif de Belledonne, les contraintes en convergence s'accommodent à proximité de larges zones de cisaillement, probablement héritées du Varisque, qui canalisent les circulations de fluides. Au contraire, l'accident extensif scellé par les veines mésozoïques du Rocheray montre peu de localisation de la déformation que ce soit dans les veines ou le granite encaissant, ce qui pourrait limiter les infiltrations de fluides et la remobilisation de la minéralisation. Cette absence de déformation dans les failles du socle du Rocheray contenant les veines minéralisées est peut-être due au grand décollement basal illustré dans la coupe GéoFrance 3D et qui aurait accommodé les déformations alpines (Figure 1.5).

L'absence de remobilisation à PN-MP et plus généralement après avoir passé le pic de métamorphisme dans les MCE (PN, MP, PEN, LGV) semble indiquer un changement dans la dynamique des fluides en lien avec le début de l'exhumation et le relâchement des contraintes. On peut émettre l'hypothèse que lors de ce changement de contraintes, on passe de circulations importantes de fluides dominées par des fluides profonds (croûte moyenne), chauds (> 300°C) et salés (>10 wt% eq. NaCl ; saumure et/ou eau de recharge enfouie en profondeur ou fluide métamorphique) lors de l'enfouissement et proche du pic de métamorphisme, à des fluides principalement météoriques et peu salés, entraînés par gravité plus ou moins en profondeur et aboutissant à la cristallisation des fentes alpines dans des structures cassantes (Mullis et al., 1994; Poty and Weisbrod, 1974) lors de la relaxation des contraintes associées à l'exhumation. Une base de données géochronologique existe pour l'enregistrement de la cristallisation des veines hydrothermales non minéralisées avec deux stades circulation de fluides entre 12 et 6 Ma (Gasquet et al., 2010 ; Gnos et al., 2021 et références incluses ; Grand'Homme et al., 2016). La présence de métaux dans les veines hydrothermales alpines des MCE semble être liée à un changement de régime tectonique tel que l'exhumation des MCE débutant à ~18 Ma (Boutoux et al., 2016) et entraînant un changement dans la dynamique des circulations de fluides. En effet, il semble que les fluides minéralisateurs soient davantage enrichis en sel (20.2-8.5 wt% eq. NaCl ; Negga, 1984) que les fluides entraînant la cristallisation des fentes alpines et des veines

horizontales non minéralisées (presque toujours inférieur à 4 wt% eq. NaCl ; Mullis et al., 1994). Ces variations de salinité témoignent d'un changement de source des fluides (saumure vs eaux météoriques) probablement lié au changement de régime tectonique il y a environ 18 Ma. La source de ces saumures est sûrement à aller chercher plus à l'est, avec l'enfouissement en profondeur des évaporites ayant servi de base de décollement lors de la phase de collision-subduction dans les Alpes internes et ayant libéré de grandes quantités d'eau salée (25 ± 4 wt% eq. NaCl; Barré et al., 2020, 2017). Des études complémentaires sur la géochimie des fluides minéralisateurs s'avèrent nécessaires, particulièrement dans les sphalérites de LGV et PEN dans lesquelles nous avons observé la présence d'inclusions fluides, mais que nous n'avons pas pu analyser par manque de temps. La source des métaux pourrait être, comme pour les minéralisations mésozoïques (BF-SAP), le socle varisque lessivé par le passage de fluides profonds et salés ou bien la remobilisation d'un stock mésozoïque (p. ex., BF-SAP) ou varisque qui n'est pas en contact avec la position actuelle des gisements étudiés (plus en profondeur). L'isotopie stable du Pb pourrait permettre de discriminer la source du Pb et par extension des métaux, tandis celle du S pourrait permettre de discriminer la source du S et donc de savoir s'il provient de la remobilisation d'une minéralisation antérieure ou des évaporites.

5.4 La caractérisation des éléments traces dans les sulfures des gîtes alpins

Pour rappel, nous avons analysé des sulfures et sulfosels dans trois contextes différents : (i) dans des minéralisations mésozoïques partiellement et localement remobilisées lors du métamorphisme alpin (BF et SAP) ; (ii) dans des minéralisations éocènes syndéformation en contexte de collision alpine et sans évidence de remobilisation ; et (iii) dans des minéralisations et remobilisations oligo-miocènes associées aux différentes étapes de la déformation alpine en contexte de collision (LGV-PEN). L'objectif de cette discussion est donc le rôle de chacun de ces événements minéralisateurs ou de remobilisation sur la chimie des sulfures et sulfosels et sur la mobilité des métaux critiques.

Dans les galènes des minéralisations à Pb-Zn-Ag-(F-Ba) de notre étude, Ag, Sb, Se et Bi montrent les concentrations et les variations les plus significatives (Figure 5.2). Historiquement, la majorité des minéralisations de cette étude ont connu une exploitation artisanale (LGV, PEN, BF) voire industrielle (PN, MP) afin d'extraire principalement le Pb et l'Ag. Les anciens exploitants parlent de galène argentifère notamment à PN et MP (p. ex., Chabert, 1974). Nos résultats d'analyses chimiques sur la galène de MP confirment un enrichissement en Ag (jusqu'à 1665 ppm), avec des concentrations maximales supérieures à celles de toutes les autres minéralisations étudiées dans cette étude (Figure 5.2). Les concentrations en Ag montrent des variations relativement importantes dans nos trois contextes d'études avec des gammes de valeurs similaires (174-1665 ppm pour MP-PN ; 291-4445 ppm pour BF et SAP ; et 414-1418 ppm pour LGV et PEN). En contexte de déformation alpine, les variations en Ag semblent être attribuées à une évolution de la teneur au cours de la cristallisation du minerai lors de

différents pulses (MP, Figure 2.3b). Dans les minéralisations mésozoïques, l'impact modéré de la remobilisation alpine entraîne un enrichissement important en Ag dans la galène partiellement recristallisée ou néoformée (BF ; Figure 4.13). En cas de co-cristallisation entre la galène et la tétraédrite, l'Ag ainsi que le Sb se retrouvera préférentiellement dans le sulfosel (George et al., 2017). La présence de tétraédrite est principalement observée dans les minéralisations en contexte de collision alpine (MP-PN et LGV-PEN). Même si elle est observée en traces dans les veines mésozoïques de BF et SAP par quelques auteurs (Ochoa Alencastre, 1979; Sivade, 1989), nous ne l'avons pas observée dans nos échantillons. Les galènes enregistrent les plus fortes variations de concentrations en Ag et Sb dans les minéralisations en contexte orogénique (MP-PN), dans lesquelles la présence de tétraédrite dans le minerai est la plus importante (Figure 5.2 ; Figure 5.3). La diminution de la concentration en Ag et Sb est corrélée avec une plus forte présence de tétraédrite, indiquant que la tétraédrite est la première phase dans laquelle l'Ag et le Sb cristallisent au détriment de la galène (George et al., 2017).

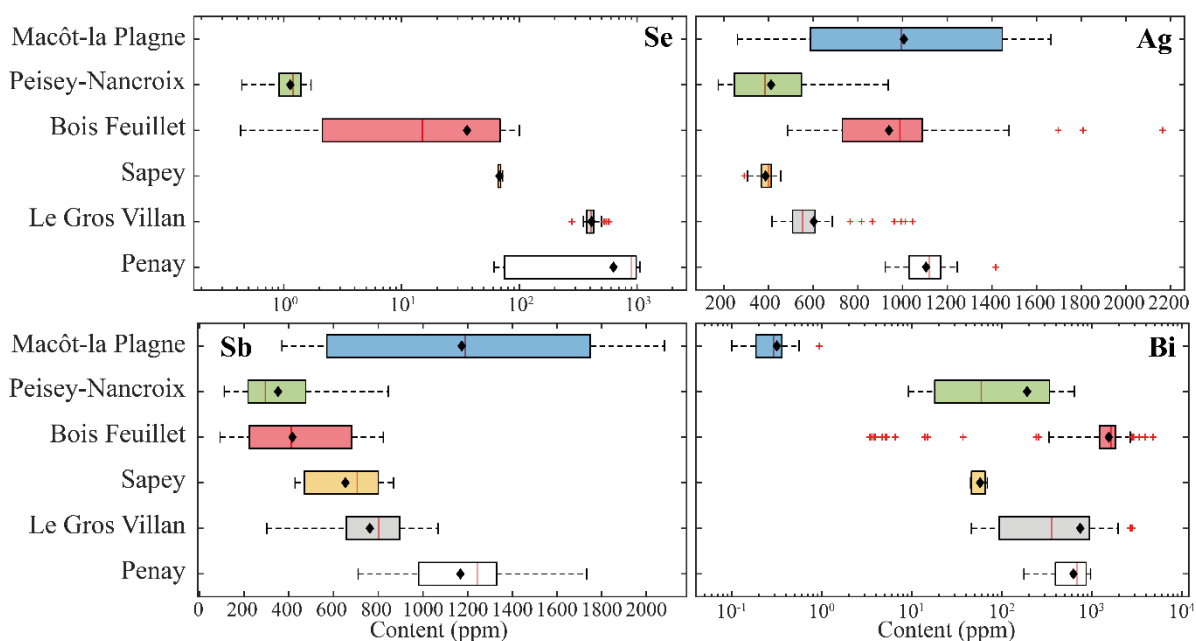


Figure 5.2 : Diagrammes en boîtes des concentrations en éléments traces (Se, Ag, Sb et Bi) dans la galène des minéralisations à (F-Ba)-Pb-Zn-Ag de MP, PN, BF, SAP, LGV et PEN. Note : les concentrations en Se et Bi sont présentées sur une échelle logarithmique ; les concentrations en éléments traces ont été mesurées au LA-ICP-MS. La légende des boîtes à moustaches se trouve dans la Figure 5.5.

La tétraédrite de MP-PN montre des zonations importantes en Ag, As et Sb, avec une évolution de la chimie des cristaux en lien avec la chimie du fluide ou des fluides (pulses), allant d'un pôle riche en As à un pôle riche en Ag (jusqu'à 9.12 wt%) et en Sb (Figure 5.4). La présence relativement importante et l'enrichissement en Ag jusqu'à 9.12 wt% de la tétraédrite dans la minéralisation de MP-PN font de la recherche de cette phase l'une des priorités dans le cadre de la recherche de l'Ag dans les minéralisations du Briançonnais (MP, PN, à vérifier à l'Argentière-la-Bessée). A contrario, les

tétraédrites de LGV ont un potentiel en Ag (~0.38 wt%) beaucoup plus faible que celles des veines de MP-PN. La plupart des minéralisations à Pb-Zn-Ag des massifs cristallins externes qui ont été exploités pour le Pb et l'Ag provenant principalement de la galène enregistrent des concentrations en Ag moyennes autour de 1000 ppm similaires à celles de gisements épithermaux (p. ex., Baie de Aires, Roumanie) ou SEDEX (p. ex., Sullivan, Canada ; Bleikvassli, Roumanie) des cratons protérozoïques (George et al., 2015). Les minéralisations et remobilisations lors de la collision alpine sont favorables à un enrichissement en Ag dans le minerai (galène et/ou tétraédrite).

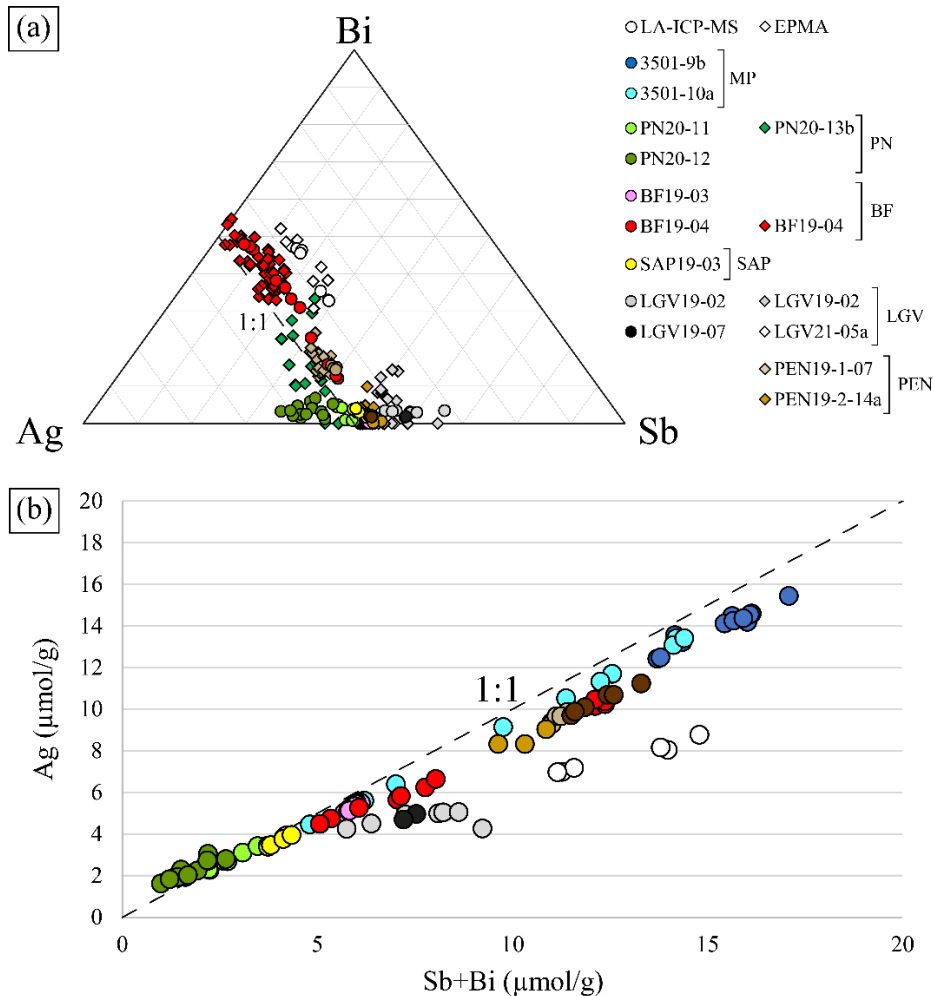


Figure 5.3 : Graphiques (a) ternaire des concentrations en Ag, Sb et Bi (en µmol/g) et (b) Ag vs. Sb+Bi des galènes de MP, PN, BF, SAP, LGV et PEN mesurées à l'EPMA et au LA-ICP-MS. La ligne en pointillés noirs représente la substitution principale de la galène : $Ag^{+}+(Sb+Bi)^{3+} \leftrightarrow 2Pb^{2+}$.

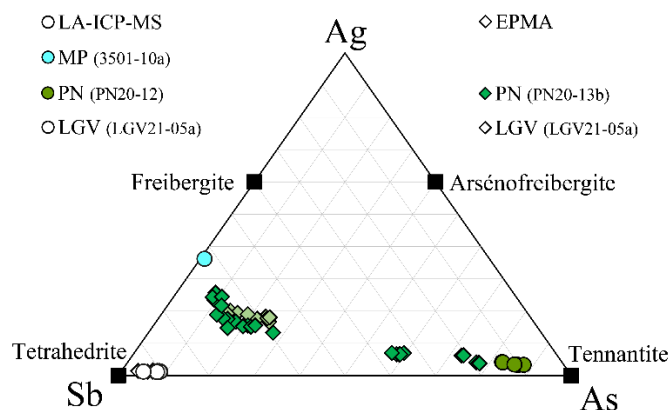


Figure 5.4 : Graphique ternaire des concentrations en Ag, Sb et As (en $\mu\text{mol/g}$) de la tétraédrite dans les minéralisations Pb-Zn-Ag des Alpes occidentales (LGV, PN et MP). Les carrés noirs représentent les pôles purs du groupe de la tétraédrite tels que définis par Moëlo et al. (2008 et références incluses).

Dans la majeure partie des cas, Ag, Sb et Bi sont corrélés suivant la substitution principale de la galène, à l'exception de LGV qui montre un enrichissement supérieur en Sb et Bi impliquant une substitution secondaire du Pb par Sb+Bi et entraînant la présence de sites vacants (Figure 5.3). Cet enrichissement en Sb+Bi par rapport à l'Ag dans la minéralisation de LGV est peut-être dû à la remobilisation lors du métamorphisme alpin. Globalement, les concentrations en Bi et Se sont très variables entre les gîtes, au sein d'une minéralisation, à l'échelle de l'échantillon et même du grain, ce qui est similaire aux tendances observées dans des gisements de type skarns, SEDEX et épithermaux dans des encaissements d'âges et de natures diverses (George et al., 2015). Dans la littérature, les variations en Bi peuvent être interprétées comme étant thermodépendantes et/ou un marqueur de la distance par rapport à la source des fluides minéralisateurs (Cave et al., 2022 ; George et al., 2015 ; Kreissl et al., 2018). Dans le cas de la galène de BF qui enregistre les plus grandes variations de concentration en Bi dans un même cristal, l'enrichissement en Bi est corrélé avec l'impact de la remobilisation alpine assistée par des fluides chauds (270-320 °C) de la galène mésozoïque relativement pauvre en Bi (< 70 ppm). Cet enrichissement en Bi lié à la remobilisation de la galène par des fluides chauds dans les veines de BF pourrait être interprété comme la thermodépendance de la solubilité du Bi dans le fluide (Tooth et al., 2013). Toutefois, dans des contextes de formation proches (métamorphisme alpin avec la cristallisation par des fluides chauds >270 °C) les variations importantes (entre 629 et 2762 ppm dans PEN-LGV) ou les faibles concentrations en Bi observées dans les minéralisations de MP-PN (<70 ppm) et LGV-PEN (< 100 ppm dans quatre échantillons sur six) sont plus difficilement corrélables à la température. Le Se est particulièrement enrichi dans les minéralisations de la bordure orientale de Belledonne et présente peu de variations à l'échelle d'un échantillon. Par contre des variations importantes de Se peuvent être observées au sein d'un même gîte (de 6.7 à 874 ppm à PEN). Dans les galènes des veines du Rocheray et du Briançonnais, les concentrations sont très faibles voire en dessous des limites de détection (MP, PN et BF), à l'exception de celles de SAP qui enregistrent une concentration légèrement plus élevée, entre 66 et 72 ppm. Les différences de concentrations entre LGV-PEN et BF-SAP et surtout au sein

d'une même minéralisation ne peuvent s'expliquer par une différence d'encaissant. Des études complémentaires impliquant un plus grand jeu de données des éléments traces dans des contextes similaires et différents, et d'inclusions fluides particulièrement dans le minerai (p. ex., sphalérite) seraient nécessaires pour contraindre les conditions entraînant les variations en Bi et Se, et par extension en Ag et Sb dans les galènes.

L'évolution des concentrations en éléments traces dans la sphalérite a fait l'objet de plus d'études que dans la galène (p. ex., Belissant et al., 2014; Cook et al., 2009; Cugerone et al., 2020, 2021; Frenzel et al., 2016). Ces études mettent en évidence une corrélation entre le Mn, le Fe et des métaux critiques tels que l'In, le Ge et le Ga, la température de cristallisation et la remobilisation de ces métaux critiques associés à la recristallisation dynamique de la sphalérite déformée dans un contexte métamorphique de bas grade (< 400°C ; Cugerone et al., 2020, 2021 ; Frenzel et al., 2016). Pour rappel, les concentrations en éléments traces dans la sphalérite de PN et MP ont été obtenues à l'EPMA à cause de la petite taille des grains (<30 µm), contrairement aux sphalérites de LGV, PEN, BF et SAP analysées au LA-ICP-MS et à l'EPMA. La discussion concernant les éléments traces dans la sphalérite portera donc principalement sur les minéralisations et remobilisations en contexte de collision dans les MCE par rapport aux minéralisations mésozoïques. Dans les minéralisations à métaux de base, la sphalérite est l'hôte principal des métaux critiques que sont le Ga, le Ge, et l'In, sauf dans le cas de recristallisation, où la chalcopirite peut devenir l'hôte principal du Ga et de l'In comme on le voit à BF (George et al., 2017). Les sphalérites de BF et SAP sont les plus riches Ga et Ge : si le Ge atteint tout juste 42 ppm dans la sphalérite la plus enrichie de BF, les concentrations en Ga sont importantes et peuvent atteindre 794 ppm, alors que celle-ci dépasse rarement 100 ppm dans la plupart des gisements épithermaux, skarns et stratiformes (Cook et al., 2009; Figure 5.5). Contrairement aux sphalérites de BF et SAP, celles de LGV et PEN sont pauvres en Ga (<10 ppm) et en Ge (< aux limites de détection). Toutefois, elles sont enrichies en In (jusqu'à 69 ppm), tandis que dans BF et SAP la concentration en In de la sphalérite ne dépasse pas 8.6 ppm (sauf dans un cristal de sphalérite de BF qui a des concentrations entre 18 et 30 ppm d'In). La diminution en Ga, Ge, Cu, As, Sn, Ag et Sb dans les sphalérites de BF au cours de la cristallisation ou de la remobilisation lors du méamorphisme alpin est étroitement liée à la température de (re)cristallisation. Les faibles concentrations notamment en Ga et Ge dans les sphalérites de LGV et PEN sont en accord avec une température de cristallisation et de remobilisation chaude (>300 °C). Pareillement, l'enrichissement plus important en In dans les sphalérites de LGV-PEN par rapport à celle de SAP-BF confirme le rôle de la température sur l'enrichissement en métaux critiques dans les sphalérites. A contrario, les concentrations en Fe ne montrent pas de relation évidente avec la température calculée via le thermomètre GGIMFis de Frenzel et al. (2016), même si les sphalérites de LGV et PEN ayant cristallisé et recristallisé dans un contexte plus chaud possèdent des teneurs en Fe supérieures à celles de BF-SAP (Figure 5.5). Les teneurs en Mn n'apparaissent pas non plus corrélées aux textures de recristallisation. Le Mn est enrichi dans la sphalérite de SAP, mais cet enrichissement

ne semble pas thermodépendant. Ainsi, les éléments les plus sensibles aux variations de température et aux recristallisations dans nos sphalérites sont les métaux critiques Ga, Ge et In. La redistribution du Ga, dans la sphalérite mésozoïque riche en Ga de BF et SAP, lors des circulations de fluides chauds alpins reste à déterminer, même si on note un enrichissement en Ga (~ 4.1 ppm), en In (~ 15 ppm) et en Sn (~ 120 ppm) dans la chalcopryrite recristallisée par rapport à la chalcopryrite mésozoïque (Ga : ~ 0.3 ppm ; In : ~ 5.0 ppm ; Sn : ~ 4.3 ppm ; [Figure 4.13](#)), en accord avec les observations réalisées par [George et al. \(2015, 2017\)](#).

L'analyse des traces dans les sulfures permet donc de préciser la paragenèse, de calculer une température de cristallisation, et de contraindre la chimie des différents épisodes de minéralisations. Elle renseigne également sur la cogénéité (ou non) de plusieurs minéralisations et leur éventuelle remobilisation. Pour les métaux critiques, les enrichissements en Ga et en Ge sont favorisés dans les minéralisations mésozoïques en contexte d'extension par rapport aux minéralisations en contexte de collision alpine. Toutefois, les enrichissements en In, Bi, Se et Ag sont favorisés par le contexte de collision alpine. Le rôle de la température est crucial pour la plupart de ces métaux critiques, même si d'autres paramètres encore non identifiés semblent avoir un rôle important sur la mobilité des métaux critiques (p. ex., Se et Bi dans la galène). De plus le rôle de la remobilisation en contexte de collision assistée par des fluides généralement relativement chaud ($>300^\circ\text{C}$) joue un rôle important sur la mobilité des métaux critiques et pourrait entraîner la formation de nouveaux gisements à plus ou moins grandes distances du gîte primaire.

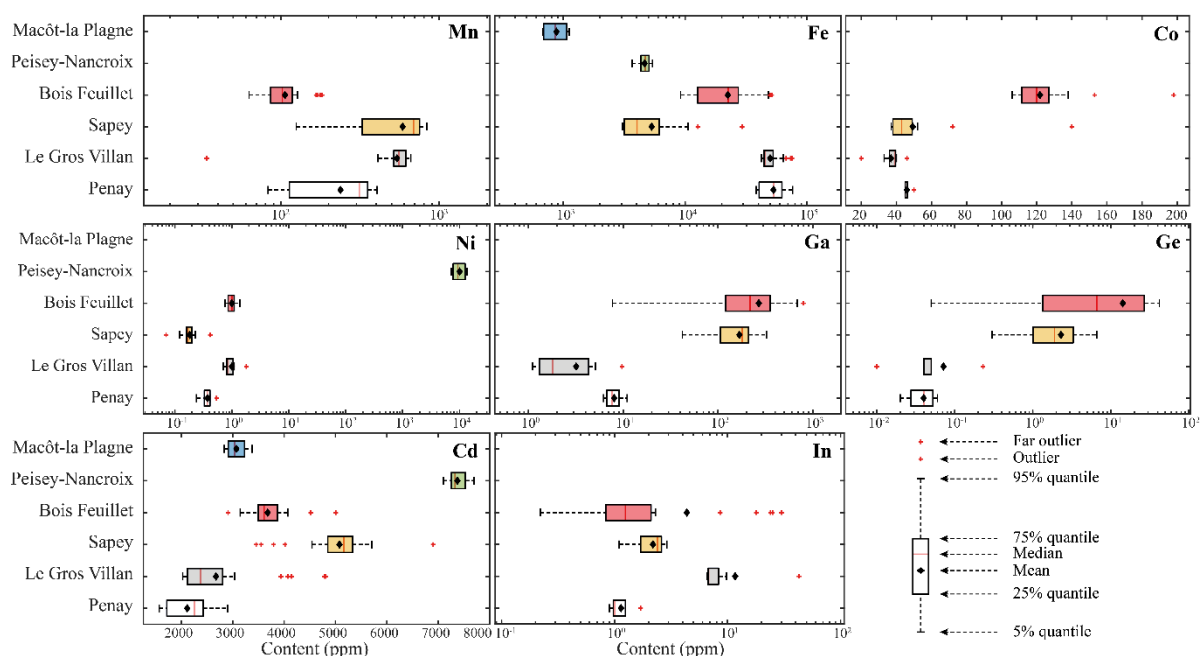


Figure 5.5 : Diagrammes en boîtes des concentrations en éléments traces (Mn, Fe, Co, Ni, Ga, Ge, Cd et In) dans la sphalérite des minéralisations à (F-Ba)-Pb-Zn-Ag de MP, PN, BF, SAP, LGV et PEN. Note : seules les concentrations en Co et Cd ne sont pas représentées sur une échelle logarithmique ; les concentrations en éléments traces ont été mesurées au LA-ICP-MS dans le cas de LGV, PEN, BF et SAP, et à l'EPMA pour PN et MP.

5.5 Conclusions générales et perspectives

Dans les Alpes occidentales françaises, il existe de nombreuses minéralisations polymétalliques qui se concentrent principalement dans les massifs cristallins externes (MCE) et la zone briançonnaise (Figure 1.1). Les gîtes les plus représentés sont ceux à Pb-Zn-Ag-(F-Ba). La chaîne des Alpes a connu plusieurs cycles orogéniques (Varisque et Alpin) à l'origine de contextes géodynamiques favorables à la formation des dépôts métalliques tels que la collision et l'hypercollision varisques, l'ouverture de l'océan Téthys (rifting et océanisation), et enfin la subduction et la collision alpines.

Les nouveaux âges acquis durant cette thèse par des méthodes isotopiques in situ (U-Th-Pb et Rb-Sr) sur des minéraux accessoires (monazite et allanite) et sur la gangue (mica blanc et feldspath) démontrent que ces minéralisations se sont mises en place au Mésozoïque (BF et SAP) et à l'Oligo-Miocène (PN-MP et LGV-PEN). Il n'y a pas d'évidence géochronologique d'un âge de cristallisation varisque des minéralisations à Pb-Zn-Ag-(F-Ba). À l'échelle des gîtes étudiés, aucun marqueur de remobilisation d'un stock varisque n'a été observé, si l'on combine ces nouveaux âges avec les microstructures. Une attention toute particulière a été portée aux caractérisations des zonations des minéraux accessoires (monazites) qui ne montrent aucune évidence d'âges hérités anté-minéralisation, même à l'échelle micrométrique (EPMA). Dans les échantillons filoniens à F-Ba-Pb-Zn-Ag, les âges indiquent une minéralisation primaire mésozoïque avec une recristallisation secondaire très localisée au Miocène. Dans les minéralisations primaires oligo-miocènes à Pb-Zn-Ag (LGV-PEN et PN-MP), on ne retrouve pas de trace d'une minéralisation antérieure mésozoïque. Les microstructures et âges indiquent plusieurs pulses de cristallisation.

Nos résultats permettent d'affirmer que dans le cas des minéralisations étudiées, il y a un transport (dont la distance n'est pas connue) entre la source des métaux et leur précipitation dans les gîtes polymétalliques. Cette source des métaux peut être issue de la remobilisation d'un stock varisque ou mésozoïque pour LGV-PEN ou PN-MP, ou bien du lessivage du socle varisque. Pour répondre à cette question, il serait nécessaire d'utiliser des méthodes d'isotopie stable du Pb et du S, qui permettraient de contraindre la source des métaux.

Les modèles de formation des minéralisations orogéniques à Pb-Zn-Ag dans les Alpes occidentales françaises (PN-MP et LGV-PEN) présentent des caractéristiques jusqu'ici peu décrites dans la littérature. En effet, ces minéralisations se mettent en place en contexte de collision dans la chaîne alpine. Les textures stratoïdes de LGV, PEN, PN et MP résultent des contraintes liées à la déformation assistée par des fluides lors de la mise en place des minéralisations. Les circulations de fluides à l'origine de la minéralisation de LGV se mettent en place dans une zone de cisaillement dextre active dont le début d'activité correspond au début de l'enregistrement de la collision alpine dans les MCE occidentaux.

Tandis que les minéralisations de PN et MP sont dues au chevauchement de la nappe de la Vanoise-Mont Pourri (Briançonnais interne) sur la zone houillère (Briançonnais externe). La minéralisation polymétallique syndéformation se fait par le biais de fluides chauds, dont la température ($> 300^{\circ}\text{C}$) est supérieure à celles des gisements classiques à métaux de bases, comme les gisements épithermaux ou les gisements encaissés dans des plateformes carbonatées de type MVT, Irlandais ou SEDEX. Les relations de textures entre la gangue, l'encaissant et la minéralisation, les températures et les âges de cristallisation attestent de la mise en place de ces gîtes à Pb-Zn-Ag en contexte de collision, à la limite ductile-cassant, syndéformation assistée par des fluides chauds. Ce modèle de formation syndéformation en contexte de collision semble être plus commun que ne le laisse présager la littérature. Il est possible que l'on sous-estime la prévalence de ce type de gîtes en grande partie du fait de leur plutôt faible intérêt économique, à cause de leurs faibles volumes et leur large dispersion dans l'espace, si l'on prend l'exemple des Alpes occidentales.

Au vu des paragenèses et microstructures des autres gîtes alpins échantillonnés ([Annexe A.1 Observations pétrologiques et minéralogiques](#)), il est en effet très probable qu'un certain nombre d'entre eux aient une genèse similaire à ceux de LGV, PEN, PN et MP. Les échantillons du Longeray (LON) présentent en effet des textures et une paragenèse proches de celles de PEN et CRO, tandis que les échantillons de l'Argentière-la-Bessée (ALB) en plus de leur position lithostructurale ressemblent grandement à PN et MP. Ceci resterait néanmoins à confirmer.

L'impact et le rôle des remobilisations présentent des caractères différents entre les gîtes étudiés. Les gisements de PN et MP ne présentent pas de texture de recristallisation assistée par la déformation. Seules des zonations de croissance sont observées. Les minéralisations de LGV et PEN possèdent de nombreuses textures de recristallisation/remobilisation sous déformation. Dans le cas de LGV, on voit le développement d'une foliation secondaire affectant la minéralisation primaire. Dans le cas de PEN, la recristallisation de la minéralisation primaire à sphalérite s'accompagne de la précipitation d'un nouvel assemblage polymétallique (galène, pyrite et chalcopryrite) dû à un nouvel apport de métaux par un fluide secondaire syndéformation. Enfin, les veines mésozoïques de SAP et BF montrent localement des textures de remobilisation. Le délai entre la mise en place de la minéralisation primaire et sa remobilisation est très variable avec un délai d'environ 120 Ma pour SAP et BF, 15 Ma pour LGV et moins de 3.6 Ma pour PEN. Ces quatre minéralisations se sont formées à différentes temporalités, mais sont remobilisées lors du même événement lié à la déformation et au métamorphisme alpin des MCE au Miocène. Les températures de remobilisation assistée par des fluides et syndéformation pour LGV et PEN sont plutôt chaudes ($270\text{-}360^{\circ}\text{C}$), entraînant des transferts de masses et donc la mobilité de certains éléments traces et métaux critiques. Les minéralisations mésozoïques semblent favorables à des enrichissements en Ga et Ge, tandis que les minéralisations ou remobilisations lors de la collision alpine semblent plus favorables à des enrichissements en Bi, Sb, Ag, Se et In. Dans les sphalérites des veines de BF-SAP, l'augmentation de la température du métamorphisme alpin entraîne un appauvrissement en

Ga, Ge, Cu, As, Sn, Sb et Ag entre la minéralisation primaire mésozoïque et la remobilisation alpine (~150°C de différence). A contrario, cette remobilisation lors du métamorphisme alpin apporte un enrichissement relativement important en Ag et Bi au détriment du Sb dans les galènes de BF et SAP. Dans ces mêmes veines, la chalcopryrite cristallisée lors de la remobilisation enregistre un enrichissement en Ga probablement issu de la remobilisation de la sphalérite mésozoïque. L'impact des remobilisations sur la mobilité des éléments traces et métaux critiques est assez limité dans les minéralisations alpines (LGV et PEN).

Dans les gîtes orogéniques alpins, les variations de teneurs en Ag, Sb, Bi et Se sont plus difficilement corrélables aux différents épisodes de cristallisation/remobilisation, et nécessitent davantage d'étude pour contraindre les paramètres (encaissant, physico-chimie du fluide...) entraînant les variations de concentrations que nous avons observées à différentes échelles (entre les minéralisations, dans un échantillon ou même dans un grain).

Pour conclure, les minéralisations en contexte de collision sur la plaque chevauchée sont encore très peu connues et peu étudiées. Malgré leurs intérêts économiques apparemment faibles dans les Alpes occidentales, la mise en lumière des modèles de minéralisations syndéformations en contexte ductile-cassant permet de prospecter de nouvelles zones jusqu'ici délaissées, car jugées peu favorables à la formation de minéralisations.

Références

Références

- Agard, P., Monie, P., Jolivet, L., Goffe, B., 2002. Exhumation of the Schistes Lustres complex: in situ laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints and implications for the Western Alps. *J Metamorph Geol* 20, 599–618. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00391.x>
- Akaryali, E., Akbulut, K., 2016. Constraints of C–O–S isotope compositions and the origin of the Ünlüpinar volcanic-hosted epithermal Pb–Zn±Au deposit, Gümüşhane, NE Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 117, 119–134. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.12.012>
- Aleinikoff, J.N., Slack, J.F., Lund, K., Evans, K.V., Fanning, C.M., Mazdab, F.K., Wooden, J.L., Pillers, R.M., 2012. Constraints on the Timing of Co–Cu Au Mineralization in the Blackbird District, Idaho, Using SHRIMP U–Pb Ages of Monazite and Xenotime Plus Zircon Ages of Related Mesoproterozoic Orthogneisses and Metasedimentary Rocks. *Economic Geology* 107, 1143–1175. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.6.1143>
- Aquilina, L., Boulvais, P., Mossmann, J.-R., 2011. Fluid migration at the basement/sediment interface along the margin of the Southeast basin (France): implications for Pb–Zn ore formation. *Miner Deposita* 46, 959–979. <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0360-9>
- Arribas, A.J., 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. *Mineralogical Association of Canada Short Course* 23, 419–454.
- Azza, A., 1998. Les minéralisations barytiques du Maroc. *Chronique de la recherche minière* 109–116.
- Bakker, R.J., 2003. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. *Chemical Geology* 194, 3–23.
- Bakker, R.J., 1997. Clathrates: Computer programs to calculate fluid inclusion V–X properties using clathrate melting temperatures. *Computers & Geosciences* 23, 1–18. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(96\)00073-8](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(96)00073-8)
- Banks, D.A., Boyce, A.J., Samson, I.M., 2002. Constraints on the Origins of Fluids Forming Irish Zn–Pb–Ba Deposits: Evidence from the Composition of Fluid Inclusions. *Economic Geology* 97, 471–480. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.471>
- Barfély, J.-C., 1985. Le jurassique Dauphinois entre Durance et Rhône, étude stratigraphique et géodynamique, évolution d’une portion de la marge Nord Téthysienne (Alpes occidentales françaises) - voll. Université scientifique et médicale de Grenoble.
- Barfély, J.-C., Barbier, R.P., Blaise, J., Bordet, P., Mouterde, R., Fourneaux, J.-C., Montjuven, G., Amat-Chantoux, R., Pappini, G., Liard, P., Méloux, J., Cabrol, B., 1983. Carte géologique France (1/50 000) - Feuille La Rochette (750).
- Barré, G., Strzeczynski, P., Michels, R., Guillot, S., Cartigny, P., Thomassot, E., Lorgeoux, C., Assayag, N., Truche, L., 2020. Tectono-metamorphic evolution of an evaporitic décollement as recorded by mineral and fluid geochemistry: The “Nappe des Gypses” (Western Alps) case study. *Lithos* 358–359, 105419. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105419>
- Barré, G., Truche, L., Bazarkina, E.F., Michels, R., Dubessy, J., 2017. First evidence of the trisulfur radical ion S_3^- and other sulfur polymers in natural fluid inclusions. *Chemical Geology* 462, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.03.027>
- Belissant, R., Boiron, M.-C., Luais, B., Cathelineau, M., 2014. LA-ICP-MS analyses of minor and trace elements and bulk Ge isotopes in zoned Ge-rich sphalerites from the Noailhac – Saint-Salvy deposit (France): Insights into incorporation mechanisms and ore deposition processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 126, 518–540. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.10.052>
- Bellahsen, N., Jolivet, L., Lacombe, O., Bellanger, M., Boutoux, A., Garcia, S., Mouthereau, F., Le Pourhiet, L., Gumiaux, C., 2012. Mechanisms of margin inversion in the external Western Alps: Implications for crustal rheology. *Tectonophysics* 560–561, 62–83. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.022>
- Bellahsen, N., Mouthereau, F., Boutoux, A., Bellanger, M., Lacombe, O., Jolivet, L., Rolland, Y., 2014. Collision kinematics in the western external Alps: Kinematics of the Alpine collision. *Tectonics* 33, 1055–1088. <https://doi.org/10.1002/2013TC003453>
- Bellahsen, N., Rosenberg, C., Nouibat, A., Girault, J.B., Huet, B., Paul, A., Labrousse, L., Jolivet, L., Agard, P., Bernet, M., pik, R., 2023. Kinematics of collisional processes in the Western and Central European Alps:

- Insights from a synthesis of geological data and new geophysical models. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-6047>
- Bellanger, M., Augier, R., Bellahsen, N., Jolivet, L., Monié, P., Baudin, T., Beyssac, O., 2015. Shortening of the European Dauphinois margin (Oisans Massif, Western Alps): New insights from RSCM maximum temperature estimates and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in situ dating. *Journal of Geodynamics* 83, 37–64. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.09.004>
- Bellanger, M., Bellahsen, N., Jolivet, L., Baudin, T., Augier, R., Boutoux, A., 2014. Basement shear zones development and shortening kinematics in the Ecrins Massif, Western Alps. *Tectonics* 33, 84–111. <https://doi.org/10.1002/2013TC003294>
- Bergemann, C., Gnos, E., Berger, A., Whitehouse, M., Mullis, J., Wehrens, P., Pettke, T., Janots, E., 2017. Th-Pb ion probe dating of zoned hydrothermal monazite and its implications for repeated shear zone activity: An example from the Central Alps, Switzerland: Dating Hydrothermal Monazite, Shear Zones. *Tectonics* 36, 671–689. <https://doi.org/10.1002/2016TC004407>
- Bergemann, C.A., Gnos, E., Whitehouse, M.J., 2019. Insights into the tectonic history of the Western Alps through dating of fissure monazite in the Mont Blanc and Aiguilles Rouges Massifs. *Tectonophysics* 750, 203–212. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.11.013>
- Bertauts, M., Janots, E., Rossi, M., Duhamel-Achin, I., Boiron, M.-C., Airaghi, L., Lanari, P., Lach, P., Peiffert, C., 2022. A New Alpine Metallogenic Model for the Pb-Ag Orogenic Deposits of Macôt-la Plagne and Peisey-Nancroix (Western Alps, France). *Geosciences* 12, 32.
- Bertrand, J.M., Aillères, L., Gasquet, D., 1996. The Pennine Front zone in Savoie (western Alps), a review and new interpretations from the Zone Houillère Briançonnaise. *Eclogae geol. Helv.* 89. <https://doi.org/10.5169/SEALS-167903>
- Biagioni, C., George, L.L., Cook, N.J., Makovicky, E., Moëlo, Y., Pasero, M., Sejkora, J., Stanley, C.J., Welch, M.D., Bosi, F., 2020. The tetrahedrite group: Nomenclature and classification. *Am. Mineral.* 105, 109–122. <https://doi.org/10.2138/am-2020-7128>
- Bienvegnant, D., 2020. Etude des paléo-contraintes dans la zone de l'essai de sismicité de La Chapelle. Mise en lien avec le contexte tectonique régional. (Mémoire de Master 1). Université Grenoble Alps, Grenoble.
- Bodnar, R.J., Vityk, M., 1994. Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions., in: De Vivo, B., Frezzotti, M.L. (Eds.), *Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications*. Blacksburg, pp. 117–130.
- Bogdanoff, S., Ménot, R.-P., Vivier, G., 1991. Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales françaises, un fragment de la zone interne varisque / The external crystalline massifs of the French western Alps, a part of the internal variscan zone. *sgeol* 44, 237–285. <https://doi.org/10.3406/sgeol.1991.1868>
- Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Richard, A., 2010. Fluid flows and metal deposition near basement /cover unconformity: lessons and analogies from Pb-Zn-F-Ba systems for the understanding of Proterozoic U deposits. *Geofluids*. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2010.00289.x>
- Bonev, I.K., Kouzmanov, K., 2002. Fluid inclusions in sphalerite as negative crystals: a case study. *ejm* 14, 607–620. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2002/0014-0607>
- Bouchot, V., Ledru, P., Lerouge, C., Lescuyer, J.-L., Milesi, J.-P., 2005. 5: Late Variscan mineralizing systems related to orogenic processes: The French Massif Central. *Ore Geology Reviews* 27, 169–197. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2005.07.017>
- Bouladon, J., 1969. Contribution à une systématique des gisements de plomb et de zinc. *Chron. Mines Rech. Min* 8, 215–227.
- Boulter, C.A., Fotios, M.G., Phillips, G.N., 1987. The Golden Mile, Kalgoorlie; a giant gold deposit localized in ductile shear zones by structurally induced infiltration of an auriferous metamorphic fluid. *Econ. Geol.* 82, 1661–1678. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1661>
- Bourdelle, F., Cathelineau, M., 2015. Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T–R₂+ –Si diagram. *Eur. J. Mineral.* 27, 617–626. <https://doi.org/10.1127/ejm/2015/0027-2467>
- Bourdelle, F., Parra, T., Chopin, C., Beyssac, O., 2013. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contrib Mineral Petrol* 165, 723–735. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0832-7>

- Bousquet, R., Oberhänsli, R., Goffé, B., Wiederkehr, M., Koller, F., Schmid, S.M., Schuster, R., Engi, M., Berger, A., Martinotti, G., 2008. Metamorphism of metasediments at the scale of an orogen: a key to the Tertiary geodynamic evolution of the Alps. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 298, 393–411. <https://doi.org/10.1144/SP298.18>
- Boutoux, A., Bellahsen, N., Nanni, U., Pik, R., Verlaquet, A., Rolland, Y., Lacombe, O., 2016. Thermal and structural evolution of the external Western Alps: Insights from (U–Th–Sm)/He thermochronology and RSCM thermometry in the Aiguilles Rouges/Mont Blanc massifs. *Tectonophysics* 683, 109–123. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.06.010>
- BRGM, 1977. Les gisements de Pb-Zn français. (Situation en 1977). (No. RR-41430-FR-02). BRGM.
- Bröcker, M., Baldwin, S., Arkudas, R., 2013. The geological significance of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr white mica ages from Syros and Sifnos, Greece: a record of continuous (re)crystallization during exhumation? *J. Meta. Geol.* 31, 629–646. <https://doi.org/10.1111/jmg.12037>
- Brugger, J., Liu, W., Etschmann, B., Mei, Y., Sherman, D.M., Testemale, D., 2016. A review of the coordination chemistry of hydrothermal systems, or do coordination changes make ore deposits? *Chemical Geology* 447, 219–253. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.10.021>
- Bucher, S., Bousquet, R., 2007. Metamorphic evolution of the Briançonnais units along the ECORS-CROP profile (Western Alps): new data on metasedimentary rocks. *Swiss j geosci* 100, 227–242. <https://doi.org/10.1007/s00015-007-1222-4>
- Bucher, S., Schmid, S.M., Bousquet, R., Fugenschuh, B., 2003. Late-stage deformation in a collisional orogen (Western Alps): nappe refolding, back-thrusting or normal faulting? *Terra Nova* 15, 109–117. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2003.00470.x>
- Burisch, M., Markl, G., Gutzmer, J., 2022. Breakup with benefits - hydrothermal mineral systems related to the disintegration of a supercontinent. *Earth and Planetary Science Letters* 580, 117373. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117373>
- Burkhard, M., 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of Structural Geology* 15, 351–368. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90132-T](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90132-T)
- Cabrol, B., 1967. Etude géologique et minière du massif des Hurtières- Chaîne de Belledonne (Savoie) - Alpes françaises (Géologie appliquée). Faculté des sciences de Grenoble, Grenoble.
- Caby, R., 1968. Gîtes métallifères alpins syntectoniques et métamorphiques dans la zone houillère axiale des Alpes françaises (Briançonnais, Maurienne). *BULL. B.R.G.M Deuxième série-section II*, 78–95.
- Caby, R., 1963. Etude géologique et métallogénique du bord interne de la zone houillère et de la bordure des schistes lustrés entre Modane et la vallée étroite (Savoie, Haut Val de Susa) (Géologie-Métallogénie). faculté des sciences de l'université de paris, Paris.
- Can, I., 2002. A new improved Na/K geothermometer by artificial neural networks. *Geothermics* 31, 751–760. [https://doi.org/10.1016/S0375-6505\(02\)00044-5](https://doi.org/10.1016/S0375-6505(02)00044-5)
- Canet, C., Franco, S.I., Prol-Ledesma, R.M., González-Partida, E., Villanueva-Estrada, R.E., 2011. A model of boiling for fluid inclusion studies: Application to the Bolaños Ag–Au–Pb–Zn epithermal deposit, Western Mexico. *Journal of Geochemical Exploration* 110, 118–125. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.04.005>
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay miner.* 23, 471–485. <https://doi.org/10.1180/claymin.1988.023.4.13>
- Cathelineau, M., Boiron, M.-C., Fourcade, S., Ruffet, G., Clauer, N., Belcourt, O., Coulibaly, Y., Banks, D.A., Guillocheau, F., 2012. A major Late Jurassic fluid event at the basin/basement unconformity in western France: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K–Ar dating, fluid chemistry, and related geodynamic context. *Chemical Geology* 322–323, 99–120. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.06.008>
- Cathelineau, M., Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contr. Mineral. and Petrol.* 91, 235–244. <https://doi.org/10.1007/BF00413350>
- Cave, B., Lilly, R., Barovich, K., 2020. Textural and geochemical analysis of chalcopyrite, galena and sphalerite across the Mount Isa Cu to Pb-Zn transition: Implications for a zoned Cu-Pb-Zn system. *Ore Geology Reviews* 124, 103647. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103647>

- Cave, B., Perkins, W., Lilly, R., 2022. Linking uplift and mineralisation at the Mount Novit Zn-Pb-Ag Deposit, Northern Australia: Evidence from geology, U–Pb geochronology and sphalerite geochemistry. *Geosci. Front.* 13, 101347. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101347>
- Cenki-Tok, B., Darling, J.R., Rolland, Y., Dhuime, B., Storey, C.D., 2014. Direct dating of mid-crustal shear zones with synkinematic allanite: new *in situ* U-Th-Pb geochronological approaches applied to the Mont Blanc massif. *Terra Nova* 26, 29–37. <https://doi.org/10.1111/ter.12066>
- Ceriani, S., Fügenschuh, B., Schmid, S.M., 2001. Multi-stage thrusting at the “Penninic Front” in the Western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs. *Int J Earth Sci* 90, 685–702. <https://doi.org/10.1007/s005310000188>
- Chabert, L., 1974. La mine de plomb argentifère de La Plagne. *rga* 62, 113–123. <https://doi.org/10.3406/rga.1974.1362>
- Challandes, N., Marquer, D., Villa, I.M., 2008. P-T-t modelling, fluid circulation, and ³⁹Ar-⁴⁰Ar and Rb-Sr mica ages in the Aar Massif shear zones (Swiss Alps). *Swiss J. Geosci.* 101, 269–288. <https://doi.org/10.1007/s00015-008-1260-6>
- Champion, D.C., Huston, D.L., 2016. Radiogenic isotopes, ore deposits and metallogenic terranes: Novel approaches based on regional isotopic maps and the mineral systems concept. *Ore Geology Reviews* 76, 229–256. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.09.025>
- Cheilletz, A., Gasquet, D., Filali, F., Archibald, D.A., Nespolo, M., 2010. A late Triassic ⁴⁰Ar/³⁹Ar age for the El Hammam high-REE fluorite deposit (Morocco): mineralization related to the Central Atlantic Magmatic Province? *Miner Deposita* 45, 323–329. <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0282-y>
- Chopin, C., Henry, C., Michard, A., 1991. Geology and petrology of the coesite-bearing terrain, Dora Maira massif, Western Alps. *ejm* 3, 263–292. <https://doi.org/10.1127/ejm/3/2/0263>
- Cliff, R.A., Bond, C.E., Butler, R.W.H., Dixon, J.E., 2017. Geochronological challenges posed by continuously developing tectonometamorphic systems: insights from Rb-Sr mica ages from the Cycladic Blueschist Belt, Syros (Greece). *J. Metamorph. Geol.* 35, 197–211. <https://doi.org/10.1111/jmg.12228>
- Cliff, R.A., Droop, G.T.R., Rex, D.C., 1985. Alpine metamorphism in the south-east Tauern Window, Austria: 2. Rates of heating, cooling and uplift. *J Metamorph Geol* 3, 403–415. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1985.tb00327.x>
- Cook, N.J., Ciobanu, C.L., Pring, A., Skinner, W., Shimizu, M., Danyushevsky, L., Saini-Eidukat, B., Melcher, F., 2009. Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICPMS study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 4761–4791. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.05.045>
- Cook, N.J., Klemd, R., Okrusch, M., 1994. Sulphide mineralogy, metamorphism and deformation in the Matchless massive sulphide deposit, Namibia. *Mineral. Deposita* 29, 1–15. <https://doi.org/10.1007/BF03326392>
- Čopjaková, R., Novák, M., Franců, E., 2011. Formation of authigenic monazite-(Ce) to monazite-(Nd) from Upper Carboniferous graywackes of the Drahany Upland: Roles of the chemical composition of host rock and burial temperature. *Lithos* 127, 373–385. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.08.001>
- Court, P., 1971. Etude géologique et métallogénique de la Basse-Maurienne (Savoie) - Alpes françaises. Faculté des sciences de Grenoble, Grenoble.
- Cox, S.F., 2010. The application of failure mode diagrams for exploring the roles of fluid pressure and stress states in controlling styles of fracture-controlled permeability enhancement in faults and shear zones. *Geofluids*. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2010.00281.x>
- Cugerone, A., Cenki-Tok, B., Muñoz, M., Kouzmanov, K., Oliot, E., Motto-Ros, V., Le Goff, E., 2021. Behavior of critical metals in metamorphosed Pb-Zn ore deposits: example from the Pyrenean Axial Zone. *Miner Deposita* 56, 685–705. <https://doi.org/10.1007/s00126-020-01000-9>
- Cugerone, A., Cenki-Tok, B., Oliot, E., Muñoz, M., Barou, F., Motto-Ros, V., Le Goff, E., 2020. Redistribution of germanium during dynamic recrystallization of sphalerite. *Geology* 48, 236–241.
- Cumming, G.L., Richards, J.R., 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth. *EARTH & PLANET. SCI. LETT.* 28, 155–171. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90223-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90223-X)
- De Andrade, V., Vidal, O., Lewin, E., O’Brien, P., Agard, P., 2006. Quantification of electron microprobe compositional maps of rock thin sections: an optimized method and examples: QUANTITATIVE ELECTRON

- MICROPROBE COMPOSITIONAL MAPS. *J. Metamorph. Geol.* 24, 655–668. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00660.x>
- De Graciansky, P.-C., Roberts, D.G., Tricart, P., 2011. The Western Alps, from Rift to Passive Margin to Orogenic Belt, Developments in Earth Surface Processes. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-64485-8>
- Debon, F., Guerrot, C., Ménot, R.-P., Vivier, G., Cocherie, A., 1998. Late Variscan granites of the Belledonne massif (French western Alps): an early Visean magnesian plutonism. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 78, 67–85.
- Debon, F., Lemmet, M., 1999. Evolution of Mg/Fe ratios in late Variscan plutonic rocks from the external crystalline massifs of the Alps (France, Italy, Switzerland). *Journal of Petrology* 40, 1151–1185.
- Deloule, E., 1982. The genesis of fluor spar hydrothermal deposits at Montroc and Le Burc, the Tarn, as deduced from fluid inclusion analysis. *Economic Geology* 77, 1867–1874. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.8.1867>
- Diamond, L.W., Tarantola, A., Stünitz, H., 2010. Modification of fluid inclusions in quartz by deviatoric stress. II: experimentally induced changes in inclusion volume and composition. *Contrib Mineral Petrol* 160, 845–864. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0510-6>
- Dill, H.G., Sachsenhofer, R.F., Grecula, P., Sasvari, T., Palinkas, L.A., Borojevic-Sostaric, S., Strmic-Palinkas, S., Prochaska, W., Garuti, G., Zaccarini, F., Arbouille, D., Schulz, H.-M., 2008. Fossil fuels, ore and industrial minerals., in: McCann, T. (Ed.), *The Geology of Central Europe Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*. The Geological Society of London, pp. 1341–1449. <https://doi.org/10.1144/CEV2P.9>
- Disnar, J.R., 1996. A comparison of mineralization histories for two MVT deposits, Trèves and Les Malines (Causses basin, France), based on the geochemistry of associated organic matter. *Ore Geology Reviews* 11, 133–156.
- Dubacq, B., Vidal, O., De Andrade, V., 2010. Dehydration of dioctahedral aluminous phyllosilicates: thermodynamic modelling and implications for thermobarometric estimates. *Contrib Mineral Petrol* 159, 159–174. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0421-6>
- Dubessy, J., 1984. Simulation des équilibres chimiques dans le système C-O-H. Conséquences méthodologiques pour les inclusions fluides. *bulmi* 107, 155–168. <https://doi.org/10.3406/bulmi.1984.7746>
- Dubessy, J., Poty, B., Ramboz, C., 1989. Advances in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions. *EJM* 1, 517–534. <https://doi.org/10.1127/ejm/1/4/0517>
- Ducros, J.B., 1974. Etude géologique et gîtologique du massif d'Allevard: chaîne de Belledonne (Savoie) (Thèse de 3ème cycle). Université scientifique et médicale de Grenoble, Grenoble.
- Dumont, T., Champagnac, J.-D., Crouzet, C., Rochat, P., 2008. Multistage shortening in the Dauphiné zone (French Alps): the record of Alpine collision and implications for pre-Alpine restoration. *Swiss J. Geosci.* 101, 89–110. <https://doi.org/10.1007/s00015-008-1280-2>
- Dunlap, W., Kronenberg, A., 2001. Argon loss during deformation of micas: constraints from laboratory deformation experiments. *Contrib Mineral Petrol* 141, 174–185. <https://doi.org/10.1007/s004100000217>
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D., Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits.
- Elburg, M., Vroon, P., van der Wagt, B., Tchalikian, A., 2005. Sr and Pb isotopic composition of five USGS glasses (BHVO-2G, BIR-1G, BCR-2G, TB-1G, NKT-1G). *Chemical Geology* 223, 196–207. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.07.001>
- Ellenberger, F., 1958. Etude géologique du pays de Vanoise., Mémoires du Service de la Carte Géologique de la France. Imprimerie Nationale, Paris.
- Engi, M., 2017. Petrochronology Based on REE-Minerals: Monazite, Allanite, Xenotime, Apatite. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 83, 365–418. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.12>
- Fabre, J., 1958. Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). University of Paris, Paris.
- Fallourd, S., Poujol, M., Boulvais, P., Paquette, J.-L., de Saint Blanquat, M., Rémy, P., 2014. In situ LA-ICP-MS U–Pb titanite dating of Na–Ca metasomatism in orogenic belts: the North Pyrenean example. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 103, 667–682. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0978-1>
- Fontes, J.C., Matray, J.-M., 1993. Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin, France: 1. Brines associated with Triassic salts. *Chemical Geology* 109, 149–175.

- Fossen, H., Cavalcante, G.C.G., 2017. Shear zones – A review. *Earth-Science Reviews* 171, 434–455. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.05.002>
- Fouillac, C., Michard, G., 1981. Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics* 10, 55–70. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(81\)90025-0](https://doi.org/10.1016/0375-6505(81)90025-0)
- Fournier, R.O., 1979. A revised equation for the Na/K geothermometer. *GRC Transactions* 3, 221–224.
- Fournier, R.O., 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics* 5, 41–50.
- Fournier, R.O., Potter, R.W., 1979. Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43, 1543–1550. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(79\)90147-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90147-9)
- Fournier, R.O., Truesdell, A.H., 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica acta* 37, 1255–1275.
- Franz, G., Andrehs, G., Rhede, D., 1996. Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany. *ejm* 8, 1097–1118. <https://doi.org/10.1127/ejm/8/5/1097>
- Freeman, S.R., Inger, S., Butler, R.W.H., Cliff, R.A., 1997. Dating deformation using Rb-Sr in white mica: Greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone. *Tectonics* 16, 57–76.
- Frei, R., Pettke, T., 1996. Mono-sample Pb-Pb dating of pyrrhotite and tourmaline: Proterozoic vs. Archean intracratonic gold mineralization in Zimbabwe. *Geol* 24, 823. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0823:MSPPDO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0823:MSPPDO>2.3.CO;2)
- Frenzel, M., Hirsch, T., Gutzmer, J., 2016. Gallium, germanium, indium, and other trace and minor elements in sphalerite as a function of deposit type — A meta-analysis. *Ore Geology Reviews* 76, 52–78. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.12.017>
- Gabalda, S., 2008. Processus d'exhumation dans les Alpes occidentales: modélisation géométrique et reconstitution géodynamique sur la transversale Chartreuse-Maurienne, une approche multi-échelle. Ecole des Mines, Paris.
- Ganne, J., 2003. Les dômes de socles HP-BT dans le domaine Pennique des Alpes nord-occidentales (massifs d'Ambin et de Vanoise Sud): modalités de leur exhumation. Université de Savoie.
- Ganne, J., Bertrand, J.-M., Fudral, S., Marquer, D., Vidal, O., 2007. Structural and metamorphic evolution of the Ambin massif (western Alps): toward a new alternative exhumation model for the Briançonnais domain. *Bull. Soc. géol. Fr.* 178, 437–458. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.178.6.437>
- Gasquet, D., Bertrand, J.-M., Paquette, J.-L., Lehmann, J., Ratzov, G., De Ascenção Guedes, R., Tiepolo, M., Boullier, A.-M., Scaillet, S., Nomade, S., 2010. Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre-Alpine basement massif of the French western Alps: new U-Th-Pb and argon ages from the Lauzière massif. *Bull. Soc. géol. Fr.* 181, 227–241. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.3.227>
- George, L., Cook, N., Ciobanu, C., 2017. Minor and Trace Elements in Natural Tetrahedrite-Tennantite: Effects on Element Partitioning among Base Metal Sulphides. *Minerals* 7, 17. <https://doi.org/10.3390/min7020017>
- George, L., Cook, N.J., Ciobanu, C.L., Wade, B.P., 2015. Trace and minor elements in galena: A reconnaissance LA-ICP-MS study. *Am. Mineral.* 100, 548–569. <https://doi.org/10.2138/am-2015-4862>
- George, M.T., Bartlett, J.M., 1996. Rejuvenation of Rb-Sr mica ages during shearing on the northwestern margin of the Nanga Parbat-Haramosh massif. *Tectonophysics* 260, 167–185. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(96\)00082-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(96)00082-0)
- Gerber, W., 2008. Evolution tectono-métamorphique du Briançonnais interne (Alpes Occidentales, massifs de Vanoise Sud et d'Ambin): comportement du socle et de sa couverture dans un contexte de subduction continentale profonde. Université Pierre et Marie Curie (Paris 6).
- Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 2749–2765. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90143-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90143-3)
- Gimard, J., Gimard, G., 1986. Mines de plomb argentifère (Savoie). *Monde et Minéraux* 42–43.
- Gimard, J., Gimard, G., 1985. Mine de plomb argentifère (Savoie). *Monde et Minéraux* 10–14.

- Giorgis, D., Thélin, P., Stampfli, G., Bussy, F., 1999. The Mont-Mort metapelites: Variscan metamorphism and geodynamic context (Briançonnais basement, Western Alps, Switzerland). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 79, 381–398.
- Gnos, E., Janots, E., Berger, A., Whitehouse, M., Walter, F., Pettke, T., Bergemann, C., 2015. Age of cleft monazites in the eastern Tauern Window: constraints on crystallization conditions of hydrothermal monazite. *Swiss J Geosci* 108, 55–74. <https://doi.org/10.1007/s00015-015-0178-z>
- Gnos, E., Mullis, J., Ricchi, E., Bergemann, C.A., Janots, E., Berger, A., 2021. Episodes of fissure formation in the Alps: connecting quartz fluid inclusion, fissure monazite age, and fissure orientation data. *Swiss J Geosci* 114, 14. <https://doi.org/10.1186/s00015-021-00391-9>
- Goffé, B., Schwartz, S., Lardeaux, J.M., Bousquet, R., 2004. Explanatory notes to the map: metamorphic structure of the Alps western and Ligurian Alps. *Mitt. Osterr. Miner. Ges* 149, 125–144.
- Gourcerol, B., Kontak, D.J., Thurston, P.C., Petrus, J.A., 2018. Application of LA-ICP-MS Sulfide Analysis and Methodology For Deciphering Elemental Paragenesis and Associations In Addition To Multi-Stage Processes In Metamorphic Gold Settings. *Can Mineral* 56, 39–64. <https://doi.org/10.3749/canmin.1700048>
- Govindarao, B., Pruseth, K.L., Mishra, B., 2018. Sulfide partial melting and chalcopyrite disease: An experimental study. *American Mineralogist* 103, 1200–1207. <https://doi.org/10.2138/am-2018-6477>
- Grand'Homme, A., Janots, E., Bosse, V., Seydoux-Guillaume, A.M., De Ascensão Guedes, R., 2016. Interpretation of U-Th-Pb in-situ ages of hydrothermal monazite-(Ce) and xenotime-(Y): evidence from a large-scale regional study in clefts from the western alps. *Miner Petrol* 110, 787–807. <https://doi.org/10.1007/s00710-016-0451-5>
- Grandia, F., Canals, À., Cardellach, E., Banks, D.A., Perona, J., 2003. Origin of ore-forming brines in sediment-hosted Zn-Pb deposits of the Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain. *Economic Geology* 98, 1397–1411.
- Gratier, J.-P., Dysthe, D.K., Renard, F., 2013. The Role of Pressure Solution Creep in the Ductility of the Earth's Upper Crust, in: *Advances in Geophysics*. Elsevier, pp. 47–179. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-380940-7.00002-0>
- Gregory, C.J., Rubatto, D., Allen, C.M., Williams, I.S., Hermann, J., Ireland, T., 2007. Allantite micro-geochronology: A LA-ICP-MS and SHRIMP U–Th–Pb study. *Chemical Geology* 245, 162–182. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.029>
- Gu, L., Zheng, Y., Tang, X., Zaw, K., Della-Pasque, F., Wu, C., Tian, Z., Lu, J., Ni, P., Li, X., Yang, F., Wang, X., 2007. Copper, gold and silver enrichment in ore mylonites within massive sulphide orebodies at Hongtoushan VHMS deposit, N.E. China. *Ore Geol. Rev.* 30, 1–29. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2005.09.001>
- Guéguen, P., Janex, G., Nomade, J., Langlais, M., Helmstetter, A., Coutant, O., Schwartz, S., Dollet, C., 2022. Unprecedented seismic swarm in the Maurienne valley (2017–2019) observed by the SISmalp Alpine seismic network: operational monitoring and management. *Comptes Rendus. Géoscience* 353, 517–534. <https://doi.org/10.5802/crgeos.70>
- Guillot, F., 1987. *Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise interne, Savoie, France)*. Université des Sciences et Technologie de Lille - Lille I, Lille.
- Guillot, F., 1982. *La vallée du Ponturin (Vanoise septentrionale, Alpes françaises)*.
- Guillot, F., Schaltegger, U., Bertrand, J.M., Deloule, É., Baudin, T., 2002. Zircon U–Pb geochronology of Ordovician magmatism in the polycyclic Rutor Massif (Internal W Alps). *Int J Earth Sci* 91, 964–978. <https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1007/s00531-002-0280-0>
- Guillot, S., di Paola, S., Ménot, R.-P., Ledru, P., Spalla, M.I., Gosso, G., Schwartz, S., 2009. Suture zones and importance of strike-slip faulting for Variscan geodynamic reconstructions of the External Crystalline Massifs of the western Alps. *Bulletin de la Société Géologique de France* 180, 483–500. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.180.6.483>
- Guillot, S., Ménot, R.-P., 2009. Paleozoic evolution of the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *Comptes Rendus Geoscience* 341, 253–265. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.010>
- Harlaux, M., Marignac, C., Mercadier, J., Pujol, M., Boiron, M.-C., Kouzmanov, K., Camacho, A., Alikouss, S., Roméo, B., Mouthier, B., Cuney, M., 2021. Multistage development of a hydrothermal W deposit during the Variscan late-orogenic evolution: the Puy-les-Vignes breccia pipe (Massif Central, France). *BSGF - Earth Sci. Bull.* 192, 33. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2021023>

- Hedenquist, J.W., Lowenstern, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature* 370, 519–527. <https://doi.org/10.1038/370519a0>
- Hogmalm, K.J., Zack, T., Karlsson, A.K.-O., Sjöqvist, A.S.L., Garbe-Schönberg, D., 2017. In situ Rb–Sr and K–Ca dating by LA-ICP-MS/MS: an evaluation of N₂O and SF₆ as reaction gases. *J. Anal. At. Spectrom.* 32, 305–313. <https://doi.org/10.1039/C6JA00362A>
- Inger, S., Cliff, R.A., 1994. Timing of metamorphism in the Tauern Window, Eastern Alps: Rb–Sr ages and fabric formation. *J Metamorph Geol* 12, 695–707. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1994.tb00052.x>
- Inger, S., Ramsbotham, W., Cliff, R.A., Rex, D.C., 1996. Metamorphic evolution of the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps: time constraints from multi-system geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126, 152–168. <https://doi.org/10.1007/s004100050241>
- Inoue, A., Meunier, A., Patrier-Mas, P., Rigault, C., Beaufort, D., Vieillard, P., 2009. Application of Chemical Geothermometry to Low-Temperature Trioctahedral Chlorites. *Clays Clay Miner.* 57, 371–382. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2009.0570309>
- Jacob, J., Guillot, S., Rubatto, D., Janots, E., Melleton, J., Faure, M., 2021. Carboniferous high-P metamorphism and deformation in the Belledonne Massif (Western Alps). *Journal of metamorphic geology* 39, 1009–1044.
- Jacob, J.-B., Janots, E., Cordier, C., Guillot, S., 2023. Discovery of Variscan orogenic peridotites in the Pelvoux Massif (Western Alps, France). *BSGF - Earth Sci. Bull.* 194, 2. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2022021>
- Jacqueson, R., Méloux, J., Poulain, P.-A., 1967. Les indices de Belledonne entre Arc et Isère (Rapport B.R.G.M. Division S-E No. 53). BRGM.
- Jäger, E., 1962. Rb–Sr age determinations on micas and total rocks from the Alps. *J. Geophys. Res.* <https://doi.org/10.1029/JZ067i013p05293>.
- Janots, E., Berger, A., Gnos, E., Whitehouse, M., Lewin, E., Pettke, T., 2012. Constraints on fluid evolution during metamorphism from U–Th–Pb systematics in Alpine hydrothermal monazite. *Chemical Geology* 326–327, 61–71. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.07.014>
- Janots, E., Engi, M., Berger, A., Allaz, J., Schwarz, J.-O., Spandler, C., 2008. Prograde metamorphic sequence of REE minerals in pelitic rocks of the Central Alps: implications for allanite–monazite–xenotime phase relations from 250 to 610 °C. *J Metamorph Geol* 26, 509–526. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2008.00774.x>
- Janots, E., Engi, M., Rubatto, D., Berger, A., Gregory, C., Rahn, M., 2009. Metamorphic rates in collisional orogeny from in situ allanite and monazite dating. *Geology* 37, 11–14. <https://doi.org/10.1130/G25192A.1>
- Janots, E., Grand&apostrophe;Homme, A., Bernet, M., Guillaume, D., Gnos, E., Boiron, M.-C., Rossi, M., Seydoux-Guillaume, A.-M., De Ascensão Guedes, R., 2019. Geochronological and thermometric evidence of unusually hot fluids in an Alpine fissure of Lauzière granite (Belledonne, Western Alps). *Solid Earth* 10, 211–223. <https://doi.org/10.5194/se-10-211-2019>
- Janots, E., Negro, F., Brunet, F., Goffé, B., Engi, M., Bouybaouène, M.L., 2006. Evolution of the REE mineralogy in HP–LT metapelites of the Sebtime complex, Rif, Morocco: Monazite stability and geochronology. *Lithos* 87, 214–234. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.06.008>
- Janots, E., Rubatto, D., 2014. U–Th–Pb dating of collision in the external Alpine domains (Urseren zone, Switzerland) using low temperature allanite and monazite. *Lithos* 184–187, 155–166. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.10.036>
- Jébrak, M., Lhegu, J., Touray, J.-C., 1983. Filons en décrochement et en extension. Deux familles de filons à F–Ba–Pb–Zn des hercynides françaises et marocaines. *Ann.-Soc. Géol. Nord.* 103, 181–186.
- Jébrak, M., Marcoux, E., 2008. Géologie des ressources minérales. Ministère des ressources naturelles et de la faune, Québec (Province).
- Jegal, Y., Zimmermann, C., Reisberg, L., Yeghicheyan, D., Cloquet, C., Peiffert, C., Gerardin, M., Deloule, E., Mercadier, J., 2022. Characterisation of Reference Materials for In Situ Rb–Sr Dating by LA-ICP-MS/MS. *Geostandards and Geoanalytical Research.* <https://doi.org/10.1111/ggr.12456>
- Jochum, K.P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D.E., Stracke, A., Birbaum, K., Frick, D.A., Günther, D., Enzweiler, J., 2011. Determination of Reference Values for NIST SRM 610–617 Glasses Following ISO Guidelines. *Geostandards and Geoanalytical Research* 35, 397–429. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2011.00120.x>

- Kappler, P., Zeeh, S., 2000. Relationship between fluid flow and faulting in the Alpine realm (Austria, Germany, Italy). *Sedimentary Geology* 131, 147–162. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00135-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00135-9)
- Kharaka, Y.K., Mariner, R.H., 1989. Chemical Geothermometers and Their Application to Formation Waters from Sedimentary Basins, in: Naeser, N.D., McCulloh, T.H. (Eds.), *Thermal History of Sedimentary Basins*. Springer New York, New York, NY, pp. 99–117. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3492-0_6
- Kreissl, S., Gerdes, A., Walter, B.F., Neumann, U., Wenzel, T., Markl, G., 2018. Reconstruction of a >200 Ma multi-stage “five element” Bi-Co-Ni-Fe-As-S system in the Penninic Alps, Switzerland. *Ore Geology Reviews* 95, 746–788. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.02.008>
- Kröner, A., Wan, Y., Liu, X., Liu, D., 2014. Dating of zircon from high-grade rocks: Which is the most reliable method? *Geoscience Frontiers* 5, 515–523. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.012>
- Kullerud, G., Yoder, H.S., 1959. Pyrite stability relations in the Fe-S system. *Economic Geology* 54, 533–572. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.54.4.533>
- Lach, P., Mercadier, J., Dubessy, J., Boiron, M.-C., Cuney, M., 2013. In situ quantitative measurement of rare earth elements in uranium oxides by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research* 37, 277–296.
- Lanari, P., 2012. Micro-cartographie P-T- ϵ dans les roches métamorphiques. Applications aux Alpes et à l'Himalaya. Université de Grenoble, Grenoble.
- Lanari, P., Guillot, S., Schwartz, S., Vidal, O., Tricart, P., Riel, N., Beyssac, O., 2012. Diachronous evolution of the alpine continental subduction wedge: Evidence from P–T estimates in the Briançonnais Zone houillère (France – Western Alps). *J. Geodyn* 56–57, 39–54. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.09.006>
- Lanari, P., Rolland, Y., Schwartz, S., Vidal, O., Guillot, S., Tricart, P., Dumont, T., 2014a. P-T-t estimation of deformation in low-grade quartz-feldspar-bearing rocks using thermodynamic modelling and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating techniques: example of the Plan-de-Phasy shear zone unit (Briançonnais Zone, Western Alps). *Terra Nova* 26, 130–138. <https://doi.org/10.1111/ter.12079>
- Lanari, P., Vho, A., Bovay, T., Airaghi, L., Centrella, S., 2019. Quantitative compositional mapping of mineral phases by electron probe micro-analyser. Geological Society, London, Special Publications 478, 39–63. <https://doi.org/10.1144/SP478.4>
- Lanari, P., Vidal, O., De Andrade, V., Dubacq, B., Lewin, E., Grosch, E.G., Schwartz, S., 2014b. XMapTools: A MATLAB©-based program for electron microprobe X-ray image processing and geothermobarometry. *Comput. Geosci.* 62, 227–240. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.08.010>
- Laville, E., Pique, A., Amrhar, M., Charroud, M., 2004. A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 38, 145–153. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2003.12.003>
- Leach, D.L., Bradley, D., Lewchuk, M.T., Symons, D.T., de Marsily, G., Brannon, J., 2001. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits through geological time: implications from recent age-dating research. *Min Dep* 36, 711–740. <https://doi.org/10.1007/s001260100208>
- Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J., Walters, S., 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposits: A global perspective.
- Leisen, M., Boiron, M.-C., Richard, A., Dubessy, J., 2012. Determination of Cl and Br concentrations in individual fluid inclusions by combining microthermometry and LA-ICPMS analysis: Implications for the origin of salinity in crustal fluids. *Chemical Geology* 330–331, 197–206. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.09.003>
- Leloup, P.H., Arnaud, N., Sobel, E.R., Lacassin, R., 2005. Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc: EXHUMATION OF THE MONT BLANC MASSIF. *Tectonics* 24, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004TC001676>
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., Graciansky, P.-C. de, Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J., Tricart, P., 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology* 3, 179–199. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(86\)90044-9](https://doi.org/10.1016/0264-8172(86)90044-9)
- Lemoine, M., Trümpy, R., 1987. Pre-oceanic rifting in the alps. *Tectonophysics* 133, 305–320. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90272-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90272-1)

- Li, X.-C., Zhou, M.-F., Chen, W.T., Zhao, X.-F., Tran, M., 2018. Uranium-lead dating of hydrothermal zircon and monazite from the Sin Quyen Fe-Cu-REE-Au-(U) deposit, northwestern Vietnam. *Miner Deposita* 53, 399–416. <https://doi.org/10.1007/s00126-017-0746-4>
- Longerich, H.P., Jackson, S.E., Gunther, D., 1996. Inter-laboratory note. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometric transient signal data acquisition and analyte concentration calculation. *JAAS* 11, 899–904. <https://doi.org/10.1039/JA9961100899>
- Marignac, C., Cuney, M., 1999. Ore deposits of the French Massif Central: insight into the metallogensis of the Variscan collision belt. *Mineralium Deposita* 34, 472–504. <https://doi.org/10.1007/s001260050216>
- Marquer, D., Calcagno, P., Barfety, J.-C., Baudin, T., 2006. 3D Modeling and Kinematics of the External Zone of the French Western Alps (Belledonne and Grand Châtelard Massifs, Maurienne Valley, Savoie). *Eclogae geol. Helv.* 99, 211–222. <https://doi.org/10.1007/s00015-006-1183-z>
- Marshall, B., Vokes, F.M., Larocque, A.C.L., 1998. Regional Metamorphic Remobilization: Upgrading and Formation of Ore Deposits, in: Vokes, F.M., Marshall, B., Spry, P.G. (Eds.), *Metamorphic and Metamorphogenic Ore Deposits*. Society of Economic Geologists, p. 0. <https://doi.org/10.5382/Rev.11.02>
- Masci, L., 2019. *Cristallochimie du fer dans les chlorites métamorphiques: approche analytique multiéchelle, expérimentale, et implications pétrologiques*. Sorbonne Université.
- Massonne, H.-J., Schreyer, W., 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contr. Mineral. and Petrol.* 96, 212–224. <https://doi.org/10.1007/BF00375235>
- Meffre, S., Large, R.R., Scott, R., Woodhead, J., Chang, Z., Gilbert, S.E., Danyushevsky, L.V., Maslennikov, V., Hergt, J.M., 2008. Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 2377–2391. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.03.005>
- Meloux, J., 1975. *Alpes-nord, bilan synthétique de dix années de prospection (No. 75- RME- 023- FE)*. BRGM, Orléans.
- Meyer, F.M., Kolb, J., Sakellaris, G.A., Gerdes, A., 2006. New ages from the Mauritanides Belt: recognition of Archean IOCG mineralization at Guelb Moghrein, Mauritania: New ages from the Mauritanides Belt. *Terra Nova* 18, 345–352. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00698.x>
- Michard, G., 1990. Behaviour of major elements and some trace elements (Li, Rb, Cs, Sr, Fe, Mn, W, F) in deep hot waters from granitic areas. *Chemical Geology* 89, 117–134. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90062-C](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90062-C)
- Moëlo, Y., Makovicky, E., Mozgova, N.N., Jambor, J.L., Cook, N., Pring, A., Paar, W., Nickel, E.H., Graeser, S., Karup-Møller, S., Balic-Žunic, T., Mumme, W.G., Vurro, F., Topa, D., 2008. Sulfosalt systematics: a review. Report of the sulfosalt sub-committee of the IMA Commission on Ore Mineralogy. *Eur. J. Mineral.* 20, 7–62. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2008/0020-1778>
- Mulder, T., Callec, Y., Parize, O., Joseph, P., Schneider, J.-L., Robin, C., Dujoncquoy, E., Salles, T., Allard, J., Bonnel, C., Ducassou, E., Etienne, S., Ferger, B., Gaudin, M., Hanquiez, V., Linares, F., Marchès, E., Toucanne, S., Zaragosi, S., 2010. High-resolution analysis of submarine lobes deposits: Seismic-scale outcrops of the Lauzanier area (SE Alps, France). *Sedimentary Geology* 229, 160–191. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.11.005>
- Müller, W., Dallmeyer, R.D., Neubauer, F., Thöni, M., 1999. Deformation-induced resetting of Rb/Sr and ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral systems in a low-grade, polymetamorphic terrane (Eastern Alps, Austria). *JGS* 156, 261–278. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.156.2.0261>
- Müller, W., Mancktelow, N.S., Meier, M., 2000. Rb–Sr microchrons of synkinematic mica in mylonites: an example from the DAV fault of the Eastern Alps. *Earth and Planetary Science Letters* 180, 385–397. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00167-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00167-9)
- Mullis, J., Dubessy, J., Poty, B., O’Neil, J., 1994. Fluid regimes during late stages of a continental collision: Physical, chemical, and stable isotope measurements of fluid inclusions in fissure quartz from a geotraverse through the Central Alps, Switzerland. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 2239–2267. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90008-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90008-6)
- Nägler, Th.F., Pettke, Th., Marshall, D., 1995. Initial isotopic heterogeneity and secondary disturbance of the Sm–Nd system in fluorites and fluid inclusions: A study on mesothermal veins from the central and western Swiss Alps. *Chemical Geology* 125, 241–248. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00091-Y](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00091-Y)

- Negga, H.S., 1984. Comportement de l'uranium lors des métamorphismes tardi-hercynien et alpin dans les massifs des Aiguilles rouges et de Belledone (Vallorcine, Lauzière). Alpes occidentales. Université de Nancy, Nancy.
- Newberry, R.J., Einaudi, M.T., Eastman, H.S., 1991. Zoning and genesis of the Darwin Pb-Zn-Ag skarn deposit, California; a reinterpretation based on new data. *Economic Geology* 86, 960–982. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.86.5.960>
- Nouibat, A., Brossier, R., Stehly, L., Cao, J., Paul, A., Cifalps Team, AlpArray Working Group, submitted. Ambient-Noise Wave-Equation Tomography of the Alps and Ligurian-Provence Basin. *JGR: Solid Earth*.
- Nouibat, A., Stehly, L., Paul, A., Schwartz, S., Bodin, T., Dumont, T., Rolland, Y., Brossier, R., Cifalps Team and AlpArray Working Group, 2022. Lithospheric transdimensional ambient-noise tomography of W-Europe: implications for crustal-scale geometry of the W-Alps. *Geophysical Journal International* 229, 862–879. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab520>
- Ochoa Alencastre, A., 1979. Etude géologique des minéralisations fluorées du massif de Rocheray, Savoie - Alpes françaises externes. Université Claude Bernard-Lyon 1, Lyon.
- Olierook, H.K.H., Rankenburg, K., Ulrich, S., Kirkland, C.L., Evans, N.J., Brown, S., McInnes, B.I.A., Prent, A., Gillespie, J., McDonald, B., Darragh, M., 2020. Resolving multiple geological events using in situ Rb–Sr geochronology: implications for metallogenesis at Tropicana, Western Australia. *Geochronology* 2, 283–303. <https://doi.org/10.5194/gchron-2-283-2020>
- Ostendorf, J., Henjes-Kunst, F., Seifert, T., Gutzmer, J., 2019. Age and genesis of polymetallic veins in the Freiberg district, Erzgebirge, Germany: constraints from radiogenic isotopes. *Miner Deposita* 54, 217–236. <https://doi.org/10.1007/s00126-018-0841-1>
- Palinkaš, S.S., Palinkaš, L.A., Renac, C., Spangenberg, J.E., Lüders, V., Molnar, F., Maliqi, G., 2013. Metallogenic model of the Trepča Pb-Zn-Ag skarn deposit, Kosovo: evidence from fluid inclusions, rare earth elements, and stable isotope data. *Economic geology* 108, 135–162.
- Parra, T., Vidal, O., Agard, P., 2002. A thermodynamic model for Fe–Mg dioctahedral K white micas using data from phase-equilibrium experiments and natural pelitic assemblages. *Contrib Mineral Petrol* 143, 706–732. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0373-6>
- Passchier, C.W., Trouw, R.A., 2005. *Microtectonics*. Springer Science & Business Media.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *J. Anal. At. Spectrom.* 26, 2508. <https://doi.org/10.1039/c1ja10172b>
- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R., 2010. Improved laser ablation U–Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11.
- Pearce, N.J.G., Perkins, W.T., Westgate, J.A., Gorton, M.P., Jackson, S.E., Neal, C.R., Chenery, S.P., 1997. A Compilation of New and Published Major and Trace Element Data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 Glass Reference Materials. *Geostandards and Geoanalytical Research* 21, 115–144. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1997.tb00538.x>
- Pettke, T., Oberli, F., Audétat, A., Guillong, M., Simon, A.C., Hanley, J.J., Klemm, L.M., 2012. Recent developments in element concentration and isotope ratio analysis of individual fluid inclusions by laser ablation single and multiple collector ICP-MS. *Ore Geology Reviews* 44, 10–38. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.11.001>
- Piqué, À., Canals, À., Grandia, F., Banks, D.A., 2008. Mesozoic fluorite veins in NE Spain record regional base metal-rich brine circulation through basin and basement during extensional events. *Chemical Geology* 257, 139–152. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.08.028>
- Platt, T.P., Lister, G.S., 1985. Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the southern vanoise massif, french alps, and their relation to alpine tectonic events. *J. Struct. Geol.* 7, 19–35. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(85\)90112-9](https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90112-9)
- Pohl, F., Froitzheim, N., Obermüller, G., Tomaschek, F., Schröder, O., Nagel, T.J., Sciunnach, D., Heuser, A., 2018. Kinematics and Age of Syn-Intrusive Detachment Faulting in the Southern Alps: Evidence for Early Permian Crustal Extension and Implications for the Pangea A Versus B Controversy. *Tectonics* 37, 3668–3689. <https://doi.org/10.1029/2018TC004974>
- Pohl, W., Belocky, R., 1999. Metamorphism and metallogeny in the Eastern Alps. *Mineralium Deposita* 34, 614–629. <https://doi.org/10.1007/s001260050223>

- Pokrovski, G.S., Dubessy, J., 2015. Stability and abundance of the trisulfur radical ion S_3^- in hydrothermal fluids. *Earth and Planetary Science Letters* 411, 298–309. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.11.035>
- Polliand, M., Moritz, R., 1999. Basement-hosted quartz-barite sulfide veins in the French Alps; a record of alpine tectonic fluid expulsion in the external crystalline massifs; structural, fluid inclusion, and isotope (S and Sr) evidences. *Economic Geology* 94, 37–56. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.1.37>
- Poty, B.P., Weisbrod, A., 1974. FLUID INCLUSIONS STUDIES IN QUARTZ FROM FISSURES OF WESTERN AND CENTRAL ALPS. *SCHWEIZ. MINERAL. PETROGR. MITT.* 54, 717–752.
- Putnis, A., Austrheim, H., 2010. Fluid-induced processes: metasomatism and metamorphism. *Geofluids* 10, 254–269. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2010.00285.x>
- Raguin, E., 1938. La mine de plomb argentifère de La Plagne (Savoie). *Annales de Mines* 13, 53–62.
- Ramos, F.C., Wolff, J.A., Tollstrup, D.L., 2004. Measuring $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ variations in minerals and groundmass from basalts using LA-MC-ICPMS. *Chemical Geology* 211, 135–158. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.025>
- Rasmussen, B., Fletcher, I.R., McNaughton, N.J., 2001. Dating low-grade metamorphic events by SHRIMP U-Pb analysis of monazite in shales. *Geol* 29, 963. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0963:DLGMEB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0963:DLGMEB>2.0.CO;2)
- Rasmussen, B., Fletcher, I.R., Muhling, J.R., 2007. In situ U-Pb dating and element mapping of three generations of monazite: Unravelling cryptic tectonothermal events in low-grade terranes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 670–690. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.10.020>
- Rasmussen, B., Muhling, J.R., 2009. Reactions destroying detrital monazite in greenschist-facies sandstones from the Witwatersrand basin, South Africa. *Chemical Geology* 264, 311–327. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.03.017>
- Rasmussen, B., Western Australia, Department of Mines and Petroleum, Geological Survey of Western Australia, 2010. In situ U-Pb monazite and xenotime geochronology of the Abra polymetallic deposit and associated sedimentary and volcanic rocks, Bangemall Supergroup, Western Australia. Geological Survey of Western Australia, East Perth, W.A.
- Rauchenstein-Martinek, K., Wagner, T., Wälle, M., Heinrich, C.A., Arlt, T., 2016. Chemical evolution of metamorphic fluids in the Central Alps, Switzerland: insight from LA - ICPMS analysis of fluid inclusions. *Geofluids* 16, 877–908. <https://doi.org/10.1111/gfl.12194>
- Redaa, A., Farkaš, J., Gilbert, S., Collins, A.S., Wade, B., Löhr, S., Zack, T., Garbe-Schönberg, D., 2021. Assessment of elemental fractionation and matrix effects during *in-situ* Rb–Sr dating of phlogopite by LA-ICP-MS/MS: implications for the accuracy and precision of mineral ages. *J. Anal. At. Spectrom.* 36, 322–344. <https://doi.org/10.1039/D0JA00299B>
- Renard, F., Brosse, E., Gratier, J.P., 2000. The different processes involved in the mechanism of pressure solution in quartz-rich rocks and their interactions. *Quartz Cementation in Sandstones* 29, 67–78.
- Renard, François, Gratier, J.-P., Jamtveit, B., 2000. Kinetics of crack-sealing, intergranular pressure solution, and compaction around active faults. *J. Struct. Geol.* 22, 1395–1407. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00064-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00064-X)
- Roedder, E., 1984. Volume 12: fluid inclusions, *Reviews in mineralogy*. Mineralogical Society of America.
- Rogel, P., 1963. Exemple de gisement de galène du Trias des Alpes. *Coll. Trias de la France et des régions limitrophes. Mém. BRGM (Paris)* 15, 695–704.
- Rogel, P., 1961. Le gisement de Plomb de La Plagne (Savoie). *Etude géologique et métallogénique*. Faculté des sciences de l'université de paris, Paris.
- Rolland, Y., Cox, S., Boullier, A.-M., Pennacchioni, G., Mancktelow, N., 2003. Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters* 214, 203–219. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00372-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00372-8)
- Rolland, Y., Rossi, M., 2016. Two-stage fluid flow and element transfers in shear zones during collision burial-exhumation cycle: Insights from the Mont Blanc Crystalline Massif (Western Alps). *Journal of Geodynamics* 101, 88–108. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.03.016>

- Rolland, Y., Rossi, M., Cox, S.F., Corsini, M., Mancktelow, N., Pennacchioni, G., Fornari, M., Boullier, A.M., 2008. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of synkinematic white mica: insights from fluid-rock reaction in low-grade shear zones (Mont Blanc Massif) and constraints on timing of deformation in the NW external Alps. *Geological Society, London, Special Publications* 299, 293–315. <https://doi.org/10.1144/SP299.18>
- Rossi, M., Rolland, Y., 2014. Stable isotope and Ar/Ar evidence of prolonged multiscale fluid flow during exhumation of orogenic crust: Example from the Mont Blanc and Aar Massifs (NW Alps): Multi-scale fluid flow in the Alps. *Tectonics* 33, 1681–1709. <https://doi.org/10.1002/2013TC003438>
- Rossi, M., Rolland, Y., Vidal, O., Cox, S.F., 2005. Geochemical variations and element transfer during shear-zone development and related episyenites at middle crust depths: insights from the Mont Blanc granite (French — Italian Alps). *Geol. Soc. Spec. Publ.* 245, 373–396. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.245.01.18>
- Rossi, M., Tarrieu, L., Cheilletz, A., Gasquet, D., Deloule, E., Paquette, J.-L., Bounajma, H., Mantoy, T., Ouazzani, L., Ouchtouban, L., 2016. The Polymetallic (W–Au and Pb–Zn–Ag) Tighza District (Central Morocco): Ages of Magmatic and Hydrothermal Events. *Mineral Deposits of North Africa, Mineral Resource Reviews* 107–131. https://doi.org/10.1007/978-3-319-31733-5_3
- Routhier, P., 1963. Les gisements métallifères. *Géologie et principes de recherche*, Masson. ed. Paris.
- Rubatto, D., Angiboust, S., 2015. Oxygen isotope record of oceanic and high-pressure metasomatism: a P–T–time–fluid path for the Monviso eclogites (Italy). *Contrib Mineral Petrol* 170, 44. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1198-4>
- Rubatto, D., Hermann, J., 2003. Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): implications for Zr and Hf budget in subduction zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 2173–2187. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)01321-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)01321-2)
- Scharrer, M., Reich, R., Fusswinkel, T., Walter, B.F., Markl, G., 2021. Basement aquifer evolution and the formation of unconformity-related hydrothermal vein deposits: LA-ICP-MS analyses of single fluid inclusions in fluorite from SW Germany. *Chemical Geology* 575, 120260. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120260>
- Scherrer, N.C., Engi, M., Gnos, E., Jakob, V., Liechti, A., 2000. Monazite analysis; from sample preparation to microprobe age dating and REE quantification. *SCHWEIZ. MINERAL. PETROGR. MITT.* 80, 93–105.
- Schettino, A., Turco, E., 2011. Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *Geological Society of America Bulletin* 123, 89–105. <https://doi.org/10.1130/B30064.1>
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae geol. Helv.* 97, 93–117. <https://doi.org/10.1007/s00015-004-1113-x>
- Schulz, B., Brätz, H., Bombach, K., Krenn, E., 2007. In situ Th–Pb dating of monazite by 266 nm laser ablation and ICP-MS with a single collector, and its control by EMP analysis. *Z. geol. Wiss.* 17.
- Şengün, F., Erlandsson, V.B., Hogmalm, J., Zack, T., 2019. In situ Rb–Sr dating of K-bearing minerals from the orogenic Akçaabat gold deposit in the Menderes Massif, Western Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 185, 104048. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104048>
- Seybold, L., Trepmann, C.A., Janots, E., 2019. A ductile extensional shear zone at the contact area between HP–LT metamorphic units in the Talea Ori, central Crete, Greece: deformation during early stages of exhumation from peak metamorphic conditions. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 108, 213–227. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1650-6>
- Seydoux-Guillaume, A.-M., Montel, J.-M., Bingen, B., Bosse, V., de Parseval, P., Paquette, J.-L., Janots, E., Wirth, R., 2012. Low-temperature alteration of monazite: Fluid mediated coupled dissolution–precipitation, irradiation damage, and disturbance of the U–Pb and Th–Pb chronometers. *Chem. Geol.* 330–331, 140–158. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.07.031>
- Sibson, R.H., 1992. Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence. *Tectonophysics* 211, 283–293. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90065-E](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90065-E)
- Simonetti, M., Carosi, R., Montomoli, C., Langone, A., D’Addario, E., Mammoliti, E., 2018. Kinematic and geochronological constraints on shear deformation in the Ferriere-Mollières shear zone (Argentiera-Mercantour Massif, Western Alps): implications for the evolution of the Southern European Variscan Belt. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 107, 2163–2189. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1593-y>

- Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, C., Corsini, M., Fornari, M., 2009. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31-34 Ma). *Terra Nova* 21, 127–136. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00865.x>
- Sivade, M.A., 1989. Les filons et stratiformes à fluorine, blende, galène, barytine du Grand Chatelard (massifs cristallins externes, Savoie): relations, rôle de la distension liasique, remobilisation alpine.
- Sizaret, S., 2002. Genèse du système hydrothermal à fluorine-barytine-fer de Chaillac, (Indre, France). Université d'Orléans.
- Sizaret, S., Marcoux, E., Boyce, A., Jebrak, M., Stevenson, R., Ellam, R., 2009. Isotopic (S, Sr, Sm/Nd, D, Pb) evidences for multiple sources in the Early Jurassic Chaillac F-Ba ore deposit (Indre, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 180, 83–94. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.180.2.83>
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *EARTH & PLANET. SCI. LETT.* 26, 207–221.
- Stein, H.J., 2014. Dating and Tracing the History of Ore Formation, in: *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, pp. 87–118. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01104-9>
- Stoffell, B., Appold, M.S., Wilkinson, J.J., McClean, N.A., Jeffries, T.E., 2008. Geochemistry and Evolution of Mississippi Valley-Type Mineralizing Brines from the Tri-State and Northern Arkansas Districts Determined by LA-ICP-MS Microanalysis of Fluid Inclusions. *Economic Geology* 103, 1411–1435. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.7.1411>
- Strzeczynski, P., Guillot, S., Leloup, P.H., Arnaud, N., Vidal, O., Ledru, P., Courrioux, G., Darmendrail, X., 2012. Tectono-metamorphic evolution of the Briançonnais zone (Modane-Aussois and Southern Vanoise units, Lyon Turin transect, Western Alps). *J. Geodyn* 56–57, 55–75. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.11.010>
- Sverjensky, D.A., 1986. Genesis of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14, 177–199. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.001141>
- Tachat, T., 1861. Mine de plomb argentifère (No. 142). BRGM.
- Tardy, M., Bertrand, J.M., Deville, E., Fudral, S., Ganne, J., Jouanne, F., Paillet, A., Philippe, Y., Communication personnelle. Coupe crustale des Alpes occidentales franco-italiennes - transect Ile Cremieu - Torino.
- Thiébaud, E., 2008. Fonctionnement d'un système hydrothermal associé à un contact tectonique alpin (La Léchère, Savoie). Apports de l'hydrogéologie, de la géochimie et de la modélisation hydrodynamique et thermique en vue de la gestion de la ressource. Université de Savoie, Chambéry.
- Thiéry, R., Van Den Kerkhof, A.M., Dubessy, J., 1994. vX properties of $\text{CH}_4\text{-CO}_2$ and $\text{CO}_2\text{-N}_2$ fluid inclusions: modelling for $T < 31^\circ\text{C}$ and $P < 400$ bars. *ejm* 6, 753–772. <https://doi.org/10.1127/ejm/6/6/0753>
- Tillberg, M., Drake, H., Zack, T., Hogmalm, J., Åström, M., 2017. In Situ Rb-Sr Dating of Fine-grained Vein Mineralizations Using LA-ICP-MS. *Procedia Earth and Planetary Science* 17, 464–467. <https://doi.org/10.1016/j.proeps.2016.12.117>
- Tillberg, M., Drake, H., Zack, T., Kooijman, E., Whitehouse, M.J., Åström, M.E., 2020. In situ Rb-Sr dating of slickenfibres in deep crystalline basement faults. *Sci Rep* 10, 562. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-57262-5>
- Tomascak, P.B., Krogstad, E.J., Walker, R.J., 1996. U-Pb Monazite Geochronology of Granitic Rocks from Maine: Implications for Late Paleozoic Tectonics in the Northern Appalachians. *J. Geol.* 104, 185–195. <https://doi.org/10.1086/629813>
- Tooth, B., Etschmann, B., Pokrovski, G.S., Testemale, D., Hazemann, J.-L., Grundler, P.V., Brugger, J., 2013. Bismuth speciation in hydrothermal fluids: An X-ray absorption spectroscopy and solubility study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 101, 156–172. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.10.020>
- Tosdal, R.M., Wooden, J.L., Bouse, R.M., 1999. Pb isotopes, ore deposits, and metallogenic terranes.
- Toulkeridis, T., Liewig, N., 2020. Tectonic-thermal constraints on the Pb-Zn ore deposits from southeastern French Central Massif by K-Ar and Pb-Pb dating of illite. *Bull Mineral Petrolog* 28, 307–321. <https://doi.org/10.46861/bmp.28.307>
- Turlin, F., Eglinger, A., Vanderhaeghe, O., André-Mayer, A.-S., Poujol, M., Mercadier, J., Bartlett, R., 2016. Synmetamorphic Cu remobilization during the Pan-African orogeny: Microstructural, petrological and geochronological data on the kyanite-micaschists hosting the Cu(-U) Lumwana deposit in the Western

- Zambian Copperbelt of the Lufilian belt. *Ore Geol. Rev.* 75, 52–75. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.11.022>
- Verma, S.P., Santoyo, E., 1997. New improved equations for NaK, NaLi and SiO₂ geothermometers by outlier detection and rejection. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 79, 9–23.
- Vermeesch, P., 2020. Unifying the U–Pb and Th–Pb methods: joint isochron regression and common Pb correction. *Geochronology* 2, 119–131. <https://doi.org/10.5194/gchron-2-119-2020>
- Vermeesch, P., 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geosci. Front.* 9, 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
- Vidal, O., De Andrade, V., Lewin, E., Munoz, M., Parra, T., Pascarelli, S., 2006. P-T-deformation-Fe³⁺/Fe²⁺ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping: application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan). *J. Metamorph. Geol.* 24, 669–683. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00661.x>
- Vidal, O., Lanari, P., Munoz, M., Bourdelle, F., De Andrade, V., 2016. Deciphering temperature, pressure and oxygen-activity conditions of chlorite formation. *Clay miner.* 51, 615–633. <https://doi.org/10.1180/claymin.2016.051.4.06>
- Vidal, O., Parra, T., Trottet, F., 2001. A thermodynamic model for FE-MG aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100 to 600 C, 1 to 25 kb range. *Am. J. Sci.* 301, 557–592. <https://doi.org/10.2475/ajs.301.6.557>
- Vidal, O., Parra, T., Vieillard, P., 2005. Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: Application to natural examples and possible role of oxidation. *Am. Mineral.* 90, 347–358. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1554>
- Villa-Vialaneix, N., Montel, J.-M., Seydoux-Guillaume, A.-M., 2013. NiLeDAM.
- Waline, P., 1960. La mine de La Plagne. *Revue de l'industrie minérale* 42, 447–460.
- White, D.E., 1974. Diverse Origins of Hydrothermal Ore Fluids. *Economic Geology* 69, 954–973. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.69.6.954>
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 95, 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Willigers, B.J.A., Mezger, K., Baker, J.A., 2004. Development of high precision Rb–Sr phlogopite and biotite geochronology; an alternative to ⁴⁰Ar/³⁹Ar tri-octahedral mica dating. *Chemical Geology* 213, 339–358. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.07.006>
- Wilson, S.A., Ridley, W.I., Koenig, A.E., 2002. Development of sulfide calibration standards for the laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry technique. *JAAS* 17, 406–409. <https://doi.org/10.1039/B108787H>
- Wing, B.A., Ferry, J.M., Harrison, T.M., 2003. Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: petrology and geochronology. *Contrib Mineral Petrol* 145, 228–250. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0446-1>
- Ypma, P.J., 1963. Rejuvenation of ore deposits as exemplified by the Belledonne metalliferous province. Université de Rennes.
- Yund, R.A., Kullerud, G., 1966. Thermal Stability of Assemblages in the Cu–Fe–S System. *Journal of Petrology* 7, 454–488. <https://doi.org/10.1093/petrology/7.3.454>
- Zack, T., Hogmalm, K.J., 2016. Laser ablation Rb/Sr dating by online chemical separation of Rb and Sr in an oxygen-filled reaction cell. *Chemical Geology* 437, 120–133. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.05.027>
- Zhai, D., Williams-Jones, A.E., Liu, J., Selby, D., Voudouris, P.C., Tombros, S., Li, K., Li, P., Sun, H., 2020. The Genesis of the Giant Shuangjianzishan Epithermal Ag–Pb–Zn Deposit, Inner Mongolia, Northeastern China. *Economic Geology* 115, 101–128.
- Zheng, Y., Chen, Y., Cawood, P.A., Wang, Y., Chen, H., Zhang, L., Li, D., 2017. Late Permian–Triassic metallogeny in the Chinese Altay Orogen: Constraints from mica ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating on ore deposits. *Gondwana Research* 43, 4–16. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.08.018>
- Zheng, Y., Mao, J., Chen, Y., Sun, W., Ni, P., Yang, X., 2019. Hydrothermal ore deposits in collisional orogens. *Science Bulletin* 64, 205–212. <https://doi.org/10.1016/j.scib.2019.01.007>

-
- Zheng, Y., Wang, Y., Chen, H., Lin, Z., Hou, W., Li, D., 2016. Micro-textural and fluid inclusion data constraints on metallic remobilization of the Ashele VMS Cu-Zn deposit, Altay, NW China. *J. Geochem. Explor.* 171, 113–123. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2016.06.015>
- Zi, J.-W., Rasmussen, B., Muhling, J.R., Fletcher, I.R., Thorne, A.M., Johnson, S.P., Cutten, H.N., Dunkley, D.J., Korhonen, F.J., 2015. In situ U–Pb geochronology of xenotime and monazite from the Abra polymetallic deposit in the Capricorn Orogen, Australia: Dating hydrothermal mineralization and fluid flow in a long-lived crustal structure. *Precambrian Research* 260, 91–112. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.01.010>

Annexes

Annexe

A.1 Observations pétrologiques et minéralogiques

Une étude pétrographique détaillée a été réalisée à ISTERre à l'aide d'un microscope optique, en lumière polarisée non-analysée (LPNA), polarisée analysée (LPA) et réfléchie (LR), et d'un microscope électronique à balayage (MEB) Tescan Vega 3 permettant des observations chimiques en mode électrons rétrodiffusés (BSE) ou en cathodoluminescence. Les panoramas de lames en lumière polarisée non-analysée (LPNA), polarisée analysée (LPA) et réfléchie (LR) ont été réalisés à GeoRessources (Nancy) à l'aide d'un microscope optique numérique Keyence VHX-100. Les observations optiques et chimiques fines ont permis d'identifier les paragenèses minéralogiques comprenant les sulfures-sulfosels, la gangue et les minéraux accessoires. Une attention particulière a été accordée aux inclusions minérales micrométriques ainsi qu'à d'éventuelles zonation de la composition dans les images en mode électrons rétrodiffusés et en cathodoluminescence (quartz et fluorite).

A.1.1 Macôt-La-Plagne (MP)

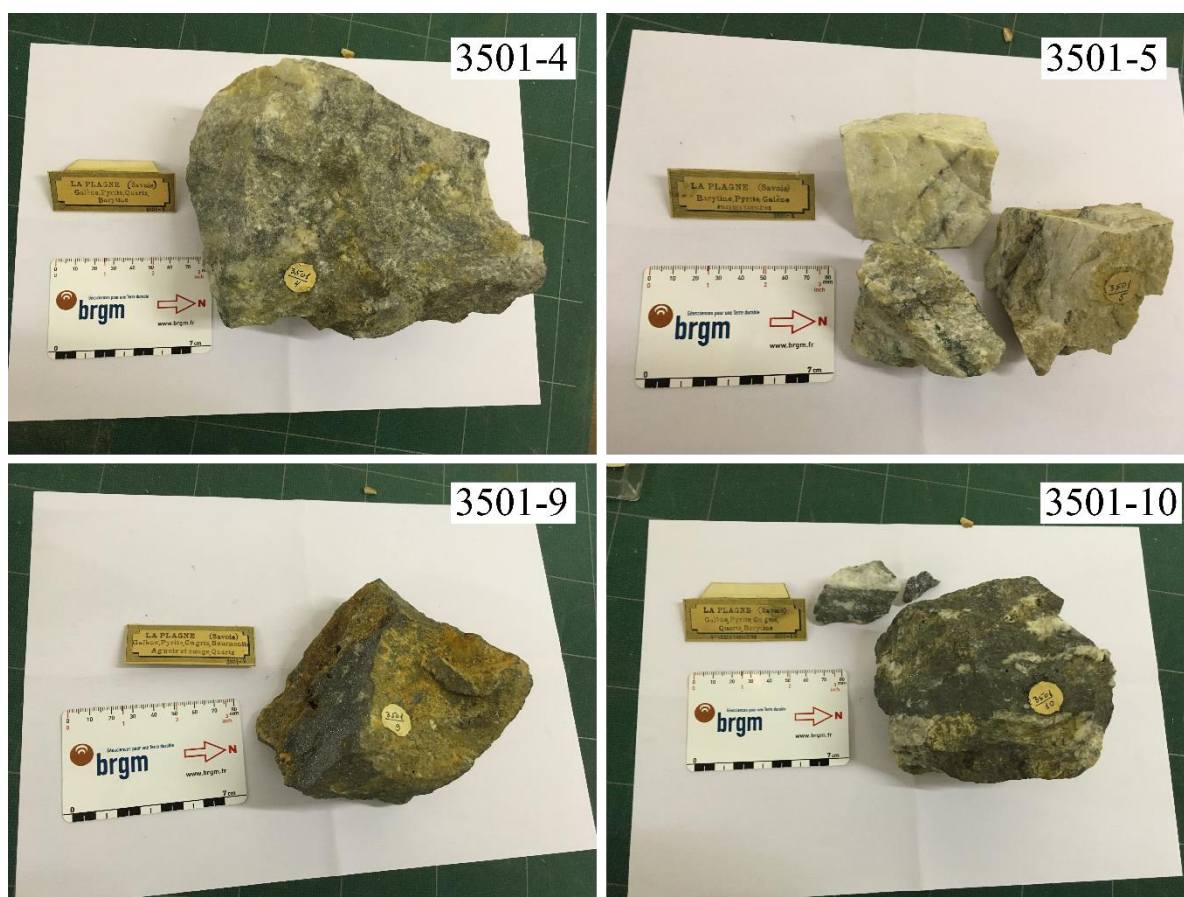


Figure A.1 : Photos macroscopiques des échantillons de la collection Raguin (1935) de Macôt-La Plagne provenant de la lithothèque du BRGM et étudiés dans cette thèse.

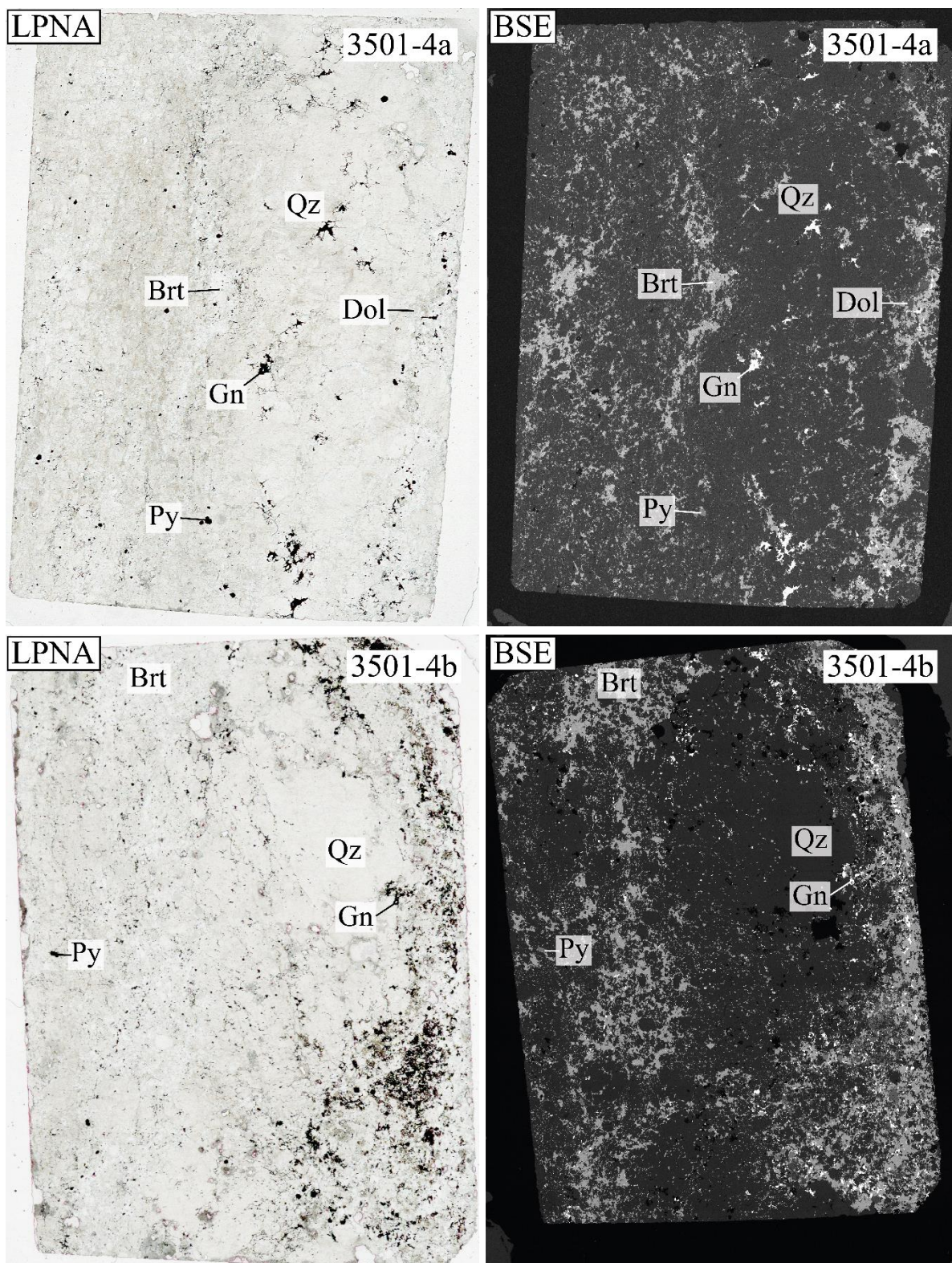


Figure A.2 : Images de l'échantillon 3501-4 de MP, des lames minces: (a,b) 3501-4a et (c,d) 3501-4b en lumière optique et au MEB en mode BSE.

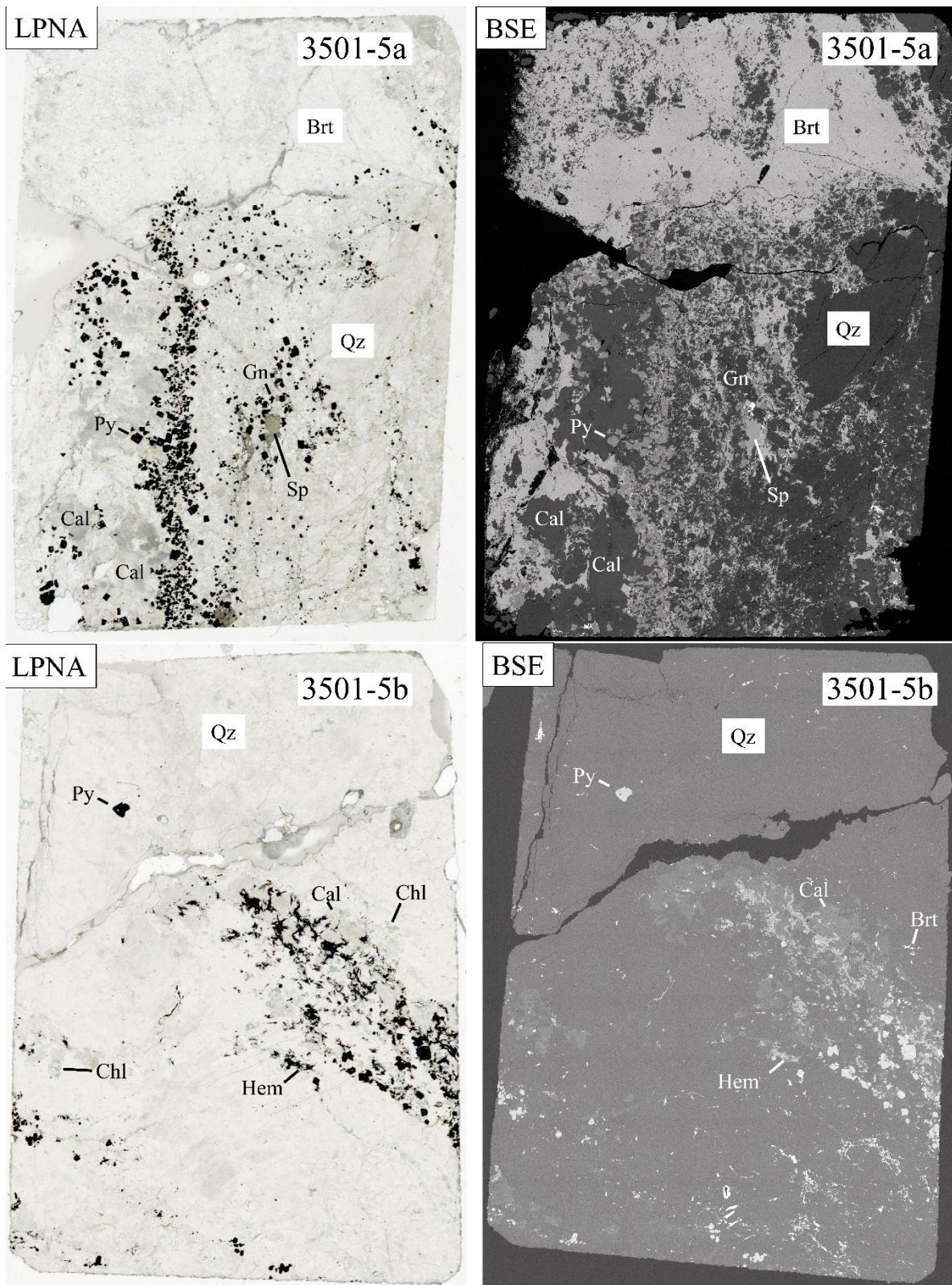


Figure A.3 : Images de l'échantillon 3501-5 de MP, des lames minces: (a,b) 3501-5a et (c,d) 3501-5b en lumière optique et au MEB en mode BSE.

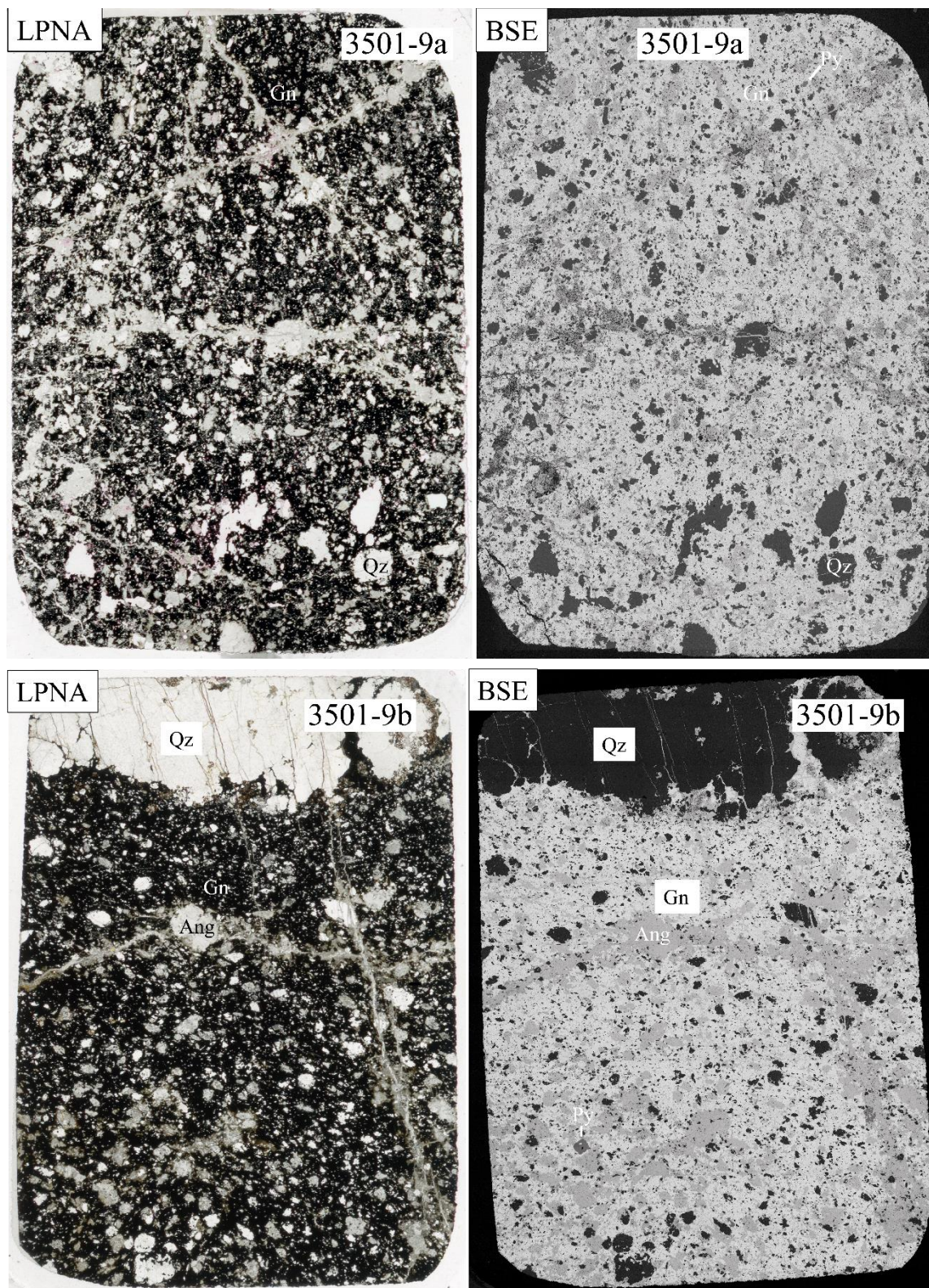


Figure A.4 : Images de l'échantillon 3501-9 de MP, des lames minces: (a,b) 3501-9a et (c,d) 3501-9b en lumière optique et au MEB en mode BSE.

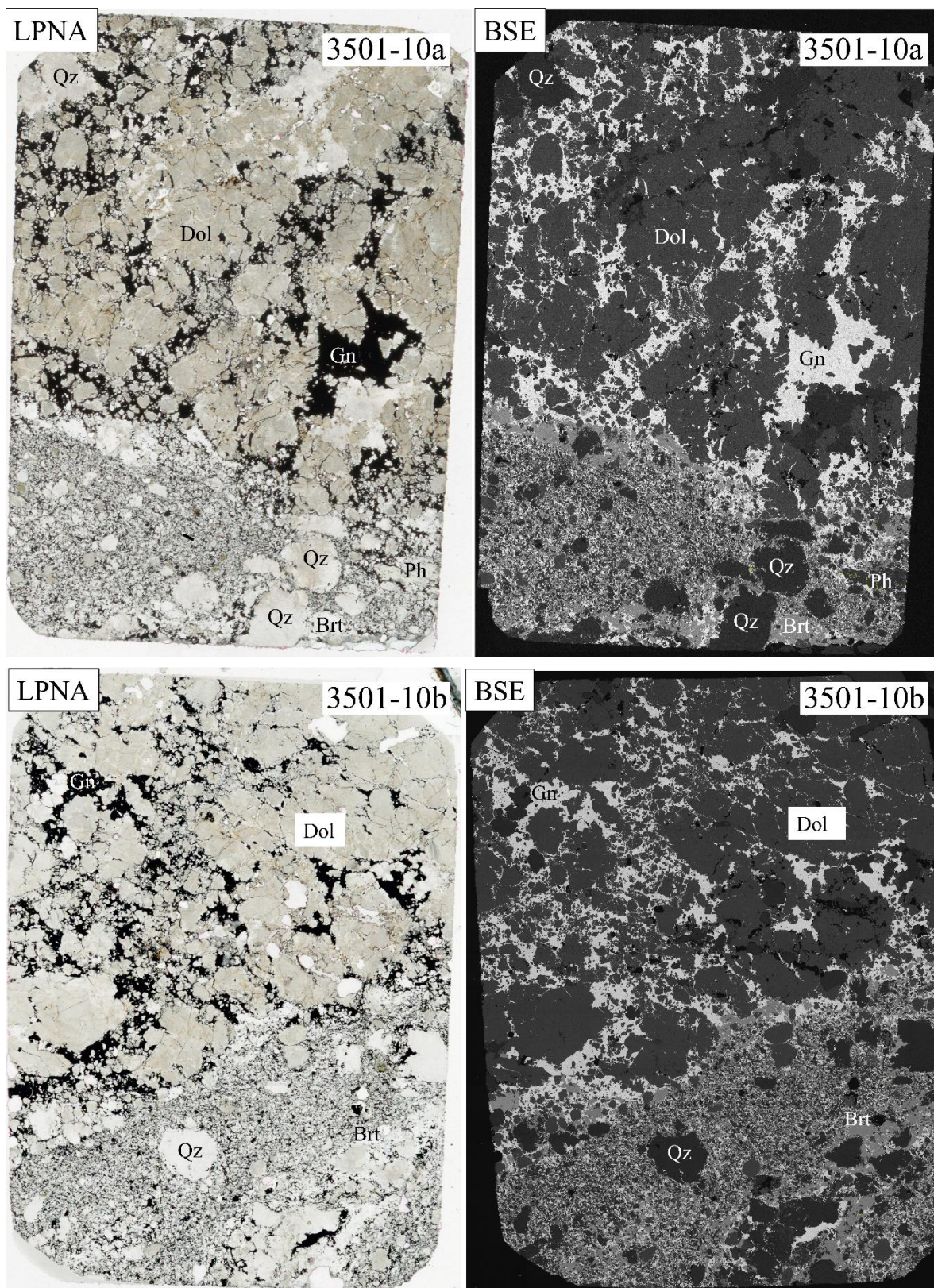


Figure A.5 : Images de l'échantillon 3501-10 de MP, des lames minces: (a,b) 3501-10a et (c,d) 3501-10b en lumière optique et au MEB en mode BSE.

A.1.2 Peisey-Nancroix (PN)

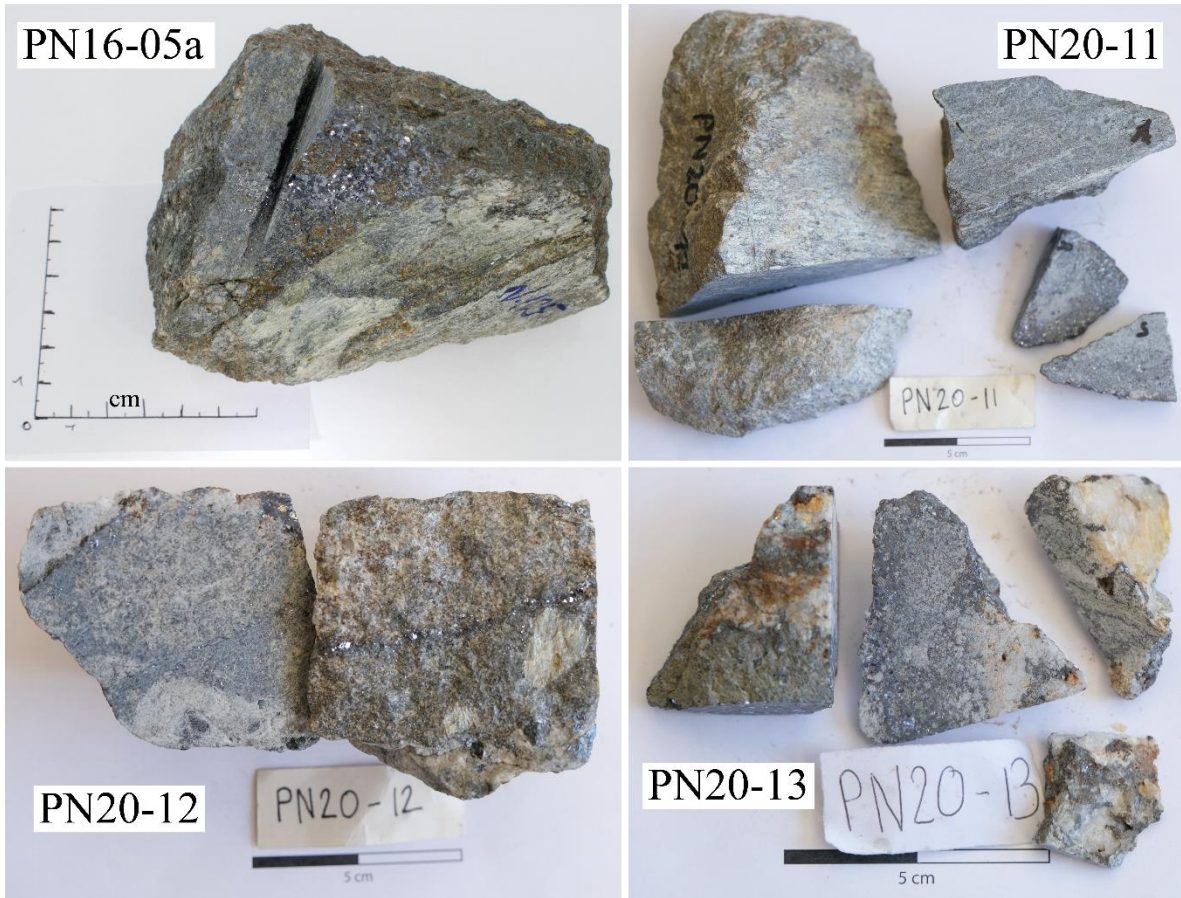


Figure A.6 : Photos macroscopiques des échantillons de PN sur lesquels des lames ont été réalisées.

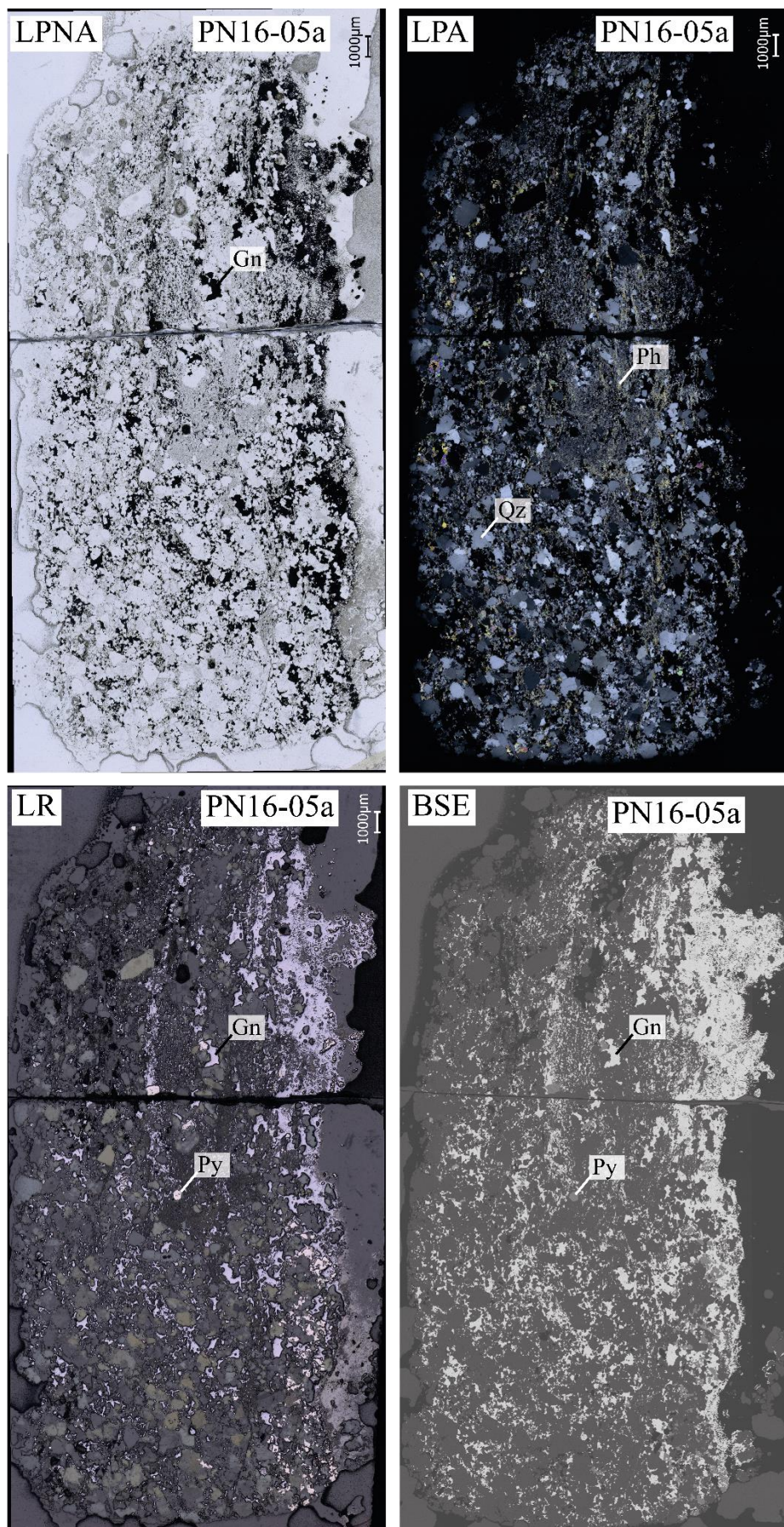


Figure A.7 : Images de la lame mince PN16-05a de PN.

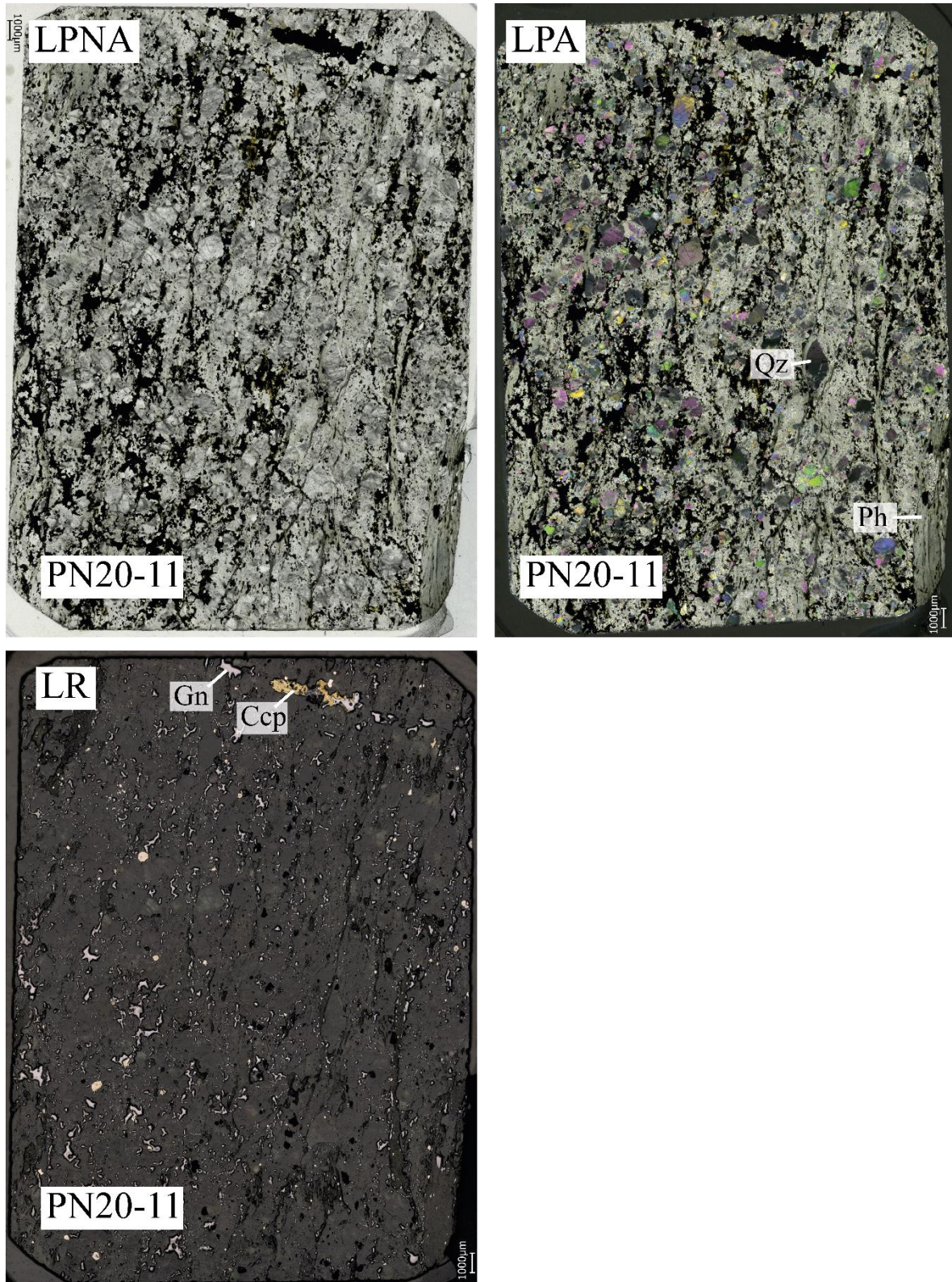


Figure A.8 : Images de la lame épaisse PN20-11 de PN.

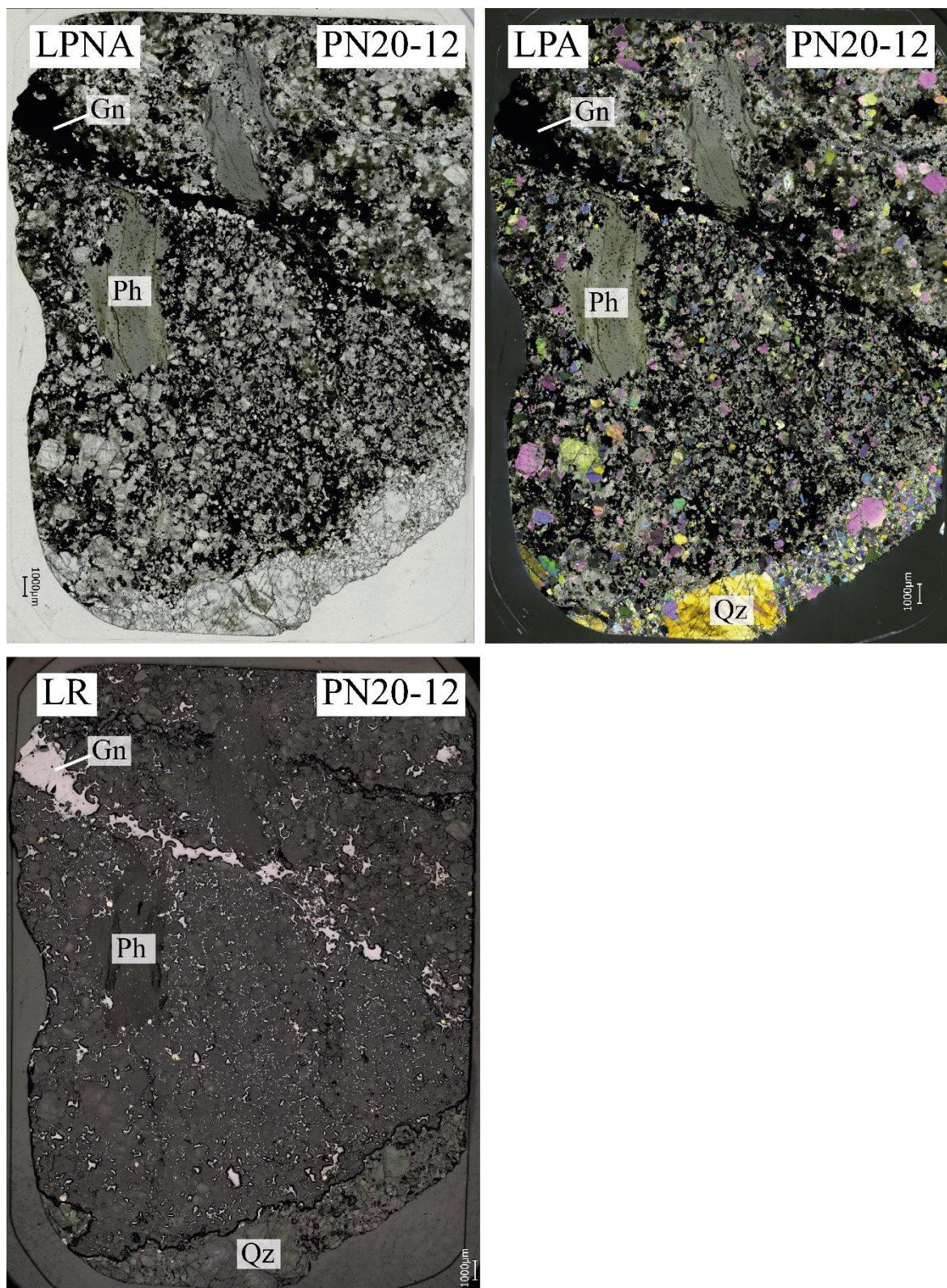


Figure A.9 : Images de la lame épaisse PN20-12 de PN.

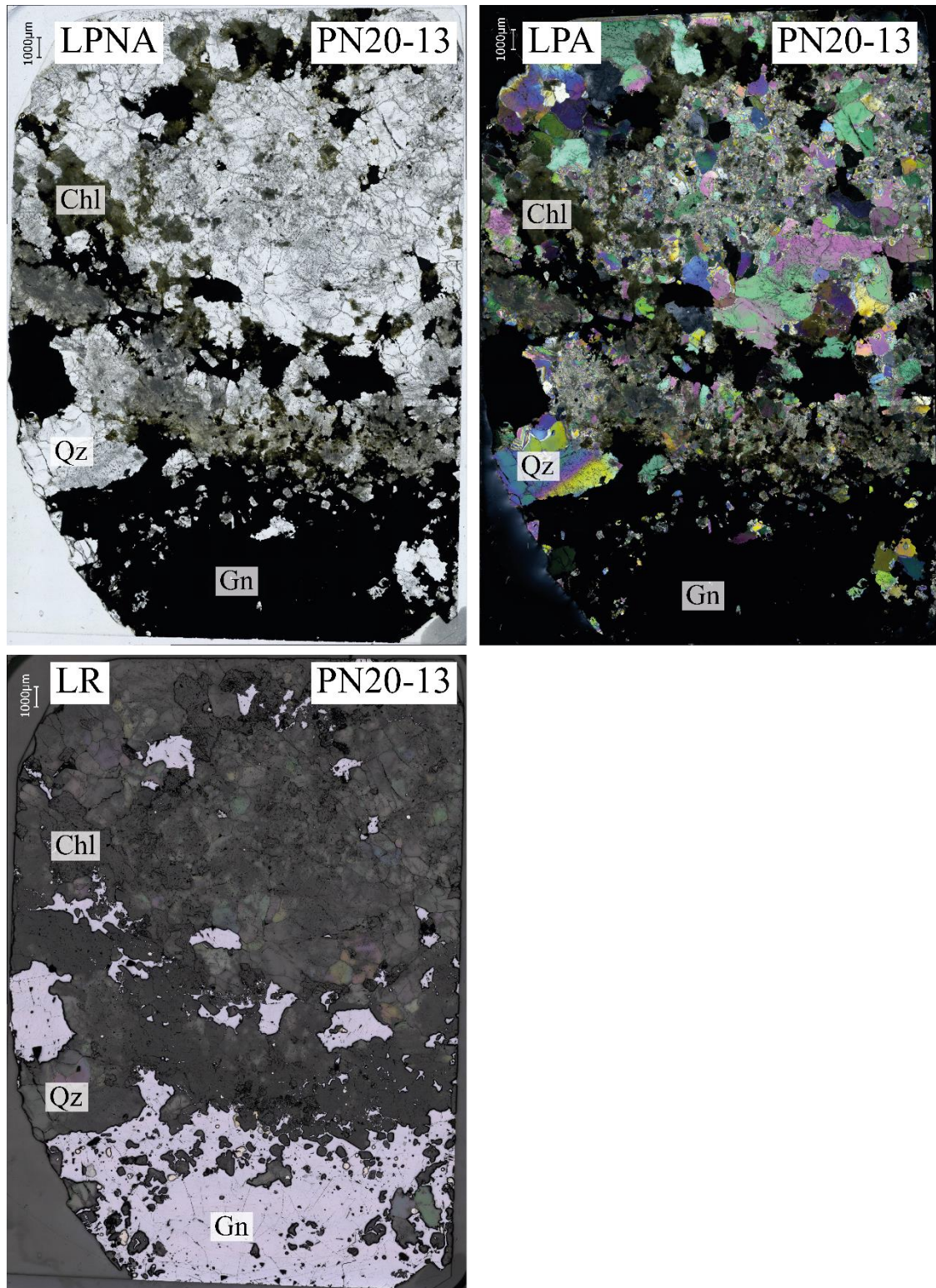


Figure A.10 : Images de la lame épaisse PN20-13 de PN.

A.1.3 Le Gros Villan (LGV)

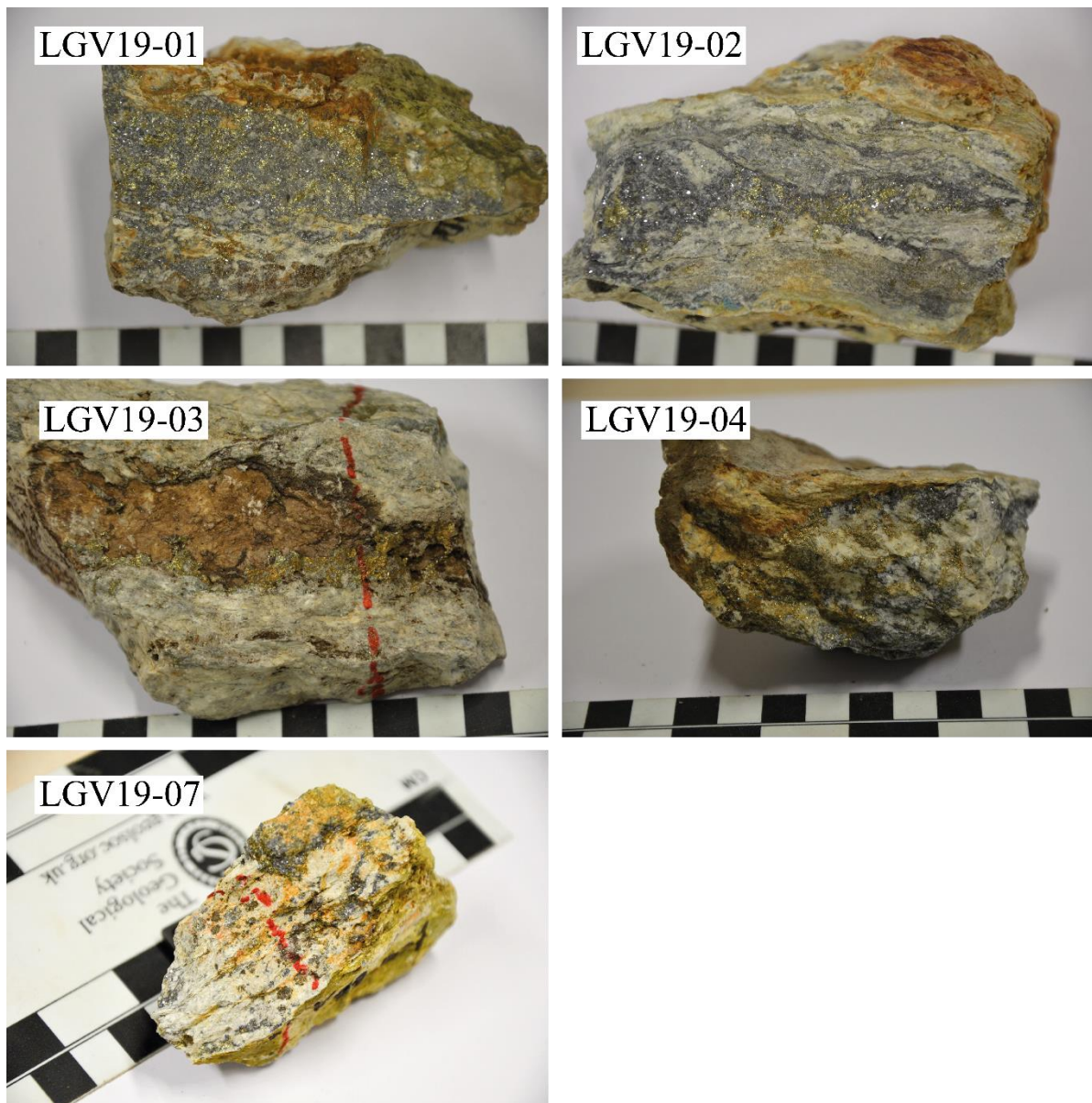


Figure A.11 : Photos macroscopiques des échantillons de LGV sur lesquels des lames ont été réalisées en 2019 (LGV19).

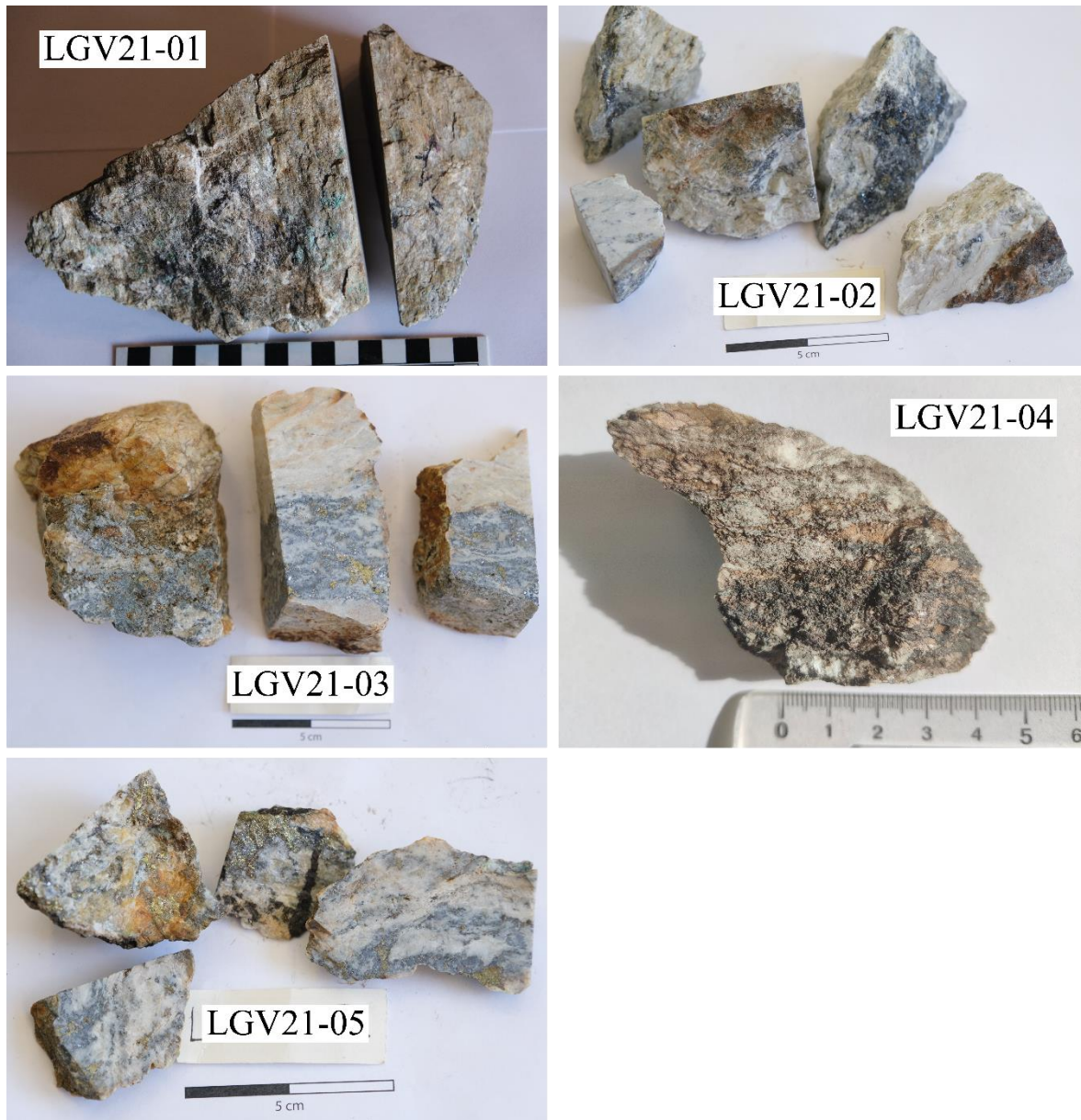


Figure A.12 : Photos macroscopiques des échantillons de LGV sur lesquels des lames ont été réalisées en 2021 (LGV21).

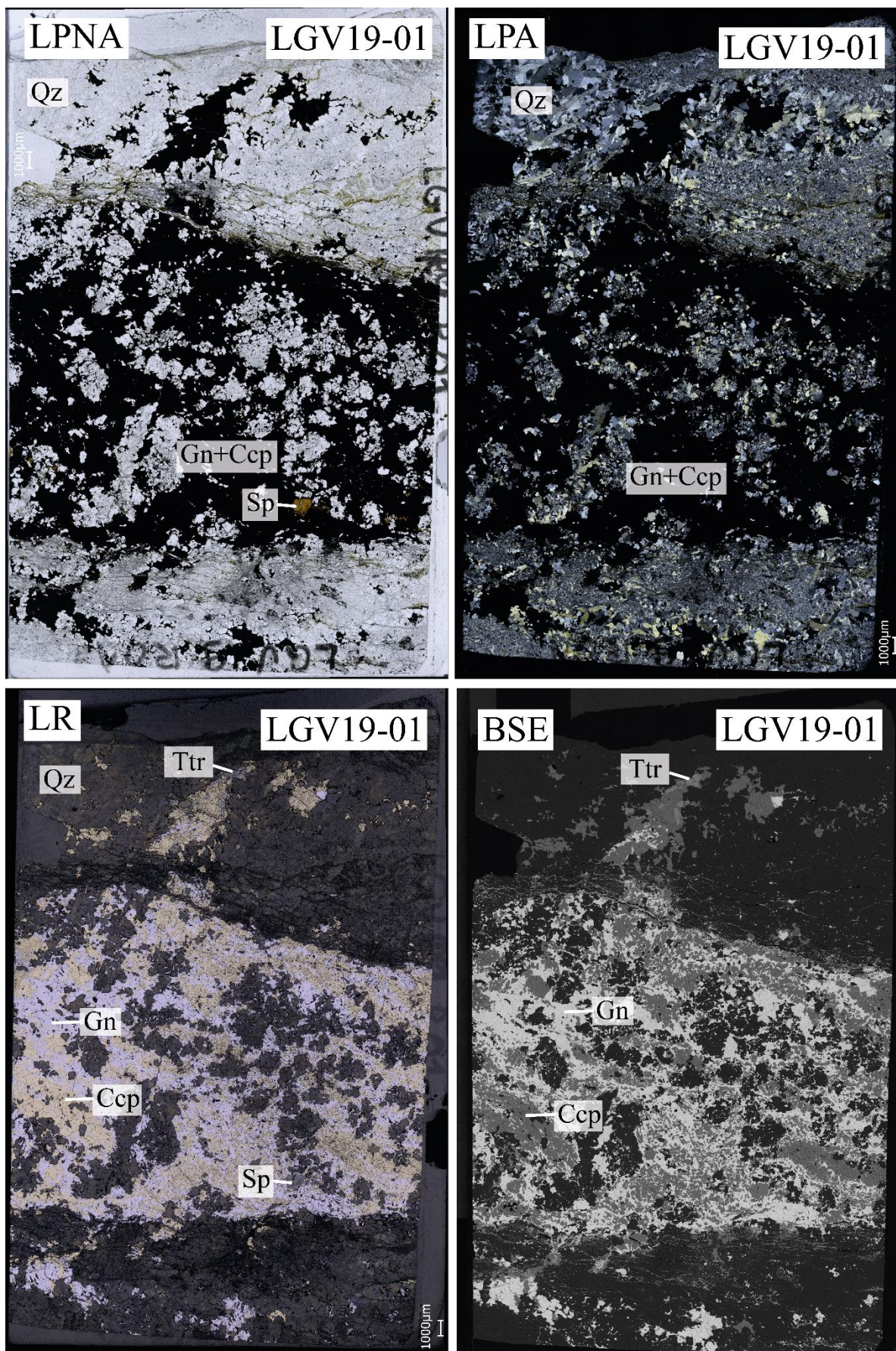


Figure A.13 : Images de la lame mince LGV19-01 de LGV.

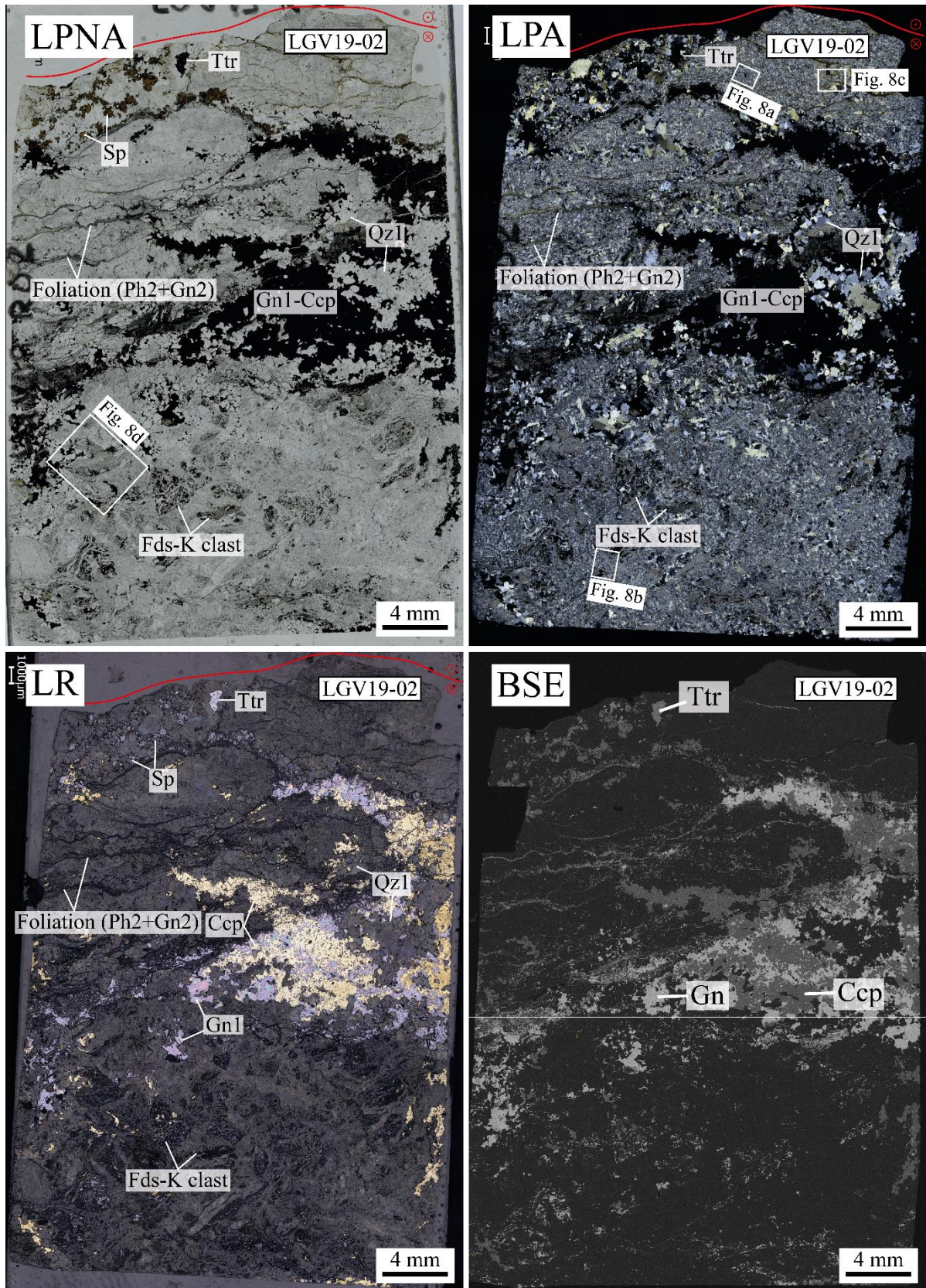


Figure A.14 : Images de la lame mince LGV19-02 de LGV.

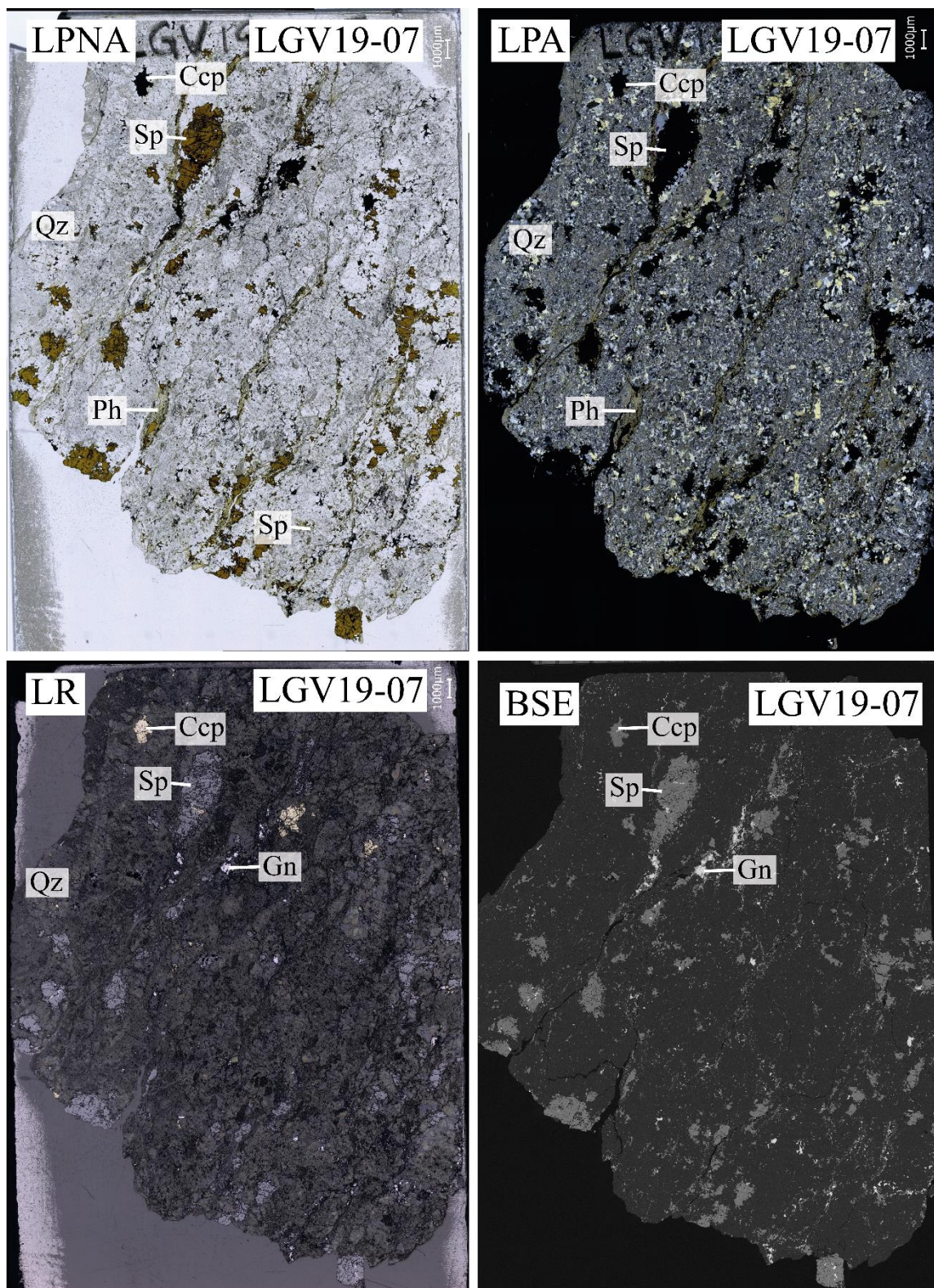


Figure A.15 : Images de la lame mince LGV19-07 de LGV.

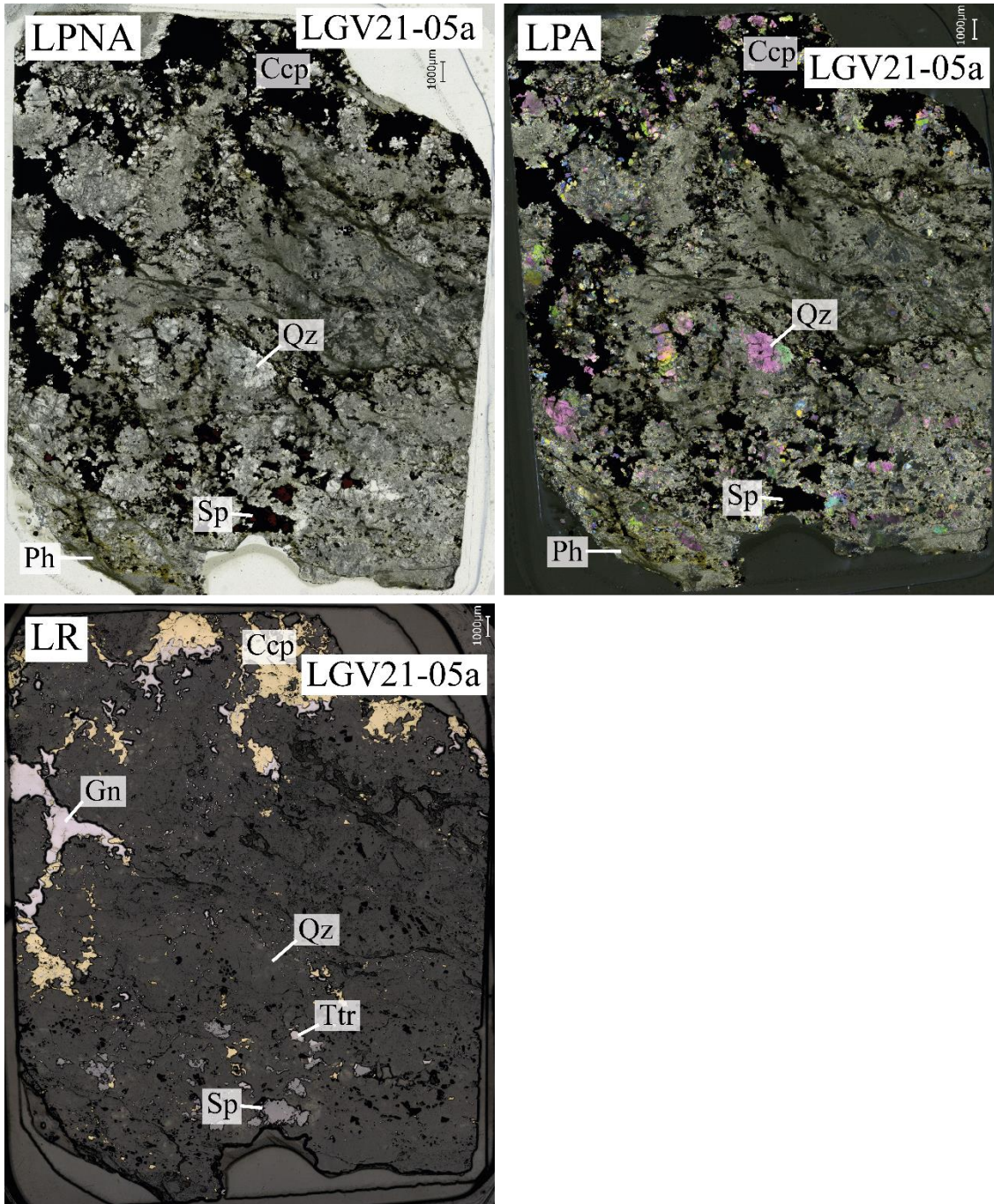


Figure A.16 : Images de la lame épaisse LGV21-05a de LGV.

A.1.4 Le Penay (PEN)



Figure A.17 : Photos macroscopiques des échantillons de PEN sur lesquels des lames ont été réalisées.

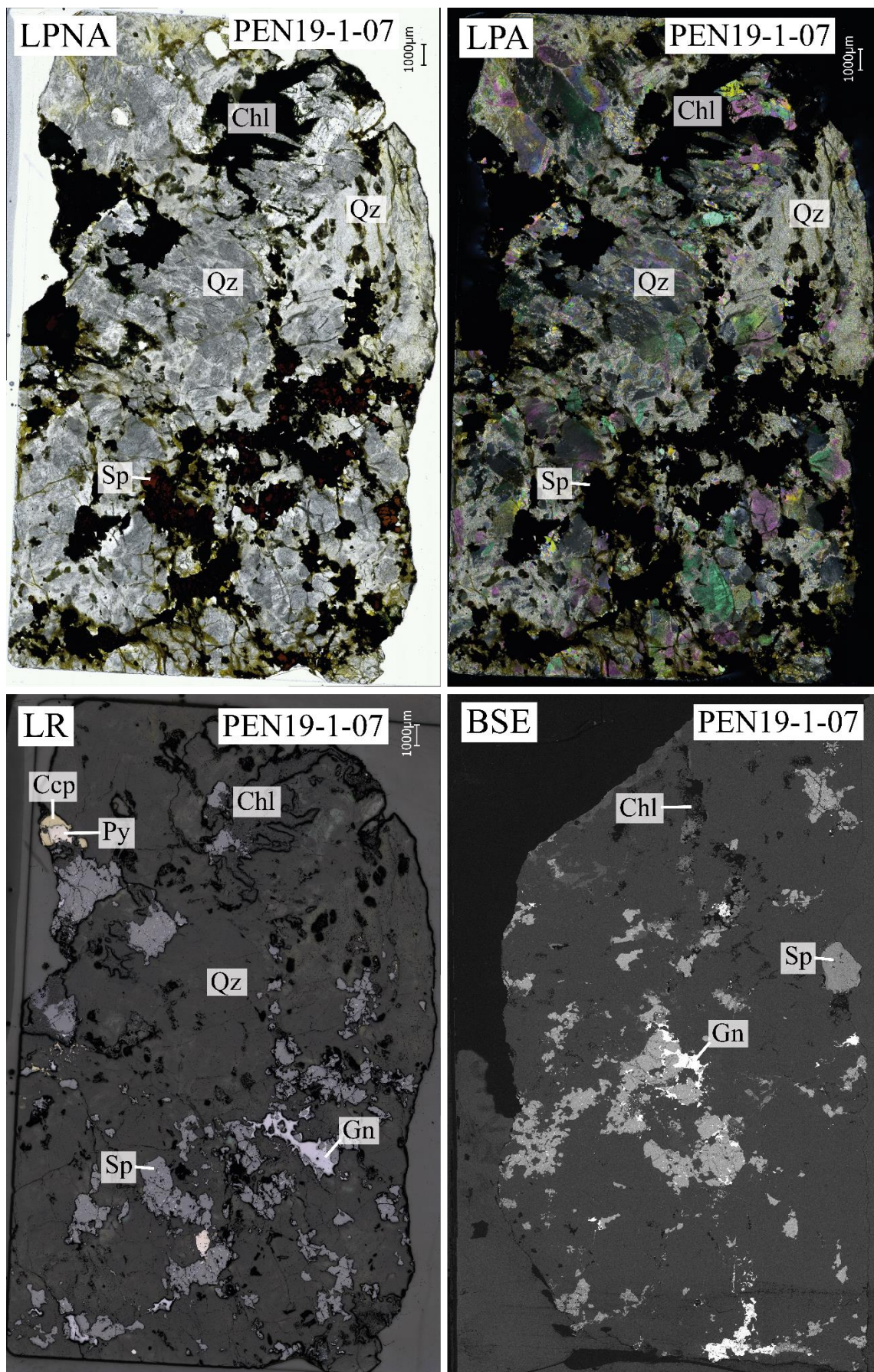


Figure A.18 : Images de la lame épaisse et mince (BSE) PEN19-1-07 de PEN.

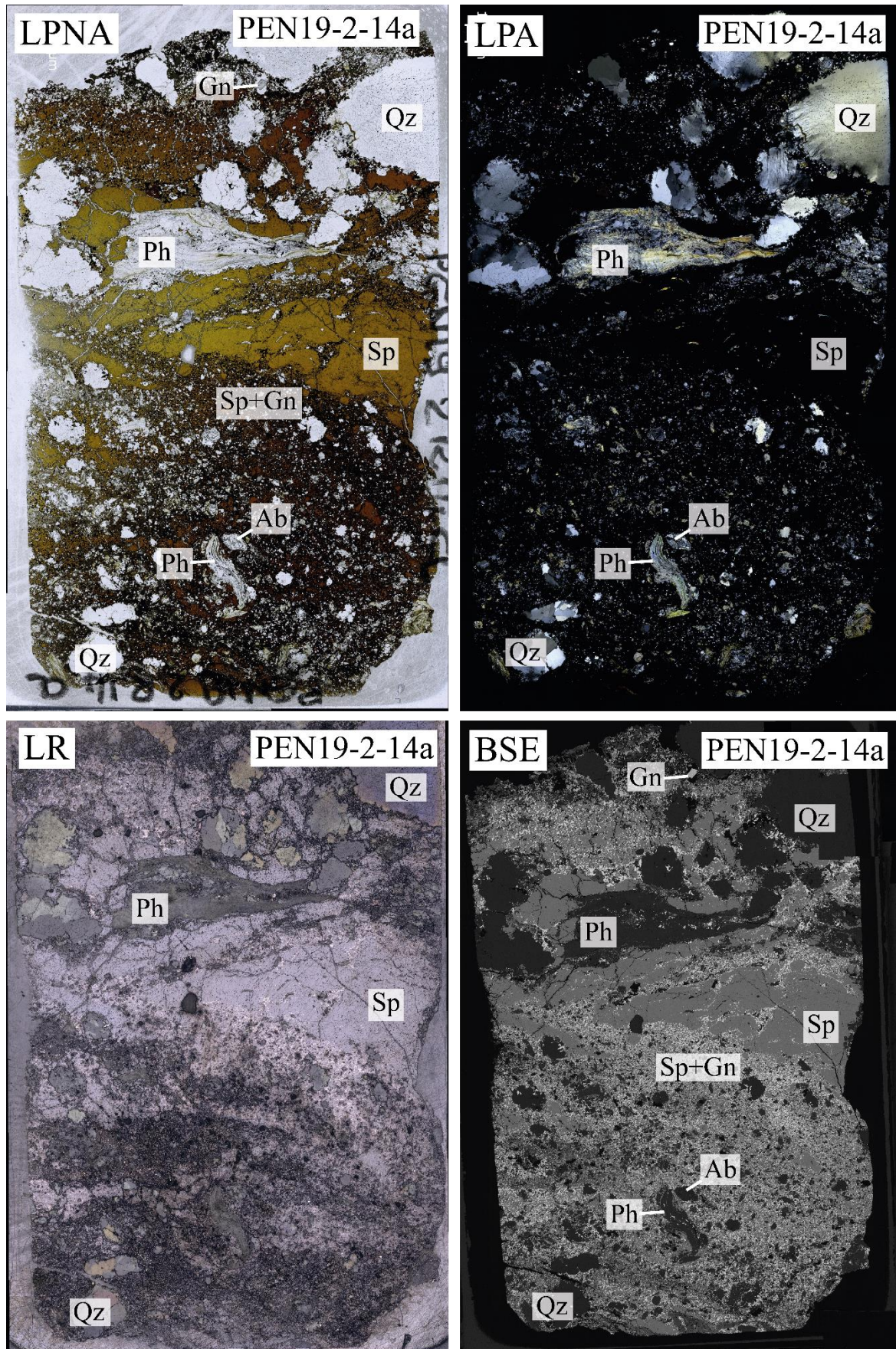


Figure A.19 : Images de la lame mince PEN19-2-14a de PEN.

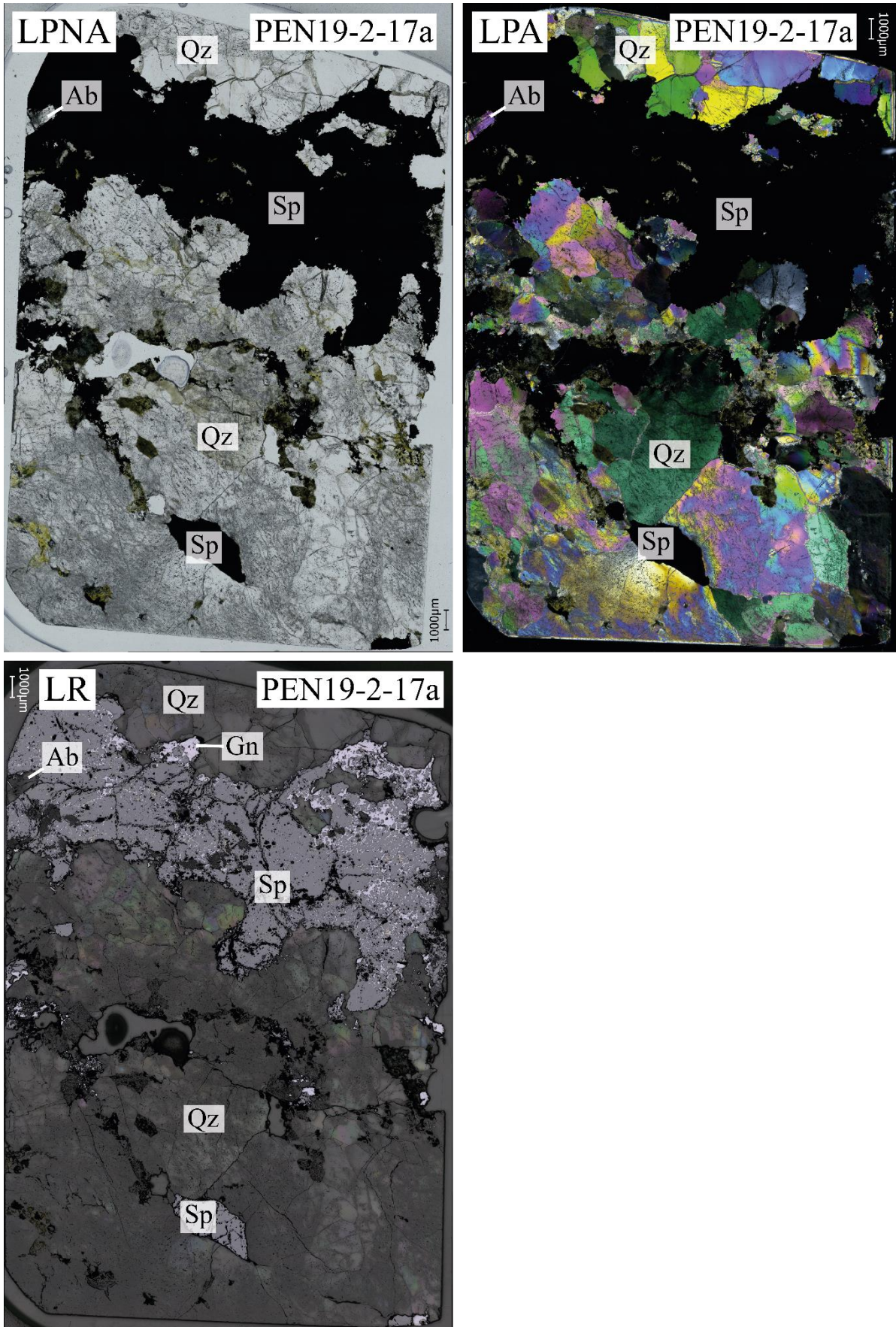


Figure A.20 : Images de la lame épaisse PEN19-2-17a de PEN.

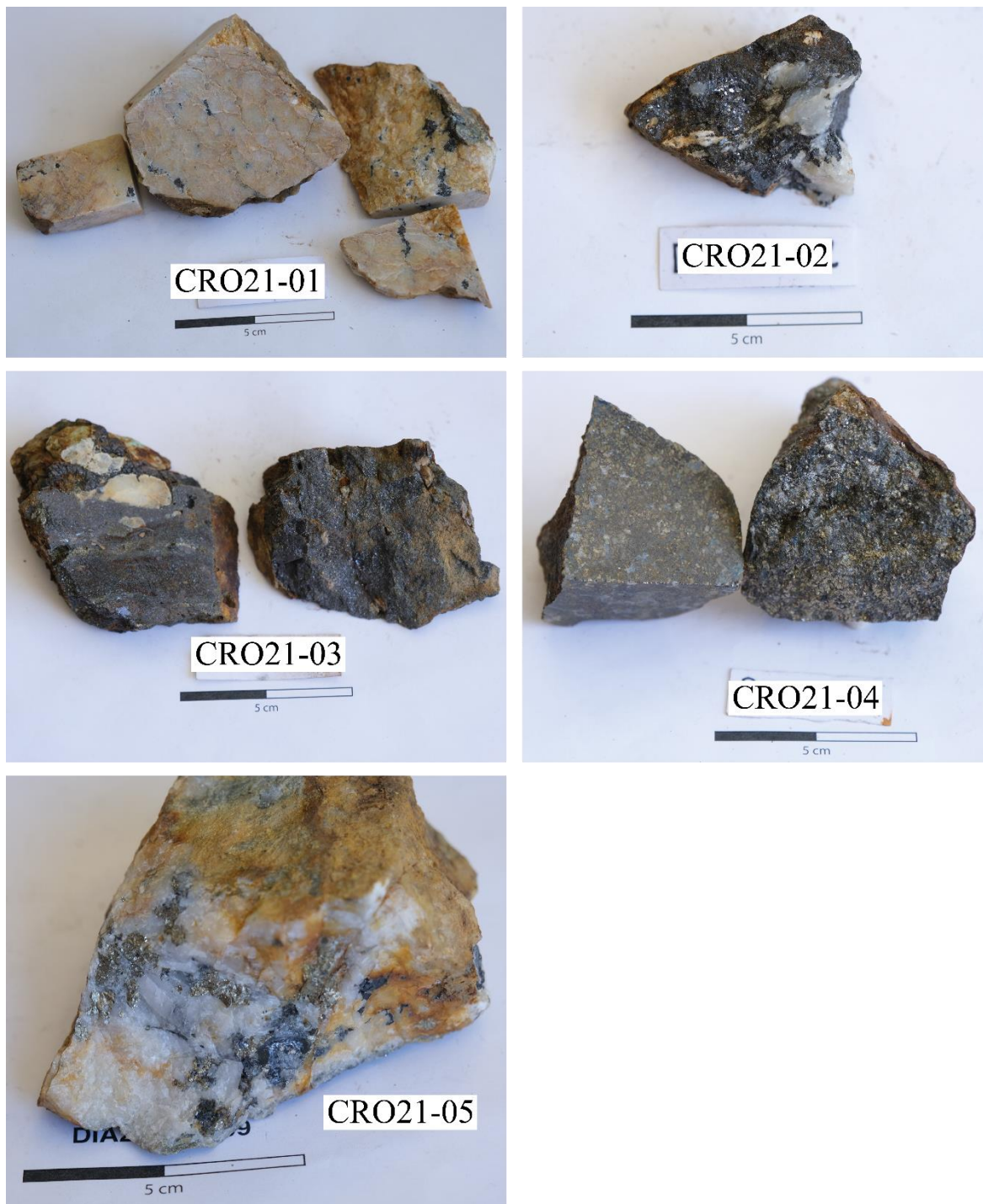
A.1.5 Le Crozat (CRO)

Figure A.21 : Photos macroscopiques des échantillons de CRO sur lesquels des lames ont été réalisées.

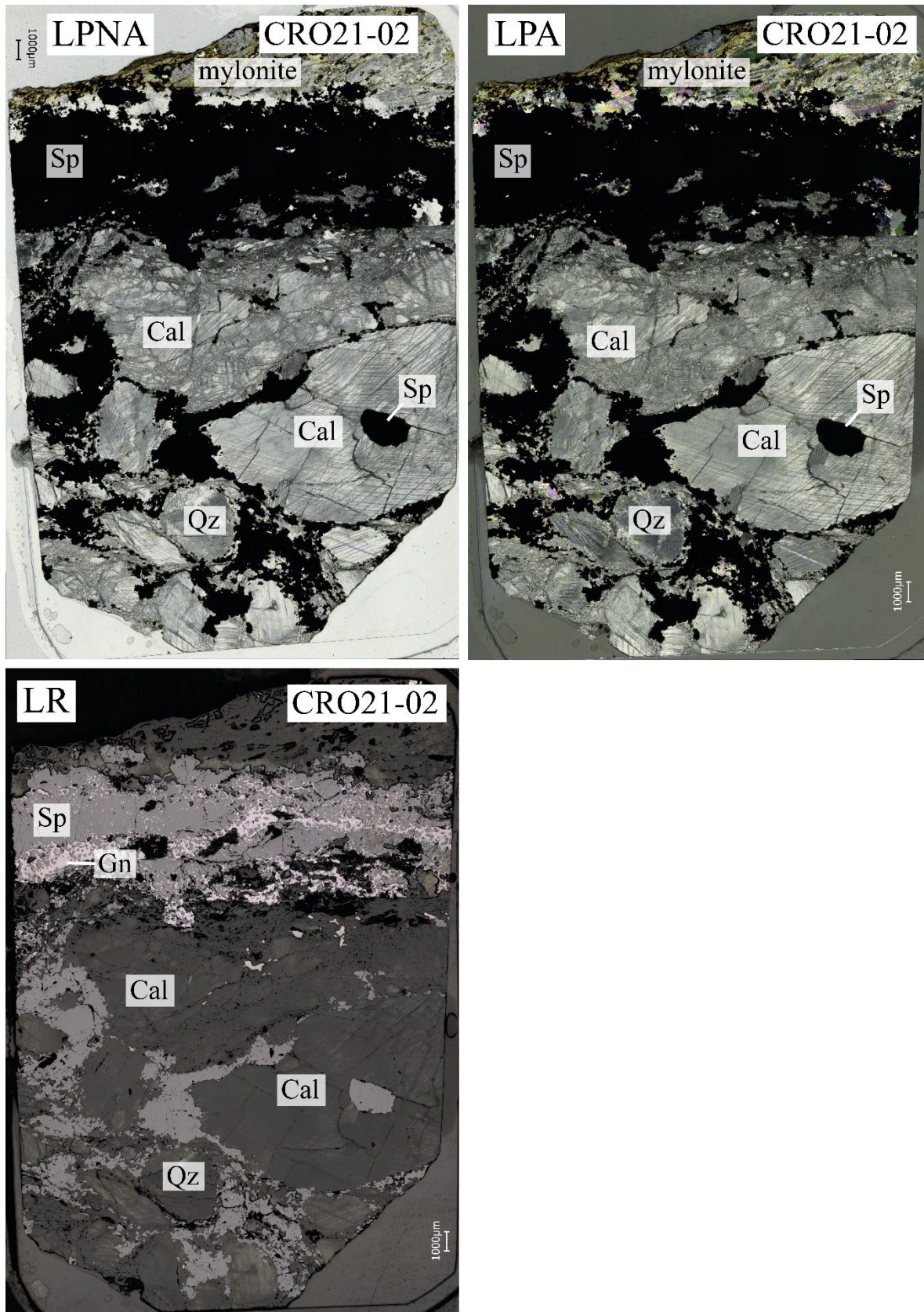


Figure A.22 : Images de la lame épaisse CRO21-02 de CRO.

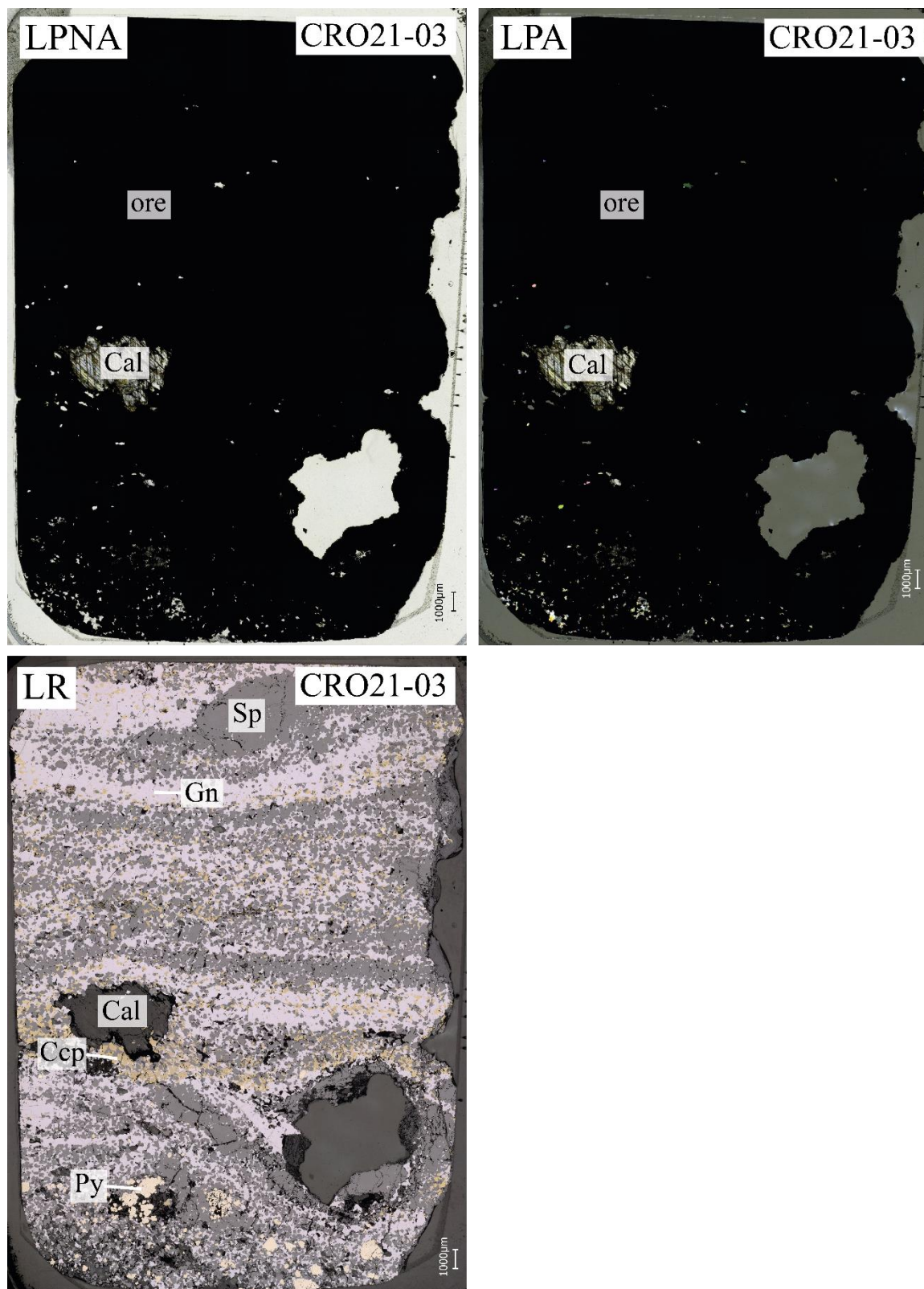


Figure A.23 : Images de la lame épaisse CRO21-03 de CRO.

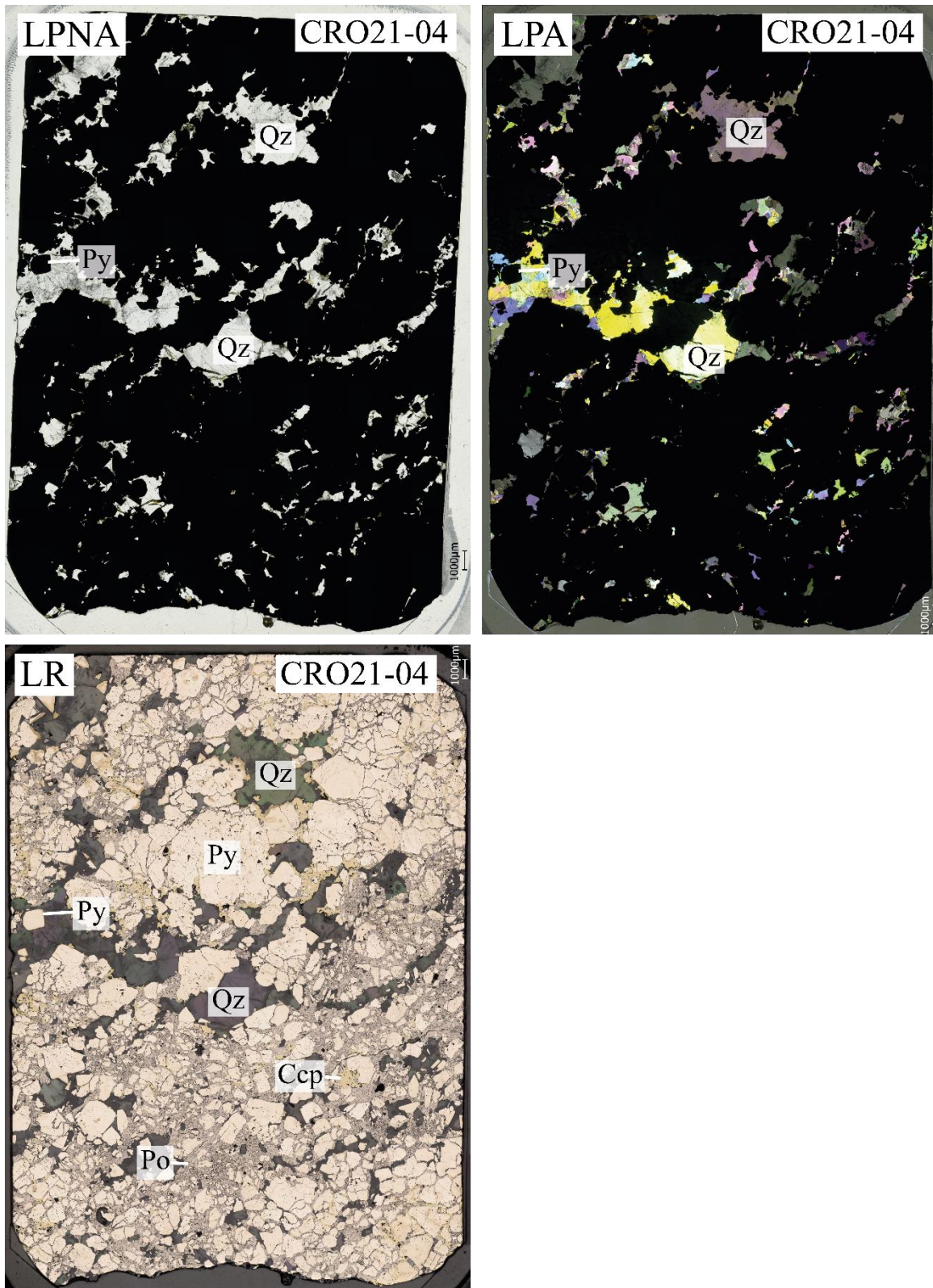


Figure A.24 : Images de la lame épaisse CRO21-04 de CRO.

A.1.6 Le Roc Blanc (RB)

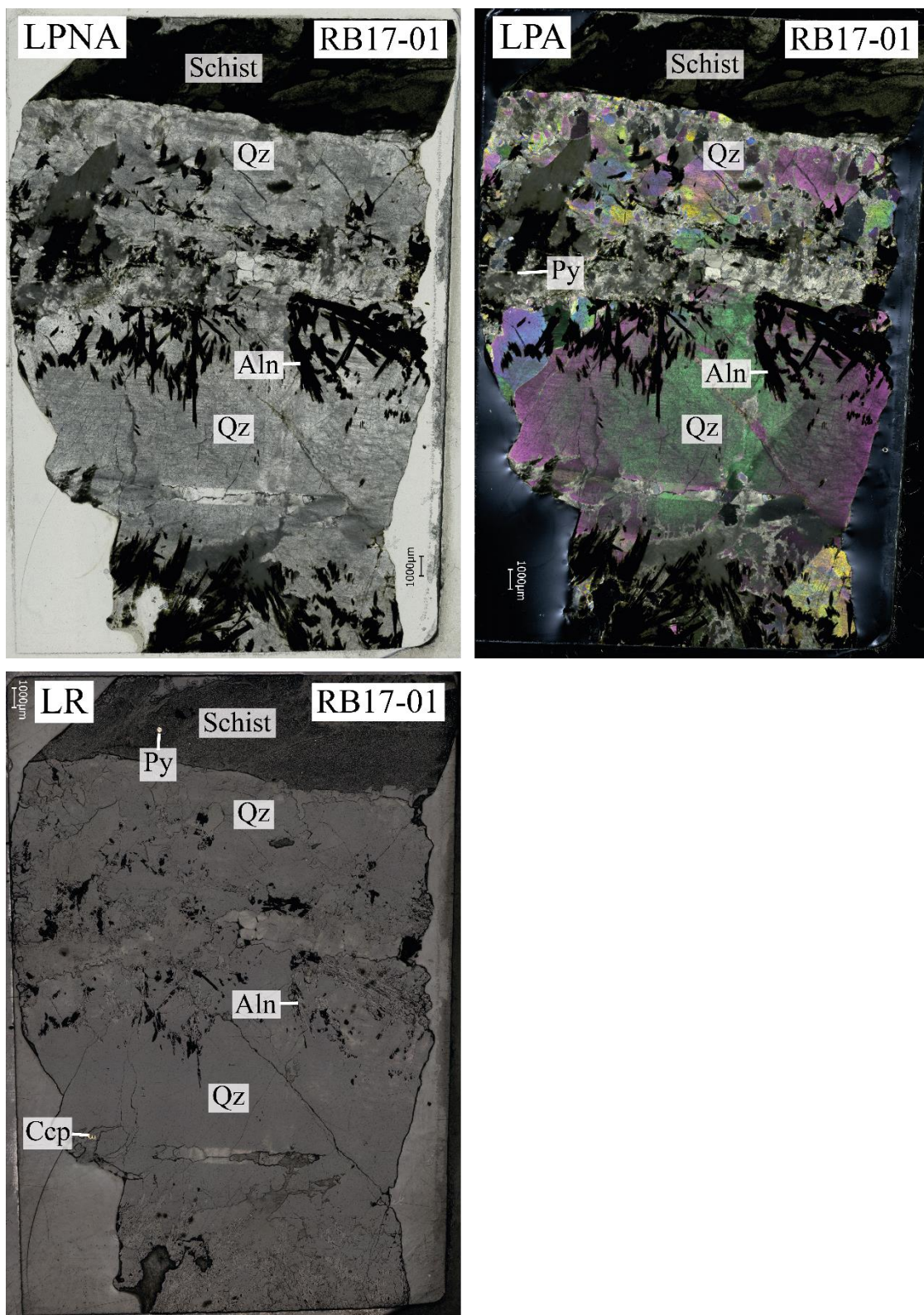


Figure A.25 : Images de la lame épaisse RB17-01 de RB.

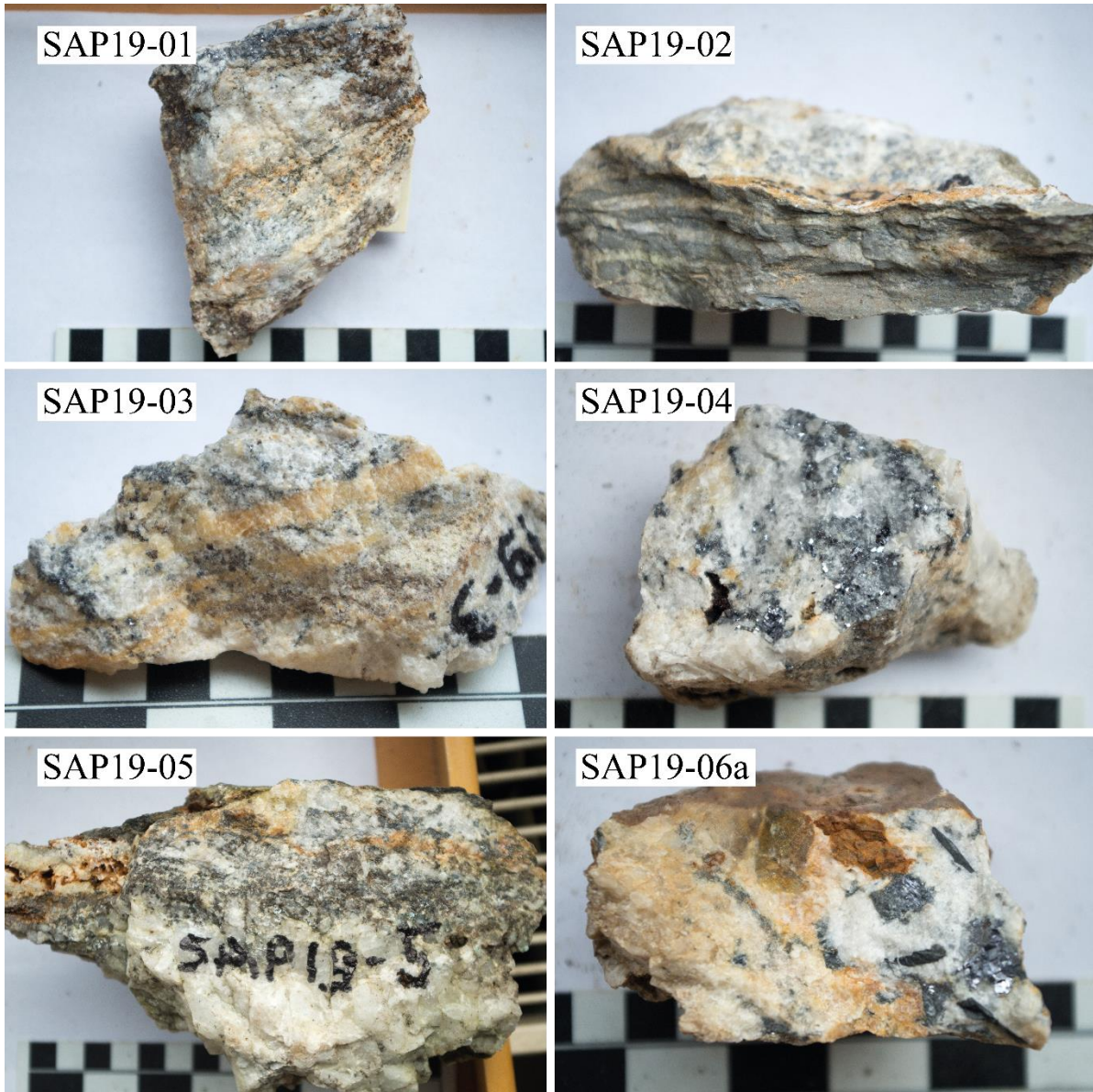
A.1.7 *Le Sapey (SAP)*

Figure A.26 : Photos macroscopiques des échantillons de SAP sur lesquels des lames ont été réalisées.

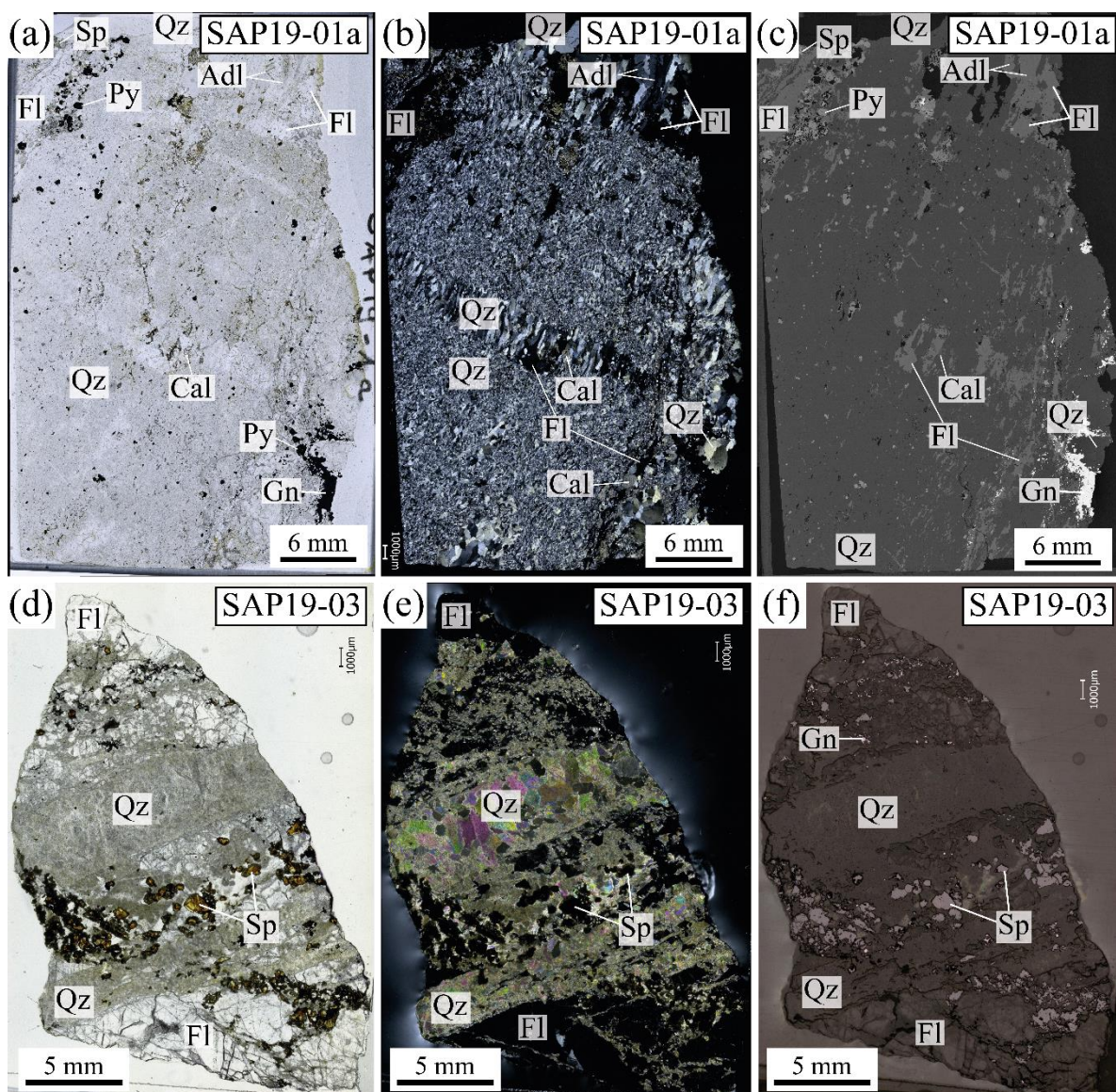


Figure A.27 : Scans de la lame mince SAP19-01a (a-c) et épaisse SAP19-03 (d-f) de SAP, en lumière : polarisée non-analysée (a,d) ; polarisée analysée (b,e) ; lumière réfléchie (f) ; et au MEB en mode BSE (e).

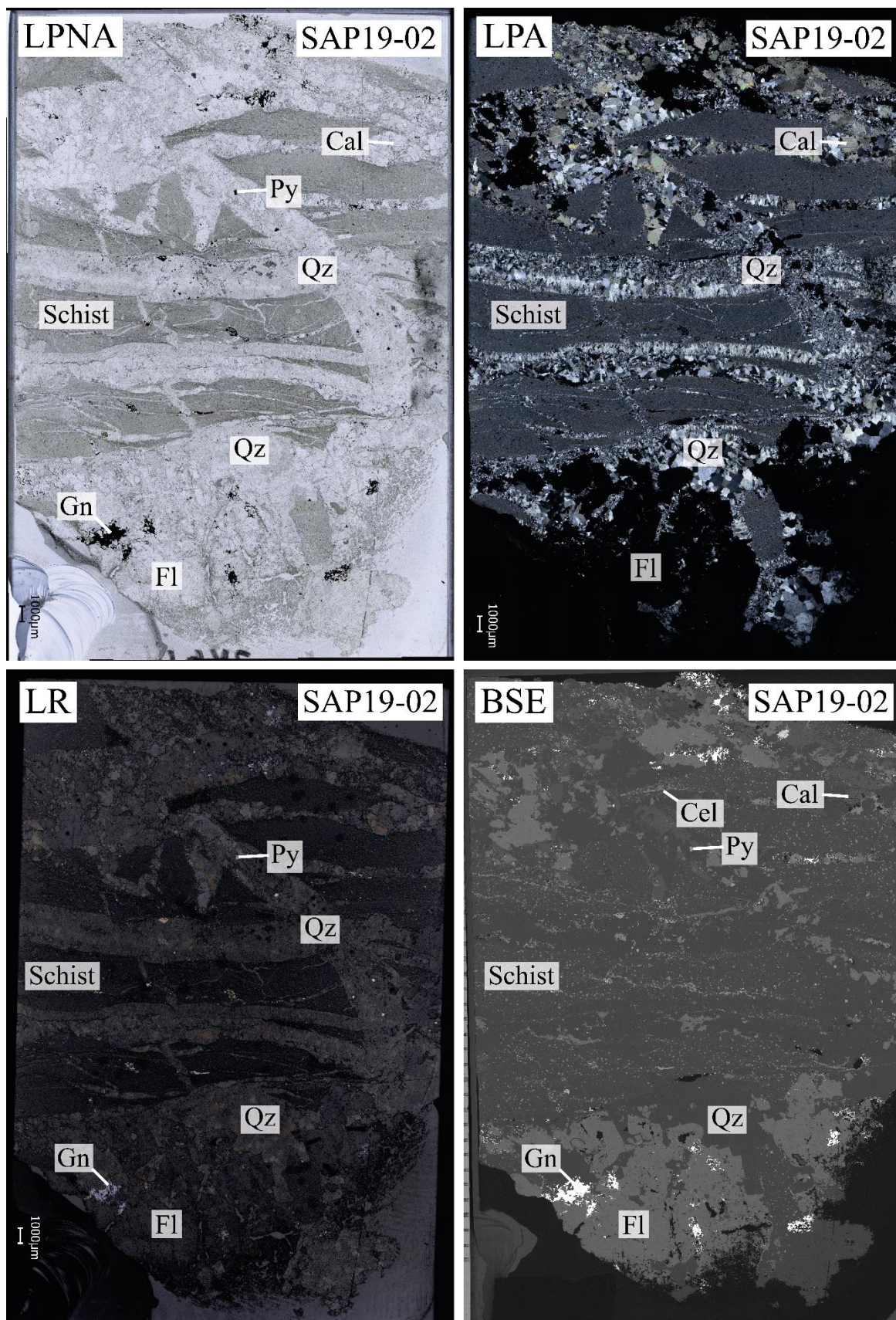


Figure A.28 : Images de la lame mince SAP19-02 de SAP.

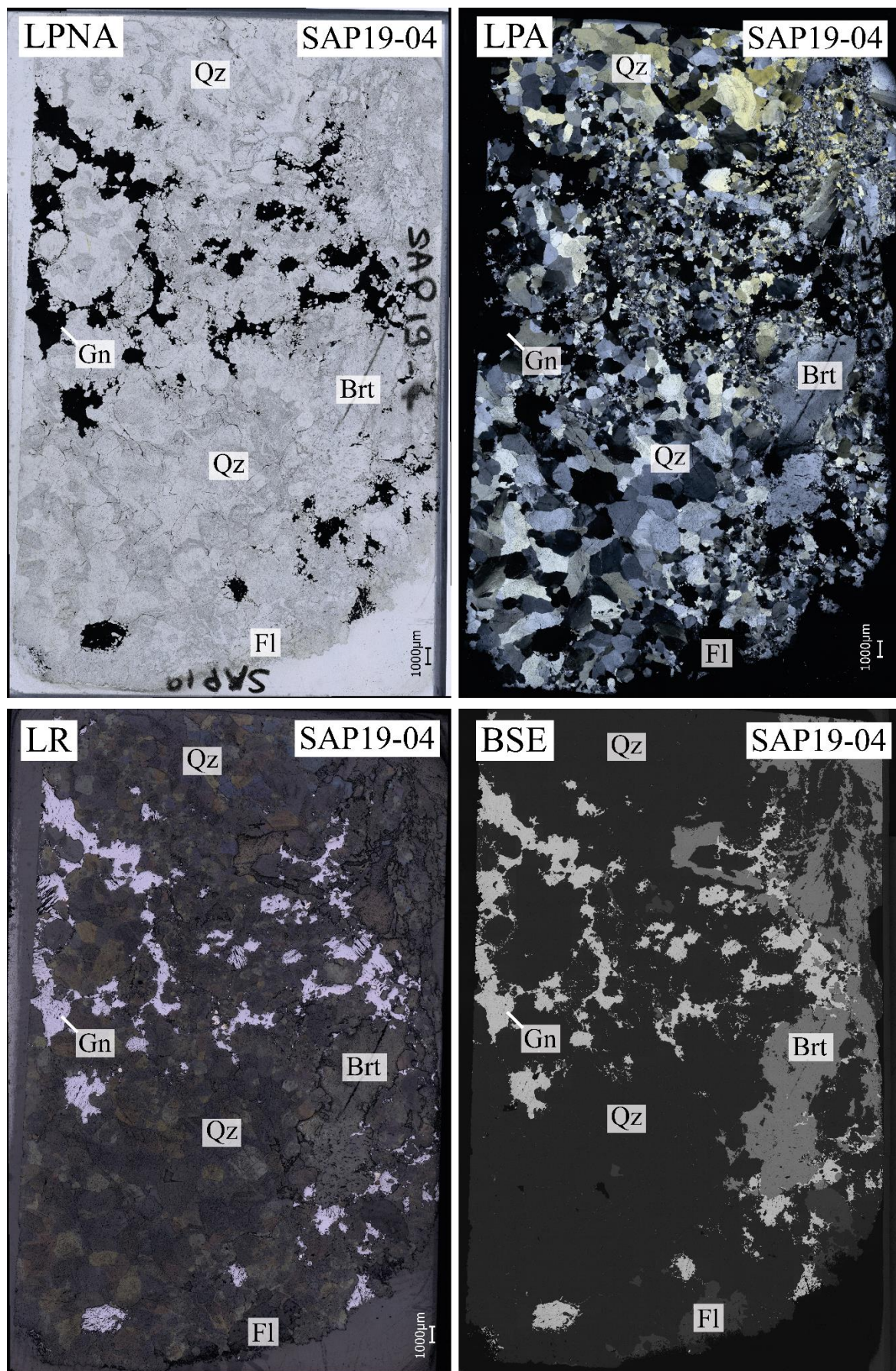


Figure A.29 : Images de la lame mince SAP19-04 de SAP.

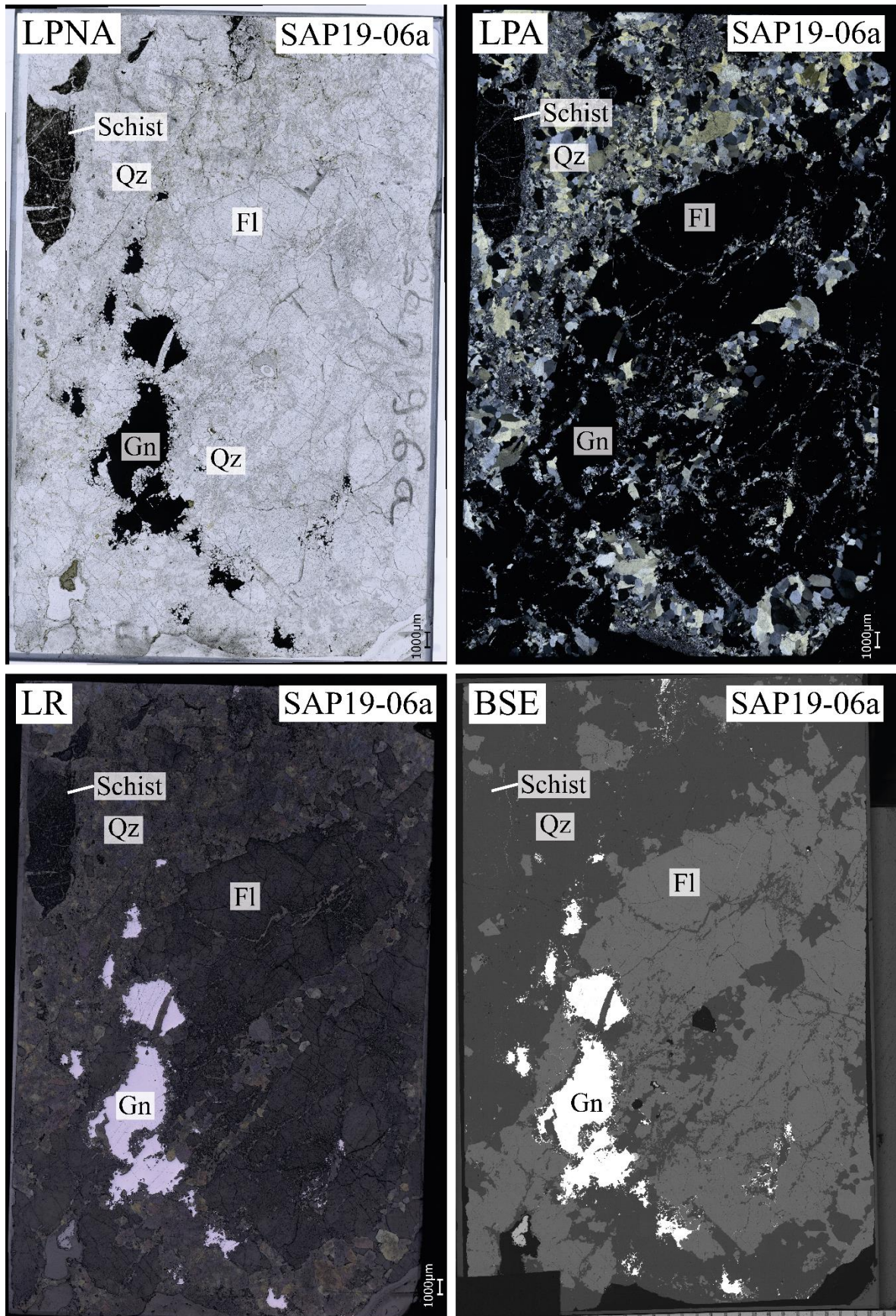


Figure A.30 : Images de la lame mince SAP19-06a de SAP.

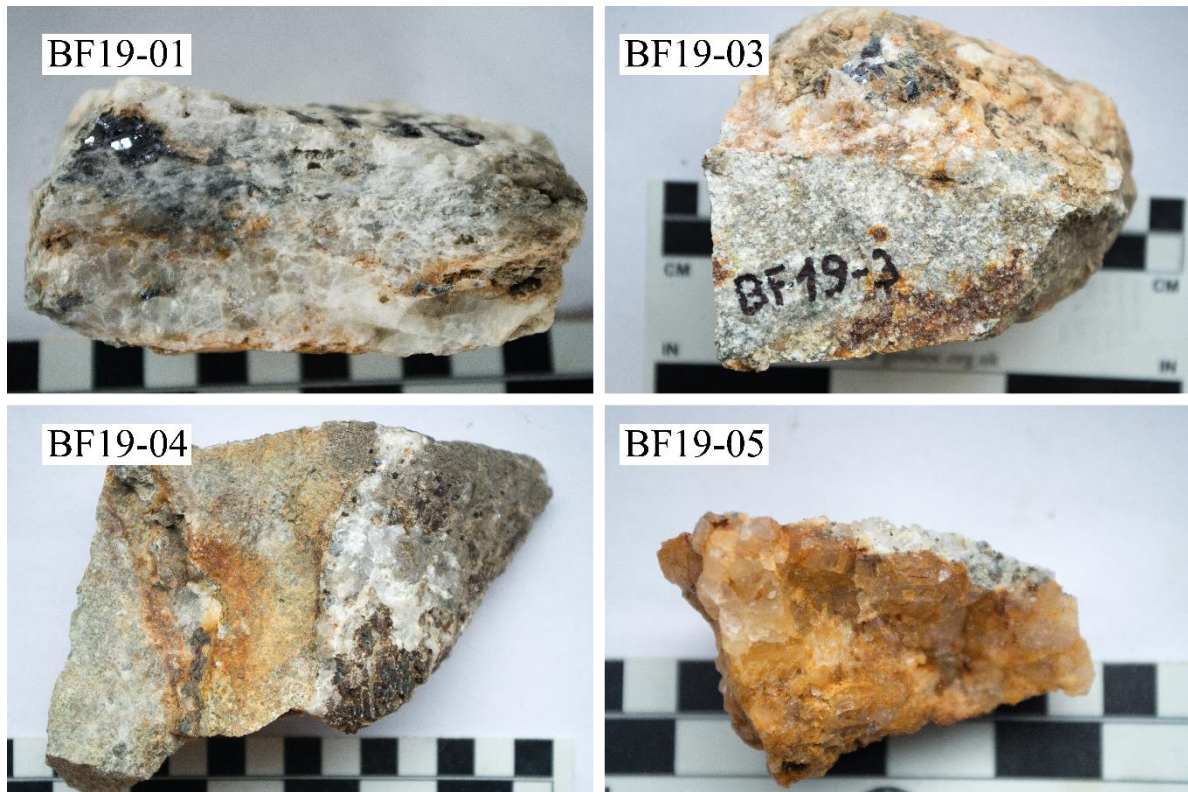
A.1.8 Bois Feuillet (BF)

Figure A.31 : Photos macroscopiques des échantillons de BF sur lesquels des lames ont été réalisées.

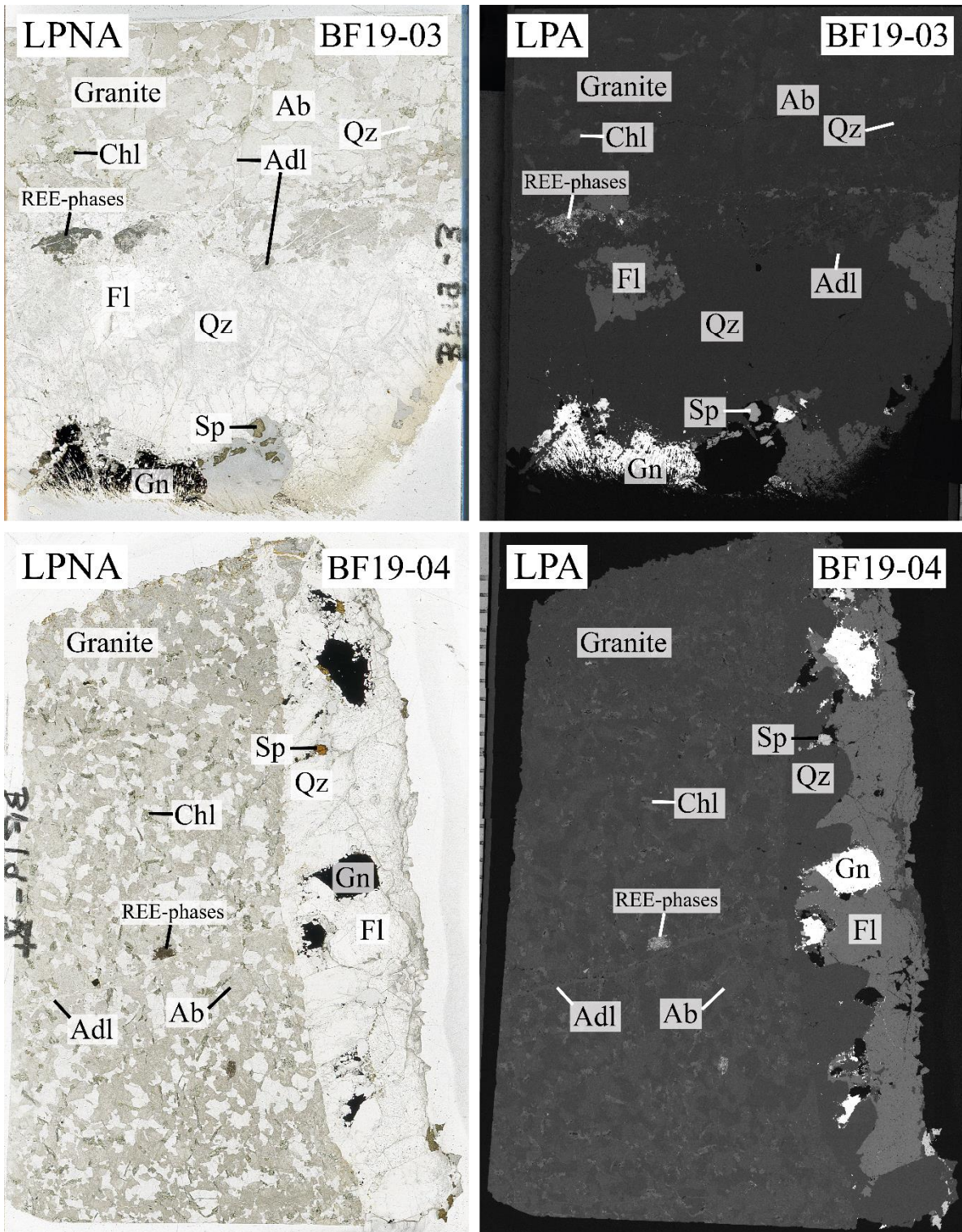


Figure A.32 : Images des lames minces de BF19-03 et BF19-04 de BF.

A.1.9 Le Longeray (LON)

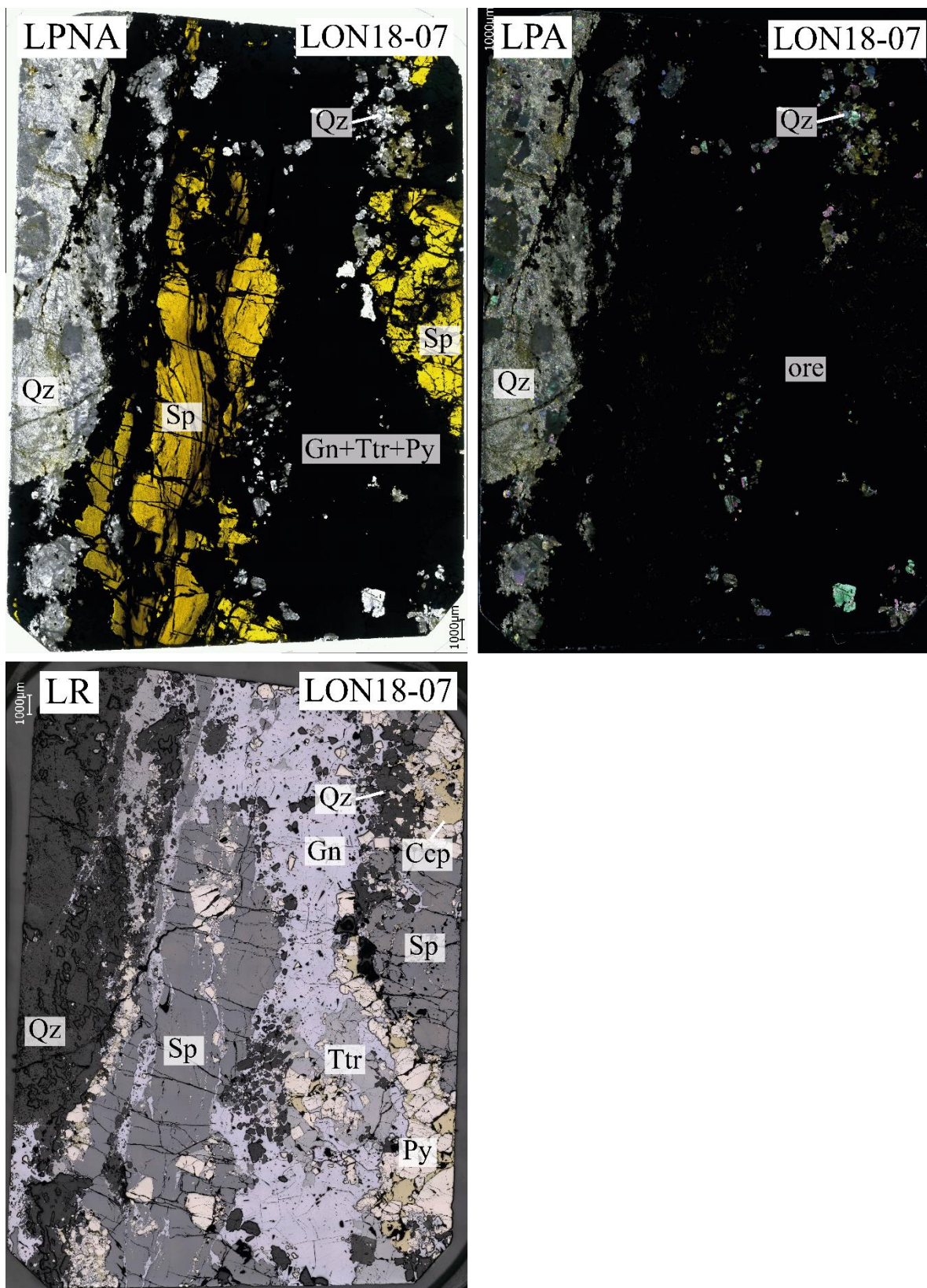


Figure A.33 : Images de la lame épaisse LON18-07 de LON.

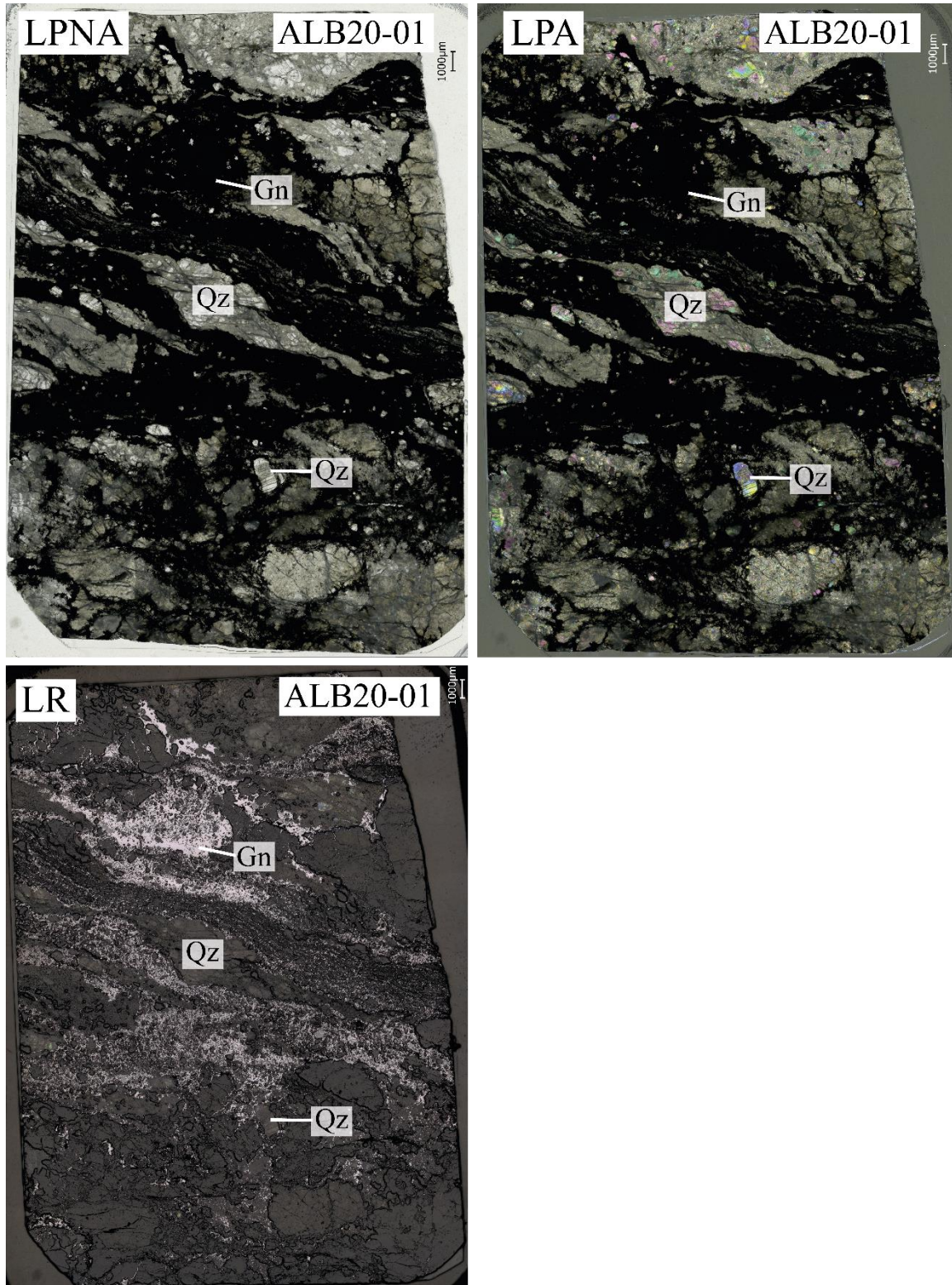
A.1.10 L'Argentière-La-Bessée (ALB)

Figure A.34 : Images de la lame épaisse ALB20-01 de ALB.

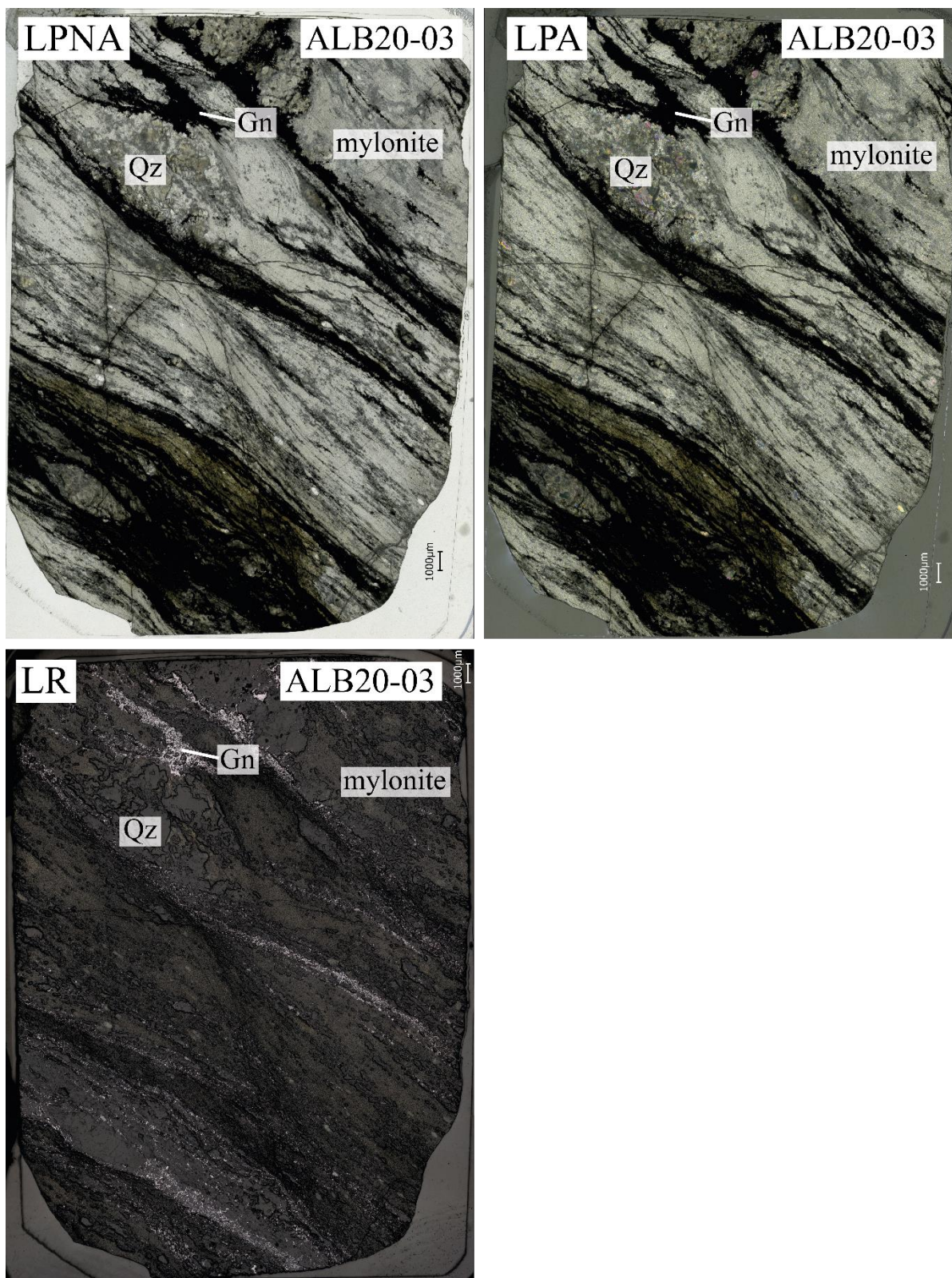


Figure A.35 : Images de la lame épaisse ALB20-03 de ALB.

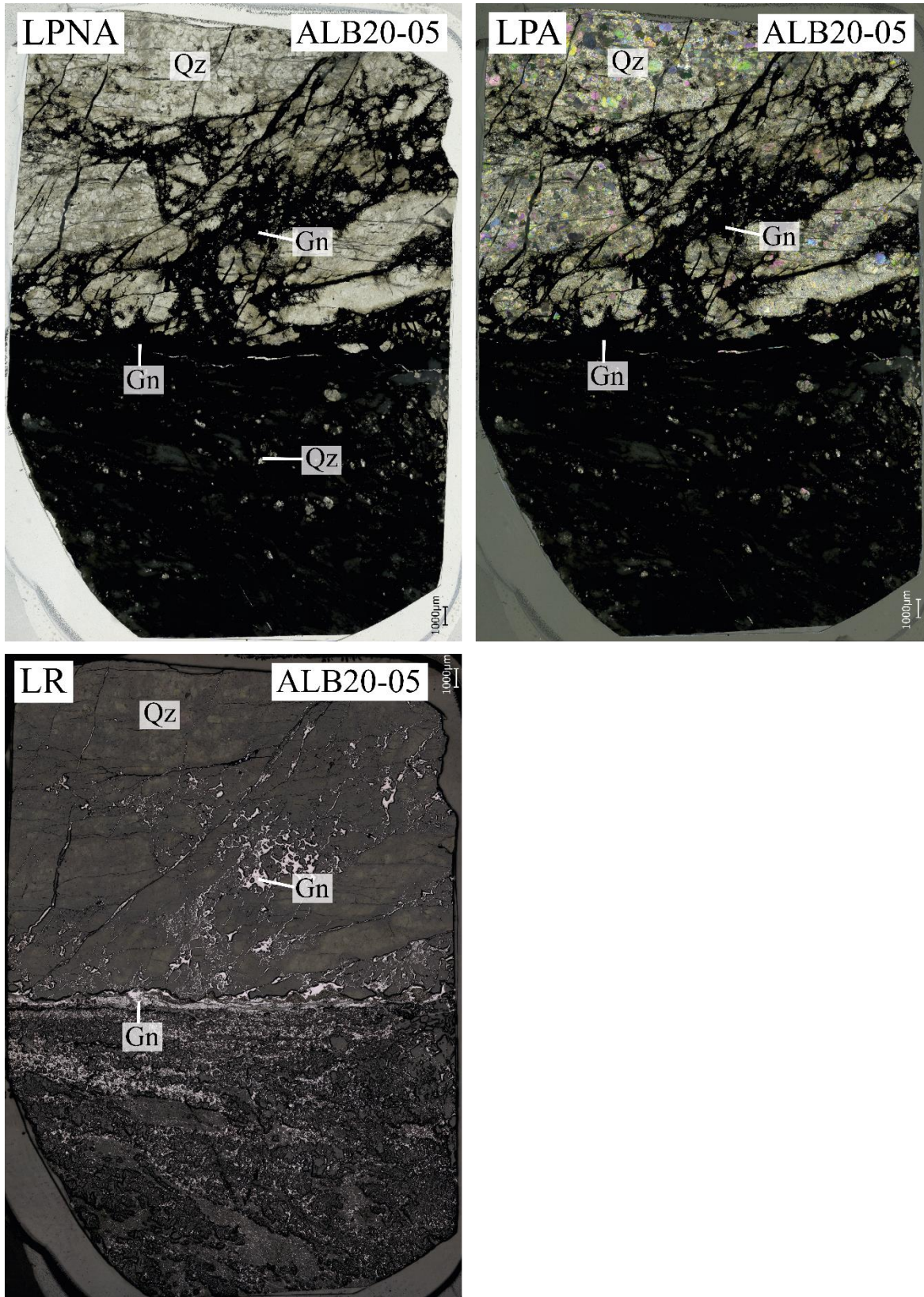


Figure A.36 : Images de la lame épaisse ALB20-05 de ALB.

A.2 Analyses des éléments majeurs et traces dans les sulfures et sulfosels (EPMA et LA-ICP-MS)

A.2.1 Analyses des éléments majeurs et mineurs dans les sulfures et sulfosels à l'EPMA

Les analyses des éléments majeurs et mineurs sur les sulfures et sulfosels ont été réalisées en deux temps que l'on appellera session 2021 et session 2022. Pour la session 2021, les analyses ont été effectuées à l'aide d'une microsonde électronique JEOL JXA-8230 (EPMA) à ISTerre (Grenoble, France) avec cinq spectromètres dispersifs en longueur d'onde. L'étalonnage des pics de chaque élément a été effectué à l'aide de matériaux de référence. Des analyses quantitatives ponctuelles ont été effectuées à 20 keV et 50 nA. Les 15 éléments, standards, lignes analytiques et monochromateurs suivants ont été utilisés pour les mesures : S (PbS, Ka, PETH), Cu (CuFeS₂, Ka, LiFH), Fe (CuFeS₂, Ka, LiFH), Pb (PbS, Ma, PETH), Zn (ZnS, Ka, LiFH), Sb (Sb, La, PETH), Ag (Ag, La, PETH), Cd (CdS, Lb, PETH), Sn (SnO₂, La, PETH), Mn (MnSiO₃, Ka, LiFH), Hg (HgS, La, LiFL), Co (CoO, Ka, LiFL), Ni (Ni, Ka, LiFL), As (FeAsS, La, TAP pour la galène et Ka, LiFL pour la chalcopryrite/tétraédrite-tennantite) et Bi (Bi, La, LiFL pour la galène et Ma, PETH pour la chalcopryrite/tétraédrite-tennantite). Les temps de comptage des pics ont été échelonnés de 40 à 400 s pour un temps total d'analyse des points de 400 s. Les procédures internes de JEOL ont été utilisées pour la réduction des données (c'est-à-dire la quantification des teneurs en éléments, des incertitudes et des limites de détection). Parmi les 15 éléments contrôlés, Co, Mn, Ni et Bi n'ont pas été retenus, de même que l'As pour la galène, et Cd et Hg pour la chalcopryrite. Néanmoins, les analyses d'éléments traces à l'aide de l'EPMA sont limitées en raison du compromis entre le temps de comptage, le nombre d'éléments mesurés et les limites de détection requises. Les conditions pour les cartographies de rayons X ont été fixées à 20 keV, 100 nA, temps mort de 200 ms avec une taille de spot de 1 µm.

Lors de la deuxième session d'analyse (session 2022), les protocoles d'analyse chimique des sulfures et sulfosels ont été raccourcis en ne gardant que les éléments dont les concentrations au LA-ICP-MS dépassaient les limites de détection à l'EPMA. Les protocoles d'analyses de la session 2022 sont résumés dans le [Tableau A.1](#). Lors de la session 2021, l'analyse du Bi dans la galène se faisait sur la raie La afin d'éviter les interférences avec les pics du S et du Pb, mais la limite de détection à 1600 ppm ne permettait pas la mesure dans la majeure partie des galènes analysées. Lors de la session 2022, nous avons opté pour une mesure du Bi sur la raie Mb qui subit moins l'influence des pics du Pb que la Ma. Le problème est que la raie Mb du Bi se trouve dans la pente induite par les raies Kb du S et Mb du Pb ([Figure A.37](#)). Pour limiter l'influence du S et du Pb, la mesure du Bi a été effectuée entre le background inférieur (à 1 mm du pic) et le pic de la raie Mb du Bi auquel un tilt de 3.3 défini graphiquement à partir du logiciel JEOL a été appliqué. De cette manière, la limite de détection du Bi a été abaissée à 174 ppm (contre 1600 ppm sur la raie La), et surtout les valeurs mesurées à l'EPMA se trouvent dans l'incertitude des mesures au LA-ICP-MS ([Figure 4.13](#)). Cela permet ainsi de mesurer les

A.2 Analyses des éléments majeurs et traces dans les sulfures et sulfo-sels (EPMA et LA-ICP-MS)

concentrations en Bi dans la galène à une échelle spatiale plus fine (1 μm) et d'évaluer la mobilité du Bi lors de remobilisation et dissolution-recristallisation de la galène.

Tableau A.1 : Résumé des protocoles d'analyses des sulfures et sulfo-sels pour la session 2022.

Phase	Spectrometers	Elements / Lines	Position	Reference material	Background (Bkg) position (mm)		Counting time (s) Peak/Bkg	Mean limit of detection (3σ , ppm)
					Lower	Upper		
Galena	CH1	Se La	TAPL	Se	1.2	1.2	150/75	59
	CH2	Ag La	PETL	Ag	1.1	1	150/75	52
	CH3	Bi Mb	PETH	Bi	1	0	150/75	174
	CH4	Pb Ma	PETL	PbS	2.7	6	30/15	155
	CH4	S Ka	PETL	PbS	5.5	3.5	30/15	88
	CH5	Sb La	PETH	Sb	1	1	150/75	77
Sphalerite	CH1	As La	TAPL	FeAsS	1.8	1.5	150/75	65
	CH2	Zn Ka	LiFL	ZnS	1.5	2	20/10	297
	CH2	Ga Ka	LIFL	GaP	1	1	150/75	128
	CH3	Mn Ka	LiFH	MnSiO ₃	2	2	90/45	59
	CH3	Ni Ka	LiFH	Ni	1.3	2.8	90/45	
	CH4	S Ka	PETL	ZnS	3	3	20/10	96
	CH4	Cd Lb	PETL	CdS	2.5	1.5	150/75	135
	CH5	Fe Ka	LiFH	CuFeS ₂	2	2	60/30	98
	CH5	Cu Ka	LiFH	CuFeS ₂	1.5	1.5	110/55	111
Tetrahedrite	CH1	Se La	TAPL	Se	1	1	150/75	40
	CH2	As Ka	LiFL	FeAsS	2.2	2.2	30/15	510
	CH2	Hg La	LiFL	HgS	1.25	1	100/50	477
	CH2	Cu Ka	LiFL	CuFeS ₂	1.8	2	20/10	267
	CH3	Bi Ma	PETH	Bi	1	1	60/30	202
	CH3	Cd Lb	PETH	CdS	1	1	60/30	256
	CH3	Sb La	PETH	Sb	2	4.2	20/10	186
	CH4	S Ka	PETL	CuFeS ₂	3	3	20/10	91
	CH4	Ag La	PETL	Ag	2.5	2	130/65	107
	CH5	Fe Ka	LiFH	CuFeS ₂	3	3	20/10	178
	CH5	Zn Ka	LiFH	ZnS	1.5	2	60/30	191
	CH5	Mn Ka	LiFH	MnSiO ₃	2	2	60/30	110
Chalcopyrite	CH1	As La	TAPL	FeAsS	1.8	1.5	150/75	66
	CH2	Zn Ka	LiFL	ZnS	2	2	100/50	124
	CH2	Cu Ka	LiFL	CuFeS ₂	2	2	20/10	244
	CH2	Fe Ka	LiFL	CuFeS ₂	3	3	20/10	171
	CH3	S Ka	PETH	CuFeS ₂	3	3	20/10	92
	CH3	Sb La	PETH	Sb	1	1	120/60	66
	CH4	Ag La	PETL	Ag	2.5	2	150/75	92
	CH5	Sn La	PETH	SnO ₂	1	2	150/75	61

Beam current = 50 nA; Acceleration voltage (keV) = 20 keV

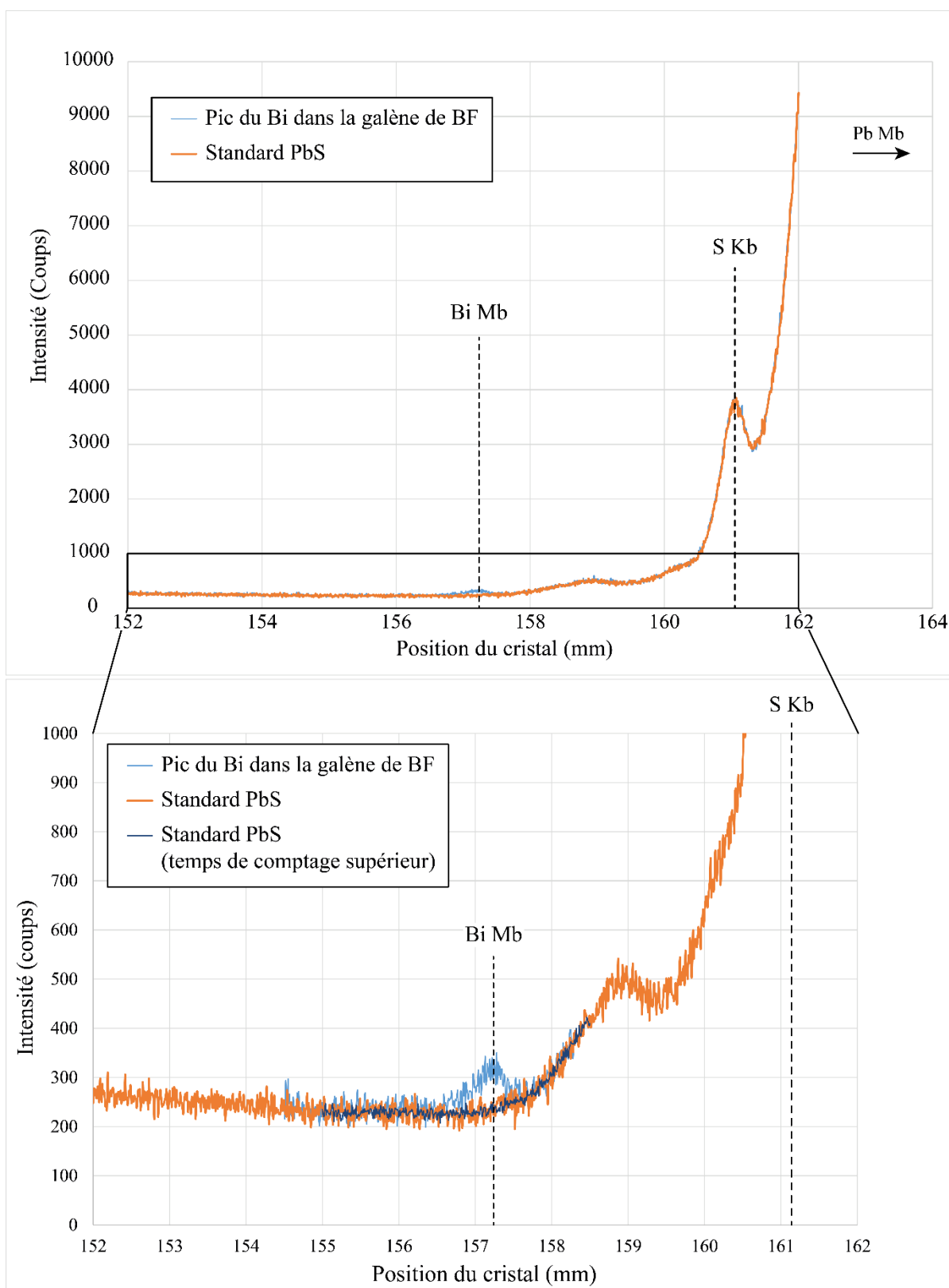


Figure A.37 : Illustration de l'interférence de la raie Mb du Bi.

A.2 Analyses des éléments majeurs et traces dans les sulfures et sulfofels (EPMA et LA-ICP-MS)

Tableau A.2: Analyses chimiques des galènes à l'EPMA (en wt%). NaN : Non analysé

Echantillon	Session	Spot	S (wt%)	Se (wt%)	Ag (wt%)	Sb (wt%)	Pb (wt%)	Bi (wt%)	Total
BF (3501-5A)	2021	3501-5A_Gn1-pt1	13.45	NaN	0.0575	0.0494	86.08	NaN	99.6
		3501-5A_Gn1-pt3	13.50	NaN	0.0597	0.0586	86.51	NaN	100.1
		3501-5A_Gn1-pt5	13.59	NaN	0.0536	0.0454	86.93	NaN	100.6
		3501-5A_Gn1-pt7	13.53	NaN	0.0453	0.0416	86.45	NaN	100.1
		3501-5A_Gn1-pt8	13.55	NaN	0.0506	0.044	86.72	NaN	100.4
		3501-5A_Gn1-pt9	13.39	NaN	0.026	0.0369	85.94	NaN	99.4
		3501-5A_Gn1-pt11	13.47	NaN	0.047	0.0396	86.90	NaN	100.5
		3501-5A_Gn2-pt1	13.52	NaN	0.0509	0.0492	86.23	NaN	99.9
		3501-5A_Gn3-pt1	13.54	NaN	0.076	0.0682	86.59	NaN	100.3
		3501-5A_Gn4-pt1	13.47	NaN	0.1003	0.0912	86.66	NaN	100.3
		3501-5A_Gn1-pt12	13.24	NaN	0.041	0.0406	86.63	NaN	100.0
		3501-5A_Gn3-pt2	13.23	NaN	0.0771	0.0808	86.07	NaN	99.5
		3501-5A_Gn2-pt2	13.29	NaN	0.0468	0.042	85.89	NaN	99.3
		3501-5A_Gn5-pt1	13.26	NaN	0.0667	0.0664	86.25	NaN	99.6
		3501-5A_Gn5-pt2	13.32	NaN	0.0374	0.0229	86.94	NaN	100.5
		3501-5A_Gn7-pt1	13.32	NaN	0.0785	0.0744	86.74	NaN	100.2
3501-5A_Gn1-pt2	13.20	NaN	0.0547	0.0523	86.14	NaN	99.5		
3501-5A_Gn1-pt4	13.19	NaN	0.0678	0.0516	86.12	NaN	99.4		
BF (3501-9B)	2021	3501-9B_Gn-pt2	13.52	NaN	0.1292	0.1552	87.64	NaN	101.4
		3501-9B_Gn-pt3	13.52	NaN	0.1281	0.1516	87.77	NaN	101.6
		3501-9B_Gn-pt4	13.51	NaN	0.0902	0.0953	87.59	NaN	101.3
		3501-9B_Gn-pt7	13.50	NaN	0.1202	0.1221	87.11	NaN	100.9
		3501-9B_Gn-pt8	13.41	NaN	0.3854	0.181	87.14	NaN	101.1
PN (PN16-05a)	2021	PN16-R05a_Gn-pt1	13.31	NaN	0.0499	0.0572	86.43	NaN	99.8
		PN16-R05a_Gn-pt5	13.28	NaN	0.0405	0.0694	87.13	NaN	100.5
		PN16-R05a_Gn-pt6	13.21	NaN	0.0369	0.0492	86.07	NaN	99.4
		PN16-R05a_Gn-pt7	13.26	NaN	0.0537	0.0585	86.61	NaN	100.0
		PN16-R05a_Gn-pt8	13.21	NaN	0.0437	0.0277	86.82	NaN	100.2
PN (PN20-13b)	2022	PN20-13b_Gn1 Line 001	13.28	0	0.0492	0.0339	87.05	0.0177	100.4
		PN20-13b_Gn1 Line 002	13.29	0	0.0519	0.0388	87.28	0.0200	100.7
		PN20-13b_Gn1 Line 004	13.27	0	0.0556	0.0559	87.38	0	100.8
		PN20-13b_Gn1 Line 005	13.30	0	0.0616	0.0561	87.16	0	100.6
		PN20-13b_Gn1 Line 006	13.33	0	0.05	0.0429	87.80	0.0220	101.2
		PN20-13b_Gn1 Line 008	13.41	0	0.0477	0.0279	87.89	0.0534	101.4
		PN20-13b_Gn1 Line 010	13.24	0	0.0398	0.0288	87.12	0.0634	100.5
		PN20-13b_Gn1-pt1	13.37	0	0.0417	0.0301	87.79	0.0556	101.3
		PN20-13b_Gn1-pt2	13.33	0	0.0436	0.0239	87.74	0.0367	101.2
		PN20-13b_Gn2-pt1	13.36	0	0.0558	0.0483	87.68	0.0296	101.2
		PN20-13b_Gn2-pt2	13.39	0	0.0577	0.0468	87.44	0.0451	101.0
		PN20-13b_Gn3-pt1	13.43	0	0.0935	0.0845	87.57	0.0597	101.2
		PN20-13b_Gn4-pt1	13.32	0	0.0784	0.07	87.33	0.0258	100.8
		PN20-13b_Gn5	13.40	0	0.0672	0.0503	87.61	0.0638	101.2
		PN20-13b_Gn4-pt2	13.40	0	0.0715	0.0495	87.82	0.0251	101.4
PN20-13b_Gn6	13.32	0	0.0596	0.0375	87.48	0.0335	100.9		
PN20-13b_Gn7	13.35	0	0.0589	0.0457	87.26	0.0347	100.7		
PN20-13b_Gn8	13.39	0	0.0625	0.0384	87.91	0.0574	101.5		
BF (BF19-04)	2021	BF19-04_Gn1-pt1	13.42	NaN	0.1209	0.0787	86.73	NaN	100.3
		BF19-04_Gn1-pt2	13.30	NaN	0.0975	0.0821	86.77	NaN	100.2
		BF19-04_Gn1-pt3	13.38	NaN	0.0966	0.0693	87.29	NaN	100.8
		BF19-04_Gn1-pt4	13.32	NaN	0.0976	0.0817	86.67	NaN	100.2
		BF19-04_Gn1-pt5	13.43	NaN	0.1051	0.0782	86.90	NaN	100.5
		BF19-04_Gn1-pt6	13.46	NaN	0.1119	0.077	86.65	NaN	100.3

	BF19-04_Gn1-pt7	13.50	NaN	0.0891	0.0706	86.88	NaN	100.6
	BF19-04_Gn2-pt1	13.36	NaN	0.1117	0.0823	86.84	NaN	100.4
	BF19-04_Gn2-pt2	13.37	NaN	0.107	0.0797	86.75	NaN	100.3
	BF19-04_Gn2-pt3	13.42	NaN	0.1115	0.068	87.26	NaN	100.9
	BF19-04_Gn2-pt4	13.36	NaN	0.1162	0.0717	87.16	NaN	100.7
	BF19-04_Gn2 Line 001	13.43	0	0.1013	0.0475	87.00	0.1610	100.7
	BF19-04_Gn2 Line 002	13.23	0	0.1067	0.0441	86.59	0.1683	100.1
	BF19-04_Gn2 Line 003	13.34	0	0.1122	0.0388	86.62	0.1461	100.3
	BF19-04_Gn2 Line 004	13.35	0	0.1035	0.0438	87.09	0.1708	100.8
	BF19-04_Gn2 Line 005	13.32	0	0.1051	0.045	86.72	0.1518	100.3
	BF19-04_Gn2 Line 006	13.40	0	0.1046	0.0428	87.09	0.1683	100.8
	BF19-04_Gn2 Line 007	13.34	0	0.1049	0.048	87.00	0.1675	100.7
	BF19-04_Gn2 Line 008	13.36	0	0.1033	0.0453	86.81	0.1593	100.5
	BF19-04_Gn2 Line 009	13.38	0	0.1041	0.0398	86.95	0.1667	100.6
	BF19-04_Gn2 Line 010	13.26	0	0.102	0.0471	86.50	0.1667	100.1
	BF19-04_Gn2 Line2 001	13.29	0	0.1042	0.0351	87.13	0.1534	100.7
	BF19-04_Gn2 Line2 002	13.30	0	0.1057	0.0393	87.51	0.1674	101.1
	BF19-04_Gn2 Line2 003	13.25	0	0.0999	0.0477	86.96	0.1551	100.5
	BF19-04_Gn2 Line2 004	13.32	0	0.1051	0.0426	87.62	0.1583	101.2
	BF19-04_Gn2 Line2 005	13.42	0	0.1044	0.0413	87.45	0.1658	101.2
	BF19-04_Gn2 Line2 006	13.33	0	0.1056	0.0426	87.32	0.1386	100.9
	BF19-04_Gn2 Line2 007	13.30	0	0.0996	0.0448	87.14	0.1328	100.7
	BF19-04_Gn2 Line2 008	13.45	0	0.1054	0.0427	87.45	0.1560	101.2
	BF19-04_Gn2 Line2 009	13.33	0	0.1008	0.0414	87.48	0.1542	101.1
	BF19-04_Gn2 Line2 010	13.35	0	0.0964	0.0425	87.61	0.1823	101.3
	BF19-04_Gn3 Line 001	13.28	0	0.0761	0.022	87.14	0.1609	100.7
	BF19-04_Gn3 Line 002	13.32	0	0.0789	0.0256	87.32	0.1106	100.9
	BF19-04_Gn3 Line 003	13.33	0	0.0742	0.0342	87.17	0.1362	100.8
	BF19-04_Gn3 Line 004	13.37	0	0.0759	0.0251	87.30	0.1494	100.9
	BF19-04_Gn3 Line 005	13.35	0	0.0729	0.0211	87.20	0.1304	100.8
	BF19-04_Gn3 Line 006	13.32	0	0.0746	0.0287	86.92	0.1510	100.5
2022	BF19-04_Gn3 Line 007	13.38	0	0.0794	0.0252	87.78	0.1386	101.4
	BF19-04_Gn3 Line 008	13.37	0	0.0753	0.0248	87.52	0.1353	101.1
	BF19-04_Gn3 Line 009	13.38	0	0.0733	0.0244	87.34	0.1370	101.0
	BF19-04_Gn3 Line 010	13.33	0	0.0744	0.0168	87.25	0.1263	100.8
	BF19-04_Gn3-pt1	13.38	0	0.0721	0.018	87.74	0.1370	101.3
	BF19-04_Gn3-pt2	13.35	0	0.0738	0.0235	88.14	0.1452	101.7
	BF19-04_Gn3-pt3	13.27	0	0.0801	0.0263	87.06	0.1337	100.6
	BF19-04_Gn3-pt4	13.36	0	0.0689	0.0206	87.84	0.1427	101.4
	BF19-04_Gn3-pt5	13.33	0	0.0756	0.0229	87.31	0.1361	100.9
	BF19-04_Gn3-pt6	13.24	0	0.0746	0.0152	87.23	0.1303	100.7
	BF19-04_Gn3-pt7	13.33	0	0.0795	0.0179	86.96	0.1370	100.5
	BF19-04_Gn1-pt1	13.11	0	0.1138	0.0198	85.97	0.2531	99.5
	BF19-04_Gn1-pt2	13.16	0	0.0808	0.0251	86.25	0.1573	99.7
	BF19-04_Gn1-pt3	13.18	0	0.092	0.015	87.15	0.1570	100.6
	BF19-04_Gn1-pt4	13.32	0	0.1697	0	86.56	0.3885	100.4
	BF19-04_Gn1-pt6	13.21	0	0.4445	0	84.88	1.0408	99.6
	BF19-04_Gn1-pt7	13.32	0	0.2164	0	86.78	0.4768	100.8
	BF19-04_Gn1-pt9	13.12	0	0.1033	0.0378	85.68	0.1679	99.1
	BF19-04_Gn1-pt10	13.12	0	0.1016	0.0365	85.55	0.1742	99.0
	BF19-04_Gn1-pt11	13.32	0	0.0988	0.0435	86.55	0.1841	100.2
	BF19-04_Gn1-pt12	13.29	0	0.0979	0.0465	86.71	0.1558	100.3
	BF19-04_Gn1-pt13	13.35	0	0.0933	0.041	87.11	0.1518	100.8
	BF19-04_Gn1-pt14	13.16	0	0.0997	0.0378	86.32	0.1742	99.8
	BF19-04_Gn1-pt15	13.42	0	0.1275	0.0126	86.34	0.2674	100.2
	BF19-04_Gn1-pt16	13.19	0	0.1206	0.0138	86.27	0.2480	99.8
	BF19-04_Gn1-pt17	13.13	0	0.1208	0.0119	86.13	0.2403	99.6
	BF19-04_Gn1-pt18	13.44	0	0.1236	0.0121	86.46	0.2626	100.3

A.2 Analyses des éléments majeurs et traces dans les sulfures et sulfofels (EPMA et LA-ICP-MS)

		BF19-04_Gn1-pt19	13.27	0	0.1477	0.0109	86.19	0.2786	99.9
		BF19-04_Gn1-pt20	13.31	0	0.1809	0.0092	86.34	0.3365	100.2
		BF19-04_Gn1-pt21	13.18	0	0.1404	0.0135	86.11	0.2885	99.7
		BF19-04_Gn1-pt22	13.25	0	0.1387	0.0092	86.08	0.2889	99.8
		BF19-04_Gn1-pt23	13.39	0	0.1404	0.0163	86.38	0.2901	100.2
		BF19-04_Gn1-pt24	13.31	0	0.1192	0.0213	86.10	0.2365	99.8
		BF19-04_Gn1-pt25	13.27	0	0.1176	0.0155	85.94	0.2408	99.6
SAP (SAP19-03)	2021	SAP19-03_Gn2-Pt1	13.42	NaN	0.0454	0.0706	87.03	NaN	100.6
		SAP19-03_Gn2-Pt2	13.42	NaN	0.0406	0.0833	87.09	NaN	100.6
		SAP19-03_Gn2-Pt3	13.31	NaN	0.0401	0.0756	86.89	NaN	100.4
		SAP19-03_Gn2-Pt4	13.27	NaN	0.0398	0.0773	87.31	NaN	100.7
		SAP19-03_Gn2-Pt5	13.38	NaN	0.0443	0.08	87.18	NaN	100.7
		SAP19-03_Gn5-Pt1	13.89	NaN	0.0291	0.0792	84.85	NaN	98.8
SAP (SAP19-02)		SAP19-02_Gn2-Pt1	13.54	NaN	0.0406	0.0627	87.07	NaN	100.7
		SAP19-02_Gn2-Pt2	13.45	NaN	0.0391	0.0812	86.51	NaN	100.1
		SAP19-02_Gn2-Pt3	13.61	NaN	0.0317	0.0737	86.73	NaN	100.5
		SAP19-02_Gn2-Pt4	13.40	NaN	0.0379	0.0869	87.53	NaN	101.1
		SAP19-02_Gn2-Pt5	13.30	NaN	0.04	0.08	86.96	NaN	100.4
		SAP19-02_Gn2-Pt6	13.38	NaN	0.0306	0.0647	87.07	NaN	100.5
LGV (LGV19-02)	2022	LGV19-02_Gn1-pt1	13.22	0.0429	0.0545	0.0807	86.50	NaN	99.9
		LGV19-02_Gn1-pt2	13.22	0.0411	0.0591	0.0927	86.69	NaN	100.1
		LGV19-02_Gn1-pt3	13.25	0.0422	0.0607	0.0884	87.64	NaN	101.1
		LGV19-02_Gn1-pt4	13.21	0.0389	0.0586	0.089	86.84	NaN	100.2
		LGV19-02_Gn1-pt5	13.36	0.0403	0.057	0.0952	86.99	NaN	100.5
		LGV19-02_Gn2 Line 001	13.30	0.0407	0.0574	0.0784	86.94	0.0223	100.4
		LGV19-02_Gn2 Line 002	13.37	0.0417	0.0589	0.0993	87.82	0	101.4
		LGV19-02_Gn2 Line 003	13.32	0.0392	0.061	0.0929	87.00	0	100.5
		LGV19-02_Gn2 Line 004	13.30	0.0444	0.0572	0.0903	87.22	0.0173	100.7
		LGV19-02_Gn2 Line 005	13.23	0.0397	0.0608	0.0896	87.10	0.0190	100.5
		LGV19-02_Gn2 Line 006	13.34	0.0417	0.0532	0.0881	87.48	0.0413	101.0
		LGV19-02_Gn2 Line 007	13.42	0.0437	0.0553	0.087	87.24	0.0429	100.9
		LGV19-02_Gn2 Line 008	13.33	0.0406	0.0455	0.0972	87.53	0	101.0
		LGV19-02_Gn2 Line 009	13.28	0.0388	0.0476	0.0711	87.18	0	100.6
		LGV19-02_Gn2 Line 010	13.22	0.0419	0.0414	0.056	87.13	0	100.5
		LGV19-02_Gn2-pt1	13.42	0.0406	0.042	0.0569	87.67	0	101.2
		LGV19-02_Gn3-pt1	13.39	0.0468	0.0597	0.0842	87.74	0.0231	101.3
		LGV19-02_Gn3-pt2	13.22	0.0401	0.0625	0.0884	87.05	0.0264	100.5
		LGV19-02_Gn3-pt3	13.39	0.0378	0.0483	0.0683	87.81	0.0297	101.4
		LGV19-02_Gn3-pt4	13.41	0.0433	0.0569	0.0797	87.53	0	101.1
		LGV19-02_Gn4-pt1	13.30	0.0357	0.0466	0.0611	87.82	0	101.3
LGV19-02_Gn4-pt2	13.25	0.0414	0.0533	0.0676	87.31	0	100.7		
LGV19-02_Gn5-pt1	13.27	0.0371	0.05	0.0706	87.45	0	100.9		
LGV19-02_Gn6-pt1	13.18	0.0402	0.0511	0.0717	86.93	0.0223	100.3		
LGV19-02_Gn6-pt2	13.28	0.041	0.0551	0.071	87.50	0	100.9		
LGV (LGV21-05a)		LGV21-05a_Gn1-pt1	13.36	0.044	0.0765	0.0525	87.86	0.1460	101.5
		LGV21-05a_Gn1-pt2	13.36	0.04	0.0686	0.0506	88.18	0.1583	101.9
		LGV21-05a_Gn1-pt3	13.39	0.0408	0.0864	0.071	87.84	0.1798	101.6
		LGV21-05a_Gn1-pt4	13.33	0.0579	0.0816	0.0593	87.57	0.1155	101.2
		LGV21-05a_Gn2-pt1	13.39	0.0568	0.1044	0.0446	87.52	0.2515	101.4
		LGV21-05a_Gn2-pt2	13.53	0.0498	0.0993	0.0467	88.06	0.2631	102.0
		LGV21-05a_Gn3-pt1	13.33	0.0524	0.1012	0.0392	87.64	0.2490	101.4
		LGV21-05a_Gn4-pt1	13.38	0.0548	0.0963	0.0301	87.76	0.2597	101.6
PEN (PEN19-1-07)		PEN19-01-07-Gn1-pt1	13.16	0.0906	0.1121	0.1025	86.87	0.0869	100.4
		PEN19-01-07-Gn1-pt3	13.27	0.0892	0.1155	0.0964	87.07	0.0559	100.7
		PEN19-01-07-Gn1-pt4	13.14	0.0939	0.114	0.1044	85.77	0.0614	99.3
		PEN19-01-07-Gn2-pt1	13.24	0.0856	0.1206	0.1015	87.36	0.0632	101.0
		PEN19-01-07-Gn2-pt2	13.06	0.0983	0.1178	0.0962	85.98	0.0903	99.4
		PEN19-01-07-Gn2-pt3	13.29	0.0853	0.1126	0.0846	87.46	0.0861	101.1

	PEN19-01-07-Gn2-pt4	13.17	0.1053	0.118	0.0953	86.38	0.0817	100.0
	PEN19-01-07-Gn2-pt5	13.22	0.1056	0.1188	0.0965	86.72	0.0650	100.3
	PEN19-01-07-Gn2-pt6	13.09	0.0983	0.123	0.0943	86.25	0.0929	99.8
	PEN19-01-07-Gn2-pt7	13.12	0.1052	0.0922	0.071	85.79	0.0966	99.3
	PEN19-01-07-Gn2-pt8	13.07	0.1039	0.0996	0.075	86.05	0.0816	99.5
	PEN19-01-07-Gn2-pt9	13.20	0.0978	0.1175	0.0969	86.49	0.0683	100.1
	PEN19-01-07-Gn2-pt10	13.34	0.0988	0.1204	0.1031	86.39	0.0890	100.1
	PEN19-01-07-Gn2-pt11	13.40	0.0927	0.1135	0.1047	87.90	0.0765	101.7
	PEN19-01-07-Gn2-pt12	13.24	0.0966	0.1245	0.1079	87.12	0.0707	100.8
PEN (PEN19-2-14a)	PEN19-2-14a_Gn1-pt1	13.28	0	0.0953	0.1212	86.62	0	100.1
	PEN19-2-14a_Gn1-pt2	13.37	0	0.1069	0.1271	87.11	0	100.7
	PEN19-2-14a_Gn1-pt3	13.43	0	0.1109	0.1346	87.38	0	101.1
	PEN19-2-14a_Gn1-pt4	13.38	0	0.1087	0.1389	87.53	0	101.2
	PEN19-2-14a_Gn1-pt5	13.40	0	0.107	0.1317	87.52	0	101.2
	PEN19-2-14a_Gn2-pt1	13.34	0	0.112	0.1307	87.47	0	101.1
	PEN19-2-14a_Gn2-pt2	13.32	0	0.1119	0.1345	87.26	0	100.8
	PEN19-2-14a_Gn2-pt3	13.22	0	0.0997	0.1289	86.22	0	99.7
	PEN19-2-14a_Gn2-pt4	13.30	0	0.1123	0.1334	87.05	0	100.6
	PEN19-2-14a_Gn2-pt5	13.50	0	0.113	0.1397	87.55	0	101.3
	PEN19-2-14a_Gn2-pt6	13.48	0	0.1147	0.1356	87.16	0	100.9
	PEN19-2-14a_Gn2-pt7	13.46	0	0.1037	0.1368	87.71	0	101.4
	PEN19-2-14a_Gn3-pt1	13.32	0	0.1418	0.1732	87.18	0	100.8
	PEN19-2-14a_Gn3-pt2	13.39	0	0.1006	0.1276	87.81	0	101.4
	PEN19-2-14a_Gn3-pt3	13.37	0	0.1029	0.135	87.43	0	101.1
	PEN19-2-14a_Gn3-pt4	13.36	0	0.1063	0.1255	87.26	0	100.9
	PEN19-2-14a_Gn3-pt5	13.42	0	0.1028	0.1192	87.52	0	101.2
	PEN19-2-14a_Gn3-pt6	13.39	0	0.0963	0.1243	87.38	0	101.0
	PEN19-2-14a_Gn3-pt7	13.36	0	0.1005	0.132	87.07	0	100.7
	PEN19-2-14a_Gn3-pt8	13.40	0	0.1011	0.1271	87.14	0.0452	100.8

Tableau A.3: Analyses chimiques des chalcopyrrites à l'EPMA (en wt%). NaN : Non analysé

Échantillon	Spots	S	Fe	Cu	Zn	As	Ag	Cd	Sn	Sb	Total
BF (BF19-04)	BF19-04_Ccp1-Pt1	35.14	30.55	34.23	0	0.119	0	0	0	0.0102	100.05
	BF19-04_Ccp2-Pt1	35.11	30.45	34.33	0.0177	0.1373	0	0	0	0.016	100.07
	BF19-04_Ccp3-Pt1	35.04	30.42	34.72	0	0.0566	0	0	0	0	100.24
	BF19-04_Ccp4-Pt1	35.27	30.49	34.57	0.019	0	0	0	0.0179	0	100.37
	BF19-04_Ccp5-Pt1	35.08	30.38	34.48	0	0	0	0	0.0157	0.0132	99.97
	BF19-04_Ccp5-Pt2	35.22	30.28	34.46	0	0.0457	0	0	0	0	100.00
	BF19-04_Ccp6-Pt1	35.24	30.25	34.42	0.034	0	0	0	0	0	99.95
	BF19-04_Ccp1-Pt1	34.69	30.37	34.39	0	0	0	NaN	0	0	99.45
	BF19-04_Ccp2-pt1	34.93	30.33	34.56	0	0	0	NaN	0	0	99.82
	BF19-04_Ccp4-pt1	34.60	29.76	34.31	0	0	0	NaN	0	0	98.67
	BF19-04_Ccp3-pt1	34.80	30.33	34.88	0	0	0	NaN	0	0	100.01
SAP (SAP19-02)	SAP19-02_Ccp1_Pt1	35.07	29.87	34.11	0	0	0	0	0.0369	0	99.09
	SAP19-02_Ccp1_Pt2	36.29	29.59	34.19	0	0	0.0382	0	0.0303	0	100.14
LGV (LGV19-02)	LGV19-02_Ccp1-pt1	34.41	31.15	33.97	0.0249	0	0.0127	NaN	0.0069	0	99.56
	LGV19-02_Ccp1-pt2	34.42	30.81	34.01	0.0326	0	0	NaN	0	0	99.27
	LGV19-02_Ccp1-pt3	34.36	30.82	33.96	0.0462	0.0067	0	NaN	0	0	99.20
	LGV19-02_Ccp2 Line 001	34.93	30.82	34.39	0.0538	0	0.014	NaN	0	0	100.21
	LGV19-02_Ccp2 Line 002	34.75	30.66	34.32	0.025	0	0	NaN	0	0	99.76
	LGV19-02_Ccp2 Line 003	34.77	30.83	34.25	0.0357	0	0	NaN	0	0	99.89
	LGV19-02_Ccp2 Line 004	34.93	30.96	34.17	0.0197	0	0.0122	NaN	0.0076	0	100.10
	LGV19-02_Ccp2 Line 005	34.88	31.01	34.13	0.0297	0	0	NaN	0	0	100.05

A.2 Analyses des éléments majeurs et traces dans les sulfures et sulfofels (EPMA et LA-ICP-MS)

	LGV19-02_Ccp2 Line 006	35.00	30.89	34.43	0.0142	0	0	NaN	0	0	100.34
	LGV19-02_Ccp2 Line 007	35.14	31.02	34.47	0	0	0	NaN	0.0062	0.007	100.64
	LGV19-02_Ccp2 Line 008	34.93	30.87	34.36	0	0	0	NaN	0	0	100.17
	LGV19-02_Ccp2 Line 009	35.04	30.99	34.44	0.0153	0	0	NaN	0	0	100.49
	LGV19-02_Ccp2 Line 010	34.85	29.83	32.56	2.7546	0	0.0767	NaN	0	0	100.06
	LGV19-02_Ccp3-pt1	34.95	30.69	34.52	0.0576	0	0.0145	NaN	0	0	100.24
	LGV19-02_Ccp3-pt2	35.57	30.42	34.50	0.0188	0	0	NaN	0	0	100.51
	LGV19-02_Ccp3-pt3	35.05	30.74	34.62	0	0	0.0277	NaN	0	0	100.44
	LGV19-02_Ccp4-pt1	34.99	30.99	34.45	0	0	0	NaN	0	0	100.44
	LGV19-02_Ccp5-pt1	34.82	30.53	34.33	0.1789	0	0.0109	NaN	0	0	99.87
	LGV19-02_Ccp5-pt2	34.81	30.77	34.46	0.0169	0	0.0179	NaN	0	0	100.07
	LGV19-02_Ccp6-pt1	34.38	30.49	33.93	0.0151	0.009	0	NaN	0.0097	0	98.83
	LGV19-02_Ccp7-pt1	34.74	30.74	34.43	0.031	0	0.0121	NaN	0	0	99.96
	LGV19-02_Ccp2-pt2	34.79	30.72	34.52	0	0	0.0135	NaN	0	0	100.05
	LGV19-02_Ccp2-pt3	34.90	30.92	34.50	0	0	0	NaN	0	0	100.32
LGV (LGV21-05a)	LGV21-05a_Ccp1 Line 001	35.00	30.92	33.99	0	0	0.0116	NaN	0	0	99.92
	LGV21-05a_Ccp1 Line 002	34.82	30.94	34.18	0	0	0	NaN	0.007	0	99.95
	LGV21-05a_Ccp1 Line 003	34.81	31.02	34.37	0.0288	0	0	NaN	0	0	100.23
	LGV21-05a_Ccp1 Line 004	34.83	30.94	33.96	0.0205	0	0.0142	NaN	0	0	99.77
	LGV21-05a_Ccp1 Line 005	34.66	30.83	33.90	0.0146	0	0	NaN	0	0	99.40
	LGV21-05a_Ccp1 Line 006	34.03	30.54	33.72	0	0	0	NaN	0.0066	0	98.30
	LGV21-05a_Ccp2-pt1	34.76	30.80	34.12	0.0275	0	0	NaN	0	0	99.70
	LGV21-05a_Ccp2-pt2	34.64	30.66	33.87	0.148	0	0	NaN	0.0071	0	99.32
	LGV21-05a_Ccp3-pt1	35.02	30.86	34.25	0.0173	0	0	NaN	0	0	100.15
LGV21-05a_Ccp3-pt2	34.99	30.83	34.51	0.0152	0.008	0.0177	NaN	0	0	100.36	
PEN (PEN19-1-07)	PEN19-1-07_Ccp1-pt1	35.00	30.77	34.22	0	0	0	NaN	0	0	99.99
	PEN19-1-07_Ccp1-pt2	34.96	30.57	34.24	0	0	0	NaN	0	0	99.77
	PEN19-1-07_Ccp1-pt5	35.13	30.66	34.13	0	0	0	NaN	0	0	99.93
	PEN19-1-07_Ccp1-pt7	35.19	30.56	34.33	0	0	0	NaN	0	0	100.08
	PEN19-1-07_Ccp3-pt1	35.07	30.53	34.56	0.0188	0	0	NaN	0	0	100.18
PN (PN20-13b)	PN20-13b_Ccp1-pt1	34.73	30.33	34.16	0	0	0	NaN	0.0184	0	99.24
	PN20-13b_Ccp1-pt2	34.21	29.86	34.13	0	0	0	NaN	0.0208	0	98.22
	PN20-13b_Ccp2	34.76	30.40	34.22	0	0	0	NaN	0.0184	0	99.39
	PN20-13b_Ccp3	34.93	30.36	34.20	0	0	0	NaN	0.0201	0	99.51
	PN20-13b_Ccp4	35.02	30.16	34.26	0	0	0.0118	NaN	0.0184	0.0067	99.48
	PN20-13b_Ccp5	34.72	29.86	34.21	0	0	0	NaN	0.0207	0	98.81
	PN20-13b_Ccp6-pt1	34.98	29.92	34.48	0.0167	0.0422	0	NaN	0.0111	0.0104	99.46
	PN20-13b_Ccp6-pt2	35.20	29.68	34.12	0.0608	0.056	0	NaN	0.0127	0.0324	99.16
	PN20-13b_Ccp7-pt1	34.32	30.03	34.20	0	0	0	NaN	0.0151	0	98.57
PN20-13b_Ccp7-pt2	34.19	30.15	34.13	0	0	0	NaN	0.0128	0	98.48	

Tableau A.4 : Analyses chimiques des sphalérites à l'EPMA (en wt%). NaN : Non analysé

Echantillon	Session	Spot	S (wt%)	Mn (wt%)	Fe (wt%)	Ni (wt%)	Cu (wt%)	Zn (wt%)	Ga (wt%)	As (wt%)	Ag (wt%)	Cd (wt%)	Sn (wt%)	Sb (wt%)	Total
MP (3501-5A)	2021	3501-5A_Sp1-Pt1	32.05	0	0.07	0	0	65.33	NaN	0	0.0198	0.3086	0	0	97.78
		3501-5A_Sp1-Pt2	32.10	0	0.07	0	0	65.38	NaN	0	0	0.2988	0	0	97.85
		3501-5A_Sp2-Pt1	32.25	0	0.11	0	0	65.09	NaN	0	0	0.2838	0	0	97.74
		3501-5A_Sp2-Pt2	32.42	0	0.10	0	0	65.74	NaN	0	0	0.3378	0	0	98.60
PN (PN20-13b)	2022	PN20-13b_Sp1-pt1	32.61	0	0.43	NaN	0.6924	63.57	0	0.071	NaN	0.7373	NaN	NaN	98.11
		PN20-13b_Sp1-pt2	32.85	0	0.51	NaN	1.1433	63.43	0	0.0593	NaN	0.7278	NaN	NaN	98.72
		PN20-13b_Sp1-pt3	32.52	0	0.44	NaN	0.8847	63.56	0	0.059	NaN	0.7097	NaN	NaN	98.17
		PN20-13b_Sp1-pt4	32.31	0	0.37	0.9321	0.8526	63.19	0	0.0657	NaN	0.7694	NaN	NaN	98.49
		PN20-13b_Sp1-pt5	32.33	0	0.54	0.7209	1.0237	63.24	0	0.0625	NaN	0.7528	NaN	NaN	98.67
		PN20-13b_Sp1-pt6	32.52	0	0.51	1.3554	0.7314	63.56	0	0.0657	NaN	0.7257	NaN	NaN	99.46
BF (BF19-04)	2021	BF19-04_Sp1-pt1	32.55	0	3.12	0	0.0455	63.27	NaN	0	0	0.3777	0	0	99.37
		BF19-04_Sp1-pt2	32.64	0	3.05	0	0.0635	63.27	NaN	0	0	0.3797	0	0	99.39
		BF19-04_Sp1-pt3	32.60	0	2.46	0	0.0158	63.49	NaN	0	0	0.3813	0	0	98.95
		BF19-04_Sp1-pt4	32.49	0	2.54	0	0	62.48	NaN	0.4796	0	0.3978	0	0.015	98.40
		BF19-04_Sp2-pt1	32.90	0	2.63	0	0.027	63.84	NaN	0	0	0.3603	0	0.0194	99.80
		BF19-04_Sp2-pt2	32.66	0	2.49	0	0.0476	63.60	NaN	0.0935	0	0.373	0	0	99.27
		BF19-04_Sp2-pt3	32.86	0.0104	2.67	0	0.0269	63.66	NaN	0	0	0.3573	0	0	99.58
		BF19-04_Sp2-pt4	32.60	0	2.47	0	0.0246	63.41	NaN	0.0765	0	0.3912	0	0	98.98
		BF19-04_Sp2-pt5	32.39	0	2.34	0	0.0269	63.05	NaN	0.1923	0	0.4015	0	0	98.40
		BF19-04_Sp3-pt1	32.48	0	2.36	0	0.0787	63.29	NaN	0.2243	0.015	0.3887	0	0.0146	98.86
	BF19-04_Sp4-pt1	32.63	0	2.36	0	0.0178	63.13	NaN	0.3556	0	0.4053	0	0	98.90	
	BF19-04_Sp4-pt2	32.71	0	2.31	0	0.0189	62.60	NaN	0.5301	0	0.4071	0	0	98.58	
	2022	BF19-04_Sp1-pt1	32.59	0.0087	2.90	NaN	0.0249	63.60	0	0	NaN	0.3819	NaN	NaN	99.50
		BF19-04_Sp1-pt2	32.37	0.0088	2.47	NaN	0.054	63.30	0.0208	0	NaN	0.3795	NaN	NaN	98.60
BF19-04_Sp1-pt3		32.44	0	2.62	NaN	0	63.53	0	0	NaN	0.3748	NaN	NaN	98.97	
BF19-04_Sp2 Line 001		32.88	0.01	4.82	NaN	0	61.90	0	0	NaN	0.3376	NaN	NaN	99.95	
BF19-04_Sp2 Line 002		32.74	0.0069	4.81	NaN	0.0195	61.68	0	0	NaN	0.3498	NaN	NaN	99.62	
BF19-04_Sp2 Line 003	32.72	0.0069	4.84	NaN	0.023	61.46	0	0	NaN	0.361	NaN	NaN	99.41		

A.2 Analyses des éléments majeurs et traces dans les sulfures et sulfofels (EPMA et LA-ICP-MS)

		BF19-04_Sp2 Line 004	32.61	0.0063	5.03	NaN	0.0301	61.41	0	0	NaN	0.3424	NaN	NaN	99.42
		BF19-04_Sp2 Line 005	32.72	0.0093	5.15	NaN	0.0385	61.16	0.0134	0	NaN	0.339	NaN	NaN	99.43
		BF19-04_Sp2 Line 006	32.72	0.0084	5.01	NaN	0.0367	61.26	0	0	NaN	0.3345	NaN	NaN	99.37
		BF19-04_Sp1-pt1	32.85	0	2.96	0	0.0179	63.64	0	0	NaN	0.3753	NaN	NaN	99.84
		BF19-04_Sp1-pt2	33.04	0.0084	2.93	0	0	63.34	0	0	NaN	0.3695	NaN	NaN	99.70
		BF19-04_Sp1-pt3	32.99	0.0106	3.10	0	0.047	62.72	0.0307	0	NaN	0.357	NaN	NaN	99.24
		BF19-04_Sp1-pt4	32.72	0	2.61	0	0.0343	63.20	0.0132	0	NaN	0.3572	NaN	NaN	98.93
		BF19-04_Sp1-pt5	32.76	0	1.52	0	0	64.87	0	0.0083	NaN	0.291	NaN	NaN	99.45
		BF19-04_Sp1-pt8	32.75	0.0086	5.00	0	0.0225	60.73	0	0	NaN	0.3494	NaN	NaN	98.86
		BF19-04_Sp1-pt9	32.81	0.0124	1.55	0	0.0147	64.96	0	0	NaN	0.3649	NaN	NaN	99.71
		BF19-04_Sp1-pt10	32.75	0.0116	1.56	0	0.0118	64.66	0	0	NaN	0.3412	NaN	NaN	99.34
		BF19-04_Sp1-pt12	33.10	0	1.92	0	0.0116	64.71	0	0	NaN	0.3544	NaN	NaN	100.10
		BF19-04_Sp1-pt13	32.73	0	2.01	0	0.0141	64.09	0	0	NaN	0.3505	NaN	NaN	99.19
SAP (SAP19-03)	2021	SAP19-03_Sp1_Pt1	32.94	0.0779	0.40	0	0.0261	65.41	NaN	0.1883	0	0.5219	0	0	99.56
		SAP19-03_Sp2_Pt1	32.52	0.0744	0.38	0	0.0299	65.70	NaN	0	0	0.4989	0	0.0153	99.22
		SAP19-03_Sp2_Pt2	32.45	0.0827	0.38	0	0.0495	65.79	NaN	0	0	0.4911	0	0.0155	99.26
		SAP19-03_Sp2_Pt3	32.45	0.0829	0.38	0	0	65.75	NaN	0	0	0.5092	0	0	99.58
		SAP19-03_Sp2_Pt4	32.37	0.0836	0.38	0	0.2133	65.56	NaN	0	0.0504	0.5083	0	0.1845	99.36
		SAP19-03_Sp2_Pt5	32.55	0.0715	0.38	0	0	65.70	NaN	0	0	0.5147	0.0133	0	99.23
		SAP19-03_Sp2_Pt6	32.70	0.0757	0.39	0	0.0216	65.86	NaN	0	0	0.5364	0	0.0173	99.60
		SAP19-03_Sp3_Pt1	32.50	0.0713	0.46	0	0.1082	65.35	NaN	0	0.024	0.5203	0	0.0688	99.10
		SAP19-03_Sp3_Pt2	32.53	0.0744	0.46	0	0.0325	65.75	NaN	0	0	0.4734	0	0.0292	99.36
		SAP19-03_Sp3_Pt3	32.72	0.0773	0.46	0	0	65.61	NaN	0	0	0.4998	0	0	99.37
		SAP19-03_Sp4_Pt1	32.66	0.08	0.46	0	0	65.59	NaN	0	0	0.4844	0	0	99.29
		SAP19-03_Sp5_Pt1	32.46	0.0797	0.47	0	0	65.17	NaN	0	0	0.5036	0	0.0107	98.69
		SAP19-03_Sp6_Pt1	32.42	0.0779	0.46	0	0	65.60	NaN	0	0	0.5161	0	0	99.45
		SAP19-03_Sp3_Pt4	32.59	0.0829	0.46	0	0.0294	65.82	NaN	0	0	0.5086	0	0.034	99.52
		SAP19-03_Sp3_Pt5	32.58	0.0795	0.47	0	0.0226	65.61	NaN	0	0	0.4861	0	0	99.24
SAP (SAP19-02)	2021	SAP19-02_Sp1_Pt1	32.78	0.0185	0.57	0	0.1743	65.12	NaN	0.1463	0.1121	0.4743	0.0134	0.1672	99.57
		SAP19-02_Sp1_Pt2	32.60	0.0307	0.73	0	0	65.79	NaN	0	0	0.3457	0	0	99.49

		SAP19-02_Sp1_Pt3	32.59	0.0275	0.63	0	0.0467	65.07	NaN	0.2222	0	0.3796	0	0	98.97
		SAP19-02_Sp1_Pt4	32.59	0.0161	0.51	0	0.0964	65.11	NaN	0.2597	0.0567	0.4846	0	0.0705	99.20
		SAP19-02_Sp1_Pt5	32.78	0.0311	0.80	0	0.239	65.54	NaN	0	0.0194	0.3555	0	0.0489	99.82
		SAP19-02_Sp2_Pt1	33.64	0.0323	0.67	0	0.097	64.22	NaN	0.055	0.02	0.4018	0	0.0601	99.20
		SAP19-02_Sp2_Pt2	32.49	0.0336	0.66	0	0	65.78	NaN	0	0	0.4772	0	0	99.44
		SAP19-02_Sp2_Pt3	32.78	0.0298	0.69	0	0.0412	65.65	NaN	0	0	0.4789	0	0.0288	99.69
		SAP19-02_Sp2_Pt4	32.22	0.0126	0.47	0	0.0301	64.52	NaN	0	0	0.456	0	0.0305	98.17
		SAP19-02_Sp2_Pt5	32.72	0.0304	0.67	0	0.0357	65.63	NaN	0	0	0.4543	0	0.0102	99.54
		SAP19-02_Sp3_Pt1	32.59	0.0143	1.06	0	0.3704	64.77	NaN	0	0	0.5615	0	0.0114	99.37
		SAP19-02_Sp3_Pt2	32.59	0.0125	0.90	0	0.3183	64.70	NaN	0	0	0.571	0	0	99.09
		SAP19-02_Sp3_Pt3	33.07	0	1.27	0	0.633	64.04	NaN	0.0448	0	0.69	0	0	99.75
LGV (LGV19-02)	2022	LGV19-02_Sp1-pt1	32.99	0.0411	7.54	NaN	0.5072	57.36	0	0	NaN	0.4784	NaN	NaN	98.92
		LGV19-02_Sp2-pt1	32.76	0.0472	6.77	NaN	0.0217	58.13	0	0.0111	NaN	0.4072	NaN	NaN	98.15
		LGV19-02_Sp3-pt1	33.03	0.0555	5.60	NaN	0.0239	61.06	0	0	NaN	0.2892	NaN	NaN	100.06
		LGV19-02_Sp3-pt2	32.82	0.0512	7.36	NaN	0.7511	58.04	0	0.007	NaN	0.4808	NaN	NaN	99.50
		LGV19-02_Sp3-pt3	32.78	0.0557	5.79	NaN	0.0872	60.45	0	0	NaN	0.3038	NaN	NaN	99.47
		LGV19-02_Sp4-pt1	32.87	0.0606	6.43	NaN	0.1333	59.89	0	0	NaN	0.3939	NaN	NaN	99.77
LGV (LGV21-05a)	2022	LGV21-05a_Sp1 Line 001	32.90	0.0617	4.39	NaN	0	62.47	0	0	NaN	0.2037	NaN	NaN	100.02
		LGV21-05a_Sp1 Line 002	32.67	0.0649	4.38	NaN	0	62.26	0	0	NaN	0.2107	NaN	NaN	99.59
		LGV21-05a_Sp1 Line 003	32.75	0.0645	4.28	NaN	0	62.33	0	0.0088	NaN	0.2033	NaN	NaN	99.64
		LGV21-05a_Sp1 Line 004	33.00	0.0576	4.22	NaN	0	62.56	0	0	NaN	0.2031	NaN	NaN	100.04
		LGV21-05a_Sp1 Line 005	32.94	0.0643	4.29	NaN	0	62.68	0	0.0066	NaN	0.2127	NaN	NaN	100.19
		LGV21-05a_Sp1 Line 006	32.89	0.0661	4.45	NaN	0.0184	62.31	0	0	NaN	0.2118	NaN	NaN	99.95
		LGV21-05a_Sp2-pt1	32.85	0.0628	4.47	NaN	0	62.13	0	0	NaN	0.2098	NaN	NaN	99.72
		LGV21-05a_Sp2-pt2	32.86	0.0593	4.47	NaN	0.0749	62.27	0	0	NaN	0.2121	NaN	NaN	99.94
		LGV21-05a_Sp2-pt3	33.26	0.0629	4.54	NaN	0.0578	61.94	0	0	NaN	0.2256	NaN	NaN	100.09
		LGV21-05a_Sp3-pt1	33.16	0.0593	4.84	NaN	0	61.98	0	0.0068	NaN	0.215	NaN	NaN	100.25
		LGV21-05a_Sp3-pt2	33.71	0.0441	5.34	NaN	0.197	61.12	0	0	NaN	0.2284	NaN	NaN	100.64
		LGV21-05a_Sp3-pt3	33.17	0.0482	5.14	NaN	0.1191	61.66	0	0	NaN	0.2175	NaN	NaN	100.35
LGV21-05a_Sp3-pt4	32.92	0.057	4.58	NaN	0	62.58	0	0	NaN	0.2028	NaN	NaN	100.34		

A.2 Analyses des éléments majeurs et traces dans les sulfures et sulfosels (EPMA et LA-ICP-MS)

PEN (PEN19-1-07)	2022	PEN19-1-07_Sp1 Line 001	33.05	0.01	5.49	NaN	0.0211	61.17	0	0	NaN	0.2425	NaN	NaN	99.99
		PEN19-1-07_Sp1 Line 003	32.78	0.0115	5.26	NaN	0.0296	61.54	0	0	NaN	0.2488	NaN	NaN	99.87
		PEN19-1-07_Sp1 Line 005	32.82	0.009	5.45	NaN	0.1187	61.39	0	0	NaN	0.2388	NaN	NaN	100.02
		PEN19-1-07_Sp1 Line 007	32.83	0.0152	5.39	NaN	0.0474	61.94	0	0.0096	NaN	0.236	NaN	NaN	100.47
		PEN19-1-07_Sp1 Line 009	33.20	0.0096	5.36	NaN	0.0404	61.81	0	0	NaN	0.2455	NaN	NaN	100.66
		PEN19-1-07_Sp2-pt1	32.66	0.0153	4.19	NaN	0.0352	62.09	0	0	NaN	0.2516	NaN	NaN	99.23
		PEN19-1-07_Sp2-pt2	33.21	0.0135	3.85	NaN	0.0435	63.08	0	0	NaN	0.2506	NaN	NaN	100.45
		PEN19-1-07_Sp2-pt3	33.18	0.0083	3.98	NaN	0	62.89	0	0	NaN	0.2436	NaN	NaN	100.31
		PEN19-1-07_Sp4-pt1	32.68	0.0099	3.84	NaN	0	61.97	0	0.009	NaN	0.226	NaN	NaN	98.74
		PEN19-1-07_Sp4-pt2	32.85	0.0118	3.97	NaN	0	63.25	0	0.0097	NaN	0.2473	NaN	NaN	100.34
		PEN19-1-07_Sp4-pt3	32.95	0.0129	4.02	NaN	0.015	62.71	0	0	NaN	0.2451	NaN	NaN	99.94
		PEN19-1-07_Sp3-pt1	32.68	0.0087	4.16	NaN	0	61.96	0	0	NaN	0.2899	NaN	NaN	99.10
		PEN19-1-07_Sp5-pt1	32.68	0	3.86	NaN	0	62.27	0	0	NaN	0.241	NaN	NaN	99.05
		PEN19-1-07_Sp5-pt2	32.67	0.0104	3.89	NaN	0.0146	62.61	0	0	NaN	0.2498	NaN	NaN	99.44
		PEN19-1-07_Sp5-pt3	32.72	0.0113	3.91	NaN	0	62.33	0	0	NaN	0.234	NaN	NaN	99.21
		PEN19-1-07_Sp5-pt4	32.75	0.0113	3.95	NaN	0	62.60	0	0.0111	NaN	0.2345	NaN	NaN	99.56
		PEN19-1-07_Sp5-pt5	32.73	0.0107	4.00	NaN	0.0161	62.20	0	0.0118	NaN	0.2307	NaN	NaN	99.20
		PEN19-1-07_Sp5-pt6	32.75	0.0115	4.08	NaN	0.0184	62.52	0	0	NaN	0.241	NaN	NaN	99.62
		PEN19-1-07_Sp6-pt1	32.82	0.009	4.25	NaN	0	62.87	0	0	NaN	0.2364	NaN	NaN	100.19
		PEN19-1-07_Sp6-pt2	32.63	0.0118	4.48	NaN	0.0276	62.44	0	0.007	NaN	0.2344	NaN	NaN	99.84
PEN (PEN19-2-14a)	2022	PEN19-2-14a_Sp1-pt1	33.04	0.0405	5.90	NaN	0	60.71	0	0	NaN	0.1724	NaN	NaN	99.87
		PEN19-2-14a_Sp1-pt2	33.42	0.0303	5.75	NaN	0	60.51	0	0	NaN	0.1657	NaN	NaN	99.88
		PEN19-2-14a_Sp1-pt3	33.14	0.0354	5.72	NaN	0	60.29	0	0	NaN	0.1728	NaN	NaN	99.36
		PEN19-2-14a_Sp1-pt4	33.02	0.0352	5.90	NaN	0	60.55	0	0.0222	NaN	0.1689	NaN	NaN	99.69
		PEN19-2-14a_Sp2-pt1	33.04	0.0365	6.14	NaN	0	60.49	0	0	NaN	0.1685	NaN	NaN	99.87
		PEN19-2-14a_Sp2-pt2	33.24	0.039	6.24	NaN	0	60.28	0	0	NaN	0.1584	NaN	NaN	99.96
		PEN19-2-14a_Sp2-pt3	33.02	0.034	6.31	NaN	0	59.94	0	0	NaN	0.1655	NaN	NaN	99.46
		PEN19-2-14a_Sp2-pt4	33.06	0.0373	6.17	NaN	0	60.78	0	0	NaN	0.1616	NaN	NaN	100.21
		PEN19-2-14a_Sp3-pt1	33.19	0.0324	6.33	NaN	0	60.13	0	0	NaN	0.1668	NaN	NaN	99.85
		PEN19-2-14a_Sp3-pt2	33.11	0.0367	6.27	NaN	0	60.40	0	0.0077	NaN	0.1709	NaN	NaN	99.99
		PEN19-2-14a_Sp3-pt3	32.89	0.0357	6.43	NaN	0	59.62	0	0.0068	NaN	0.1604	NaN	NaN	99.15

PEN19-2-14a_Sp3-pt4	33.05	0.0361	6.32	NaN	0	59.49	0	0	NaN	0.157	NaN	NaN	99.06
PEN19-2-14a_Sp4-pt1	33.46	0.0343	7.13	NaN	0	58.87	0	0	NaN	0.1911	NaN	NaN	99.69
PEN19-2-14a_Sp4-pt2	33.43	0.0365	7.63	NaN	0	58.28	0	0.0097	NaN	0.2716	NaN	NaN	99.66
PEN19-2-14a_Sp4-pt3	33.17	0.0353	7.53	NaN	0	58.55	0	0.0079	NaN	0.1779	NaN	NaN	99.47
PEN19-2-14a_Sp4-pt4	33.07	0.0328	7.07	NaN	0	58.90	0	0.0067	NaN	0.1904	NaN	NaN	99.26

Tableau A.5 : Analyses chimiques des tétraédrites à l'EPMA (en wt%). NaN : Non analysé

Echantillon	Spot	S	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Ag	Cd	Sn	Sb	Hg	Pb	Bi	Total
PN (PN16-R05a)	PN16-R05a_Ttr1-pt1	25.33	NaN	2.85	NaN	NaN	33.95	4.31	3.19	NaN	5.98	NaN	NaN	24.02	NaN	NaN	NaN	99.62
	PN16-R05a_Ttr1-pt2	25.68	NaN	3.29	NaN	NaN	34.64	4.12	5.57	NaN	5.35	NaN	NaN	21.21	NaN	NaN	NaN	99.86
	Pn16-R05a_Ttr2-Pt1	25.13	0	2.81	0	0	33.68	4.26	3.36	NaN	6.67	0.1658	0.137	24.38	NaN	0	0	100.60
	Pn16-R05a_Ttr2-Pt2	25.28	0	3.07	0	0	32.82	4.20	3.83	NaN	6.49	0.2541	0.1354	24.09	NaN	0	0	100.16
	Pn16-R05a_Ttr2-Pt3	24.77	0	2.86	0	0	32.50	4.37	3.35	NaN	6.42	0.2324	0.1325	25.00	NaN	0	0	99.62
	Pn16-R05a_Ttr2-Pt4	25.19	0	3.13	0	0	34.76	3.97	5.27	NaN	5.92	0.1795	0.1152	21.32	NaN	0	0	100.29
	Pn16-R05a_Ttr3-Pt1	26.08	0	3.02	0	0	34.57	4.14	4.97	NaN	5.79	0.1773	0.1155	22.46	NaN	0	0	101.32
	Pn16-R05a_Ttr3-Pt2	26.45	0	3.19	0	0	34.72	3.83	5.43	NaN	5.78	0.2178	0.1175	21.38	NaN	0	0	101.11
	Pn16-R05a_Ttr3-Pt3	26.22	0	3.46	0	0	34.95	3.89	5.47	NaN	5.82	0.3098	0.1132	20.97	NaN	0	0	101.20
	Pn16-R05a_Ttr3-Pt4	26.14	0	2.98	0	0	33.90	3.98	4.40	NaN	6.31	0.2317	0.1189	23.26	NaN	0	0	102.00
PN (PN20-13b)	PN20-13b_Ttr1-pt1	27.71	0	2.52	NaN	NaN	40.53	5.79	15.90	0.0409	1.23	0.0274	NaN	6.36	0.0896	NaN	0	100.21
	PN20-13b_Ttr1-pt2	26.37	0.012	2.78	NaN	NaN	40.37	6.11	15.70	0	1.19	0.039	NaN	6.07	0.0985	NaN	0	98.74
	PN20-13b_Ttr1-pt3	26.88	0	2.09	NaN	NaN	38.49	5.90	12.14	0.0255	2.00	0	NaN	12.01	0.1217	NaN	0	99.67
	PN20-13b_Ttr1-pt4	27.18	0	2.10	NaN	NaN	39.21	6.09	12.35	0.0349	1.99	0	NaN	11.89	0.1049	NaN	0	100.94
	PN20-13b_Ttr1-pt6	25.51	0	1.22	NaN	NaN	33.01	6.34	4.74	0	5.09	0	NaN	23.53	0.2104	NaN	0	99.64
	PN20-13b_Ttr2-pt1	24.41	0	1.37	NaN	NaN	33.01	6.34	3.92	0	5.36	0	NaN	23.81	0.1489	NaN	0	98.37
	PN20-13b_Ttr2-pt2	27.11	0	2.35	NaN	NaN	37.34	5.55	12.59	0.0163	2.13	0	NaN	11.51	0.11	NaN	0	98.71
	PN20-13b_Ttr2-pt3	25.94	0	1.48	NaN	NaN	35.90	6.22	5.97	0.0165	4.15	0	NaN	20.89	0.1797	NaN	0	100.75
	PN20-13b_Ttr2-pt4	25.39	0	1.22	NaN	NaN	32.74	6.24	3.52	0.0346	5.81	0	NaN	25.06	0.1832	NaN	0	100.19
	PN20-13b_Ttr2-pt5	25.46	0	1.38	NaN	NaN	32.58	5.93	4.55	0	5.04	0	NaN	24.18	0.1625	NaN	0	99.28
	PN20-13b_Ttr2-pt6	25.26	0	1.33	NaN	NaN	32.88	6.42	3.23	0	5.78	0	NaN	25.07	0.1984	NaN	0	100.18
PN20-13b_Ttr2-pt7	26.55	0	2.49	NaN	NaN	38.46	5.69	12.34	0	1.98	0.0464	NaN	11.75	0.1275	NaN	0	99.43	

A.2 Analyses des éléments majeurs et traces dans les sulfures et sulfoles (EPMA et LA-ICP-MS)

PN20-13b_Ttr2-pt8	24.02	0	1.35	NaN	NaN	31.49	6.40	2.86	0	6.33	0	NaN	26.05	0.2364	NaN	0	98.74
PN20-13b_Ttr3-pt1	27.78	0	4.61	NaN	NaN	39.29	2.97	15.32	0.0194	1.91	0.201	NaN	7.25	0.2087	NaN	0	99.56
PN20-13b_Ttr3-pt2	24.43	0	2.66	NaN	NaN	30.39	4.31	2.65	0.02	7.68	0.1889	NaN	25.98	0.4678	NaN	0	98.75
PN20-13b_Ttr4-pt1	24.89	0	2.71	NaN	NaN	29.56	4.07	2.30	0.046	8.22	0.214	NaN	26.52	0.4612	NaN	0	98.99
PN20-13b_Ttr4-pt3	24.37	0	2.68	NaN	NaN	29.61	3.72	2.13	0.0385	9.12	0.1953	NaN	26.37	0.5787	NaN	0	98.81
PN20-13b_Ttr1-pt1	27.75	0	2.52	NaN	NaN	40.52	5.79	15.90	0.0409	1.23	0.0274	NaN	6.36	0.0896	NaN	0	100.23
PN20-13b_Ttr1-pt2	26.40	0.012	2.78	NaN	NaN	40.36	6.11	15.70	0	1.19	0.039	NaN	6.07	0.0985	NaN	0	98.77
PN20-13b_Ttr1-pt3	26.91	0	2.09	NaN	NaN	38.48	5.90	12.14	0.0255	2.00	0	NaN	12.01	0.1217	NaN	0	99.69
PN20-13b_Ttr1-pt4	27.21	0	2.10	NaN	NaN	39.20	6.09	12.35	0.0349	1.99	0	NaN	11.89	0.1049	NaN	0	100.96
PN20-13b_Ttr1-pt6	25.54	0	1.22	NaN	NaN	33.00	6.34	4.74	0	5.09	0	NaN	23.53	0.2104	NaN	0	99.66
PN20-13b_Ttr2-pt1	24.44	0	1.37	NaN	NaN	33.00	6.34	3.92	0	5.36	0	NaN	23.81	0.1489	NaN	0	98.39
PN20-13b_Ttr2-pt2	27.14	0	2.35	NaN	NaN	37.33	5.55	12.59	0.0163	2.13	0	NaN	11.51	0.11	NaN	0	98.74
PN20-13b_Ttr2-pt3	25.97	0	1.48	NaN	NaN	35.89	6.22	5.97	0.0165	4.15	0	NaN	20.89	0.1797	NaN	0	100.77
PN20-13b_Ttr2-pt4	25.42	0	1.22	NaN	NaN	32.73	6.24	3.52	0.0346	5.81	0	NaN	25.06	0.1832	NaN	0	100.22
PN20-13b_Ttr2-pt5	25.50	0	1.38	NaN	NaN	32.57	5.93	4.55	0	5.04	0	NaN	24.18	0.1625	NaN	0	99.31
PN20-13b_Ttr2-pt6	25.30	0	1.33	NaN	NaN	32.87	6.42	3.23	0	5.78	0	NaN	25.07	0.1984	NaN	0	100.20
PN20-13b_Ttr2-pt7	26.58	0	2.49	NaN	NaN	38.45	5.69	12.34	0	1.98	0.0464	NaN	11.75	0.1275	NaN	0	99.45
PN20-13b_Ttr2-pt8	24.06	0	1.35	NaN	NaN	31.48	6.40	2.86	0	6.33	0	NaN	26.05	0.2364	NaN	0	98.76
PN20-13b_Ttr3-pt1	27.82	0	4.61	NaN	NaN	39.27	2.97	15.32	0.0194	1.91	0.201	NaN	7.25	0.2087	NaN	0	99.58
PN20-13b_Ttr3-pt2	24.46	0	2.66	NaN	NaN	30.38	4.31	2.65	0.02	7.68	0.1889	NaN	25.98	0.4678	NaN	0	98.78
PN20-13b_Ttr4-pt1	24.92	0	2.71	NaN	NaN	29.55	4.07	2.30	0.046	8.22	0.214	NaN	26.52	0.4612	NaN	0	99.01
PN20-13b_Ttr4-pt3	24.40	0	2.68	NaN	NaN	29.60	3.72	2.13	0.0385	9.12	0.1953	NaN	26.37	0.5787	NaN	0	98.83
PN20-13b_Ttr1-pt6	27.92	0	2.73	NaN	NaN	40.79	5.61	15.99	0.0118	1.13	0.0354	NaN	6.14	0.0826	NaN	0	100.44
PN20-13b_Ttr1-pt7	25.04	0	1.32	NaN	NaN	34.36	6.50	4.79	0	4.82	0	NaN	22.64	0.1775	NaN	0	99.66
PN20-13b_Ttr1-pt8	27.34	0	2.11	NaN	NaN	35.00	6.39	12.32	0	2.19	0	NaN	12.72	0.152	NaN	0	98.22
PN20-13b_Ttr1-pt10	25.20	0	1.15	NaN	NaN	31.94	6.49	3.80	0	4.82	0	NaN	25.31	0.1718	NaN	0	98.88
PN20-13b_Ttr1-pt11	25.44	0	1.44	NaN	NaN	33.50	7.23	4.93	0	4.91	0	NaN	22.15	0.1898	NaN	0	99.78
PN20-13b_Ttr4-pt4	24.40	0	2.80	NaN	NaN	30.30	4.15	2.09	0	8.44	0.1043	NaN	26.26	0.5508	NaN	0	99.10
PN20-13b_Ttr4-pt5	24.95	0	2.78	NaN	NaN	31.11	3.94	2.58	0.0212	8.52	0.0738	NaN	25.58	0.448	NaN	0	100.00
PN20-13b_Ttr4-pt6	27.80	0	4.70	NaN	NaN	40.00	3.04	15.44	0.0077	1.90	0.1941	NaN	7.10	0.1998	NaN	0	100.38
PN20-13b_Ttr4-pt7	24.16	0	2.77	NaN	NaN	31.21	4.90	2.76	0	7.25	0.2513	NaN	25.06	0.4655	NaN	0	98.83

LGV (LGV21-05a)	LGV21-05a_Ttr1-pt1	25.04	0	4.33	NaN	NaN	37.79	3.10	1.35	0.01	0.37	0	NaN	27.71	0	NaN	0	99.69
	LGV21-05a_Ttr1-pt2	24.57	0	4.46	NaN	NaN	37.06	3.06	0.68	0.01	0.38	0	NaN	28.84	0	NaN	0	99.07
	LGV21-05a_Ttr2 Line 001	24.87	0	4.45	NaN	NaN	35.72	4.44	0.98	0.02	0.37	0	NaN	29.45	0	NaN	0	100.30
	LGV21-05a_Ttr2 Line 002	25.43	0	4.15	NaN	NaN	35.47	3.83	1.14	0.01	0.34	0	NaN	29.83	0	NaN	0	100.22
	LGV21-05a_Ttr2 Line 003	25.87	0	4.06	NaN	NaN	38.39	3.42	1.37	0.00	0.35	0	NaN	27.88	0	NaN	0	101.35
	LGV21-05a_Ttr2-pt1	24.98	0	4.23	NaN	NaN	37.84	3.27	1.32	0.02	0.34	0	NaN	28.46	0	NaN	0	100.47
	LGV21-05a_Ttr2 Line 004	25.85	0	4.07	NaN	NaN	37.70	3.38	1.50	0.01	0.35	0	NaN	27.95	0	NaN	0	100.80
	LGV21-05a_Ttr3-pt1	25.82	0	4.30	NaN	NaN	38.10	3.16	1.48	0.01	0.38	0	NaN	27.77	0	NaN	0	101.00
	LGV21-05a_Ttr4-pt1	26.05	0	4.51	NaN	NaN	38.05	3.26	1.56	0.01	0.41	0	NaN	27.69	0	NaN	0	101.53
	LGV21-05a_Ttr4-pt2	26.16	0	4.71	NaN	NaN	35.01	3.39	1.53	0.05	0.41	0	NaN	29.12	0	NaN	0	100.39
	LGV21-05a_Ttr4-pt3	25.58	0	4.59	NaN	NaN	37.95	2.85	1.28	0.00	0.44	0	NaN	28.03	0	NaN	0	100.71

A.2.2 Analyses des éléments traces dans les sulfures et sulfosels au LA-ICP-MS

L'analyse des éléments traces dans les sulfures a été réalisée par spectrométrie de masse à plasma inductif à ablation laser (LA-ICP-MS) au laboratoire GeoRessources (Vandoeuvre-lès-Nancy, France). L'instrument consiste en un laser ESI New Wave Excimer (193 nm) couplé à l'ICP-MS quadripolaire Agilent 7900. Les conditions d'ablation laser ont été fixées à une fréquence d'impulsion de 5 Hz, une énergie du laser de 6 mJ/cm² pour 200 impulsions laser. Des zones sélectionnées de minéraux ont été ablatées avec un diamètre de spot de 60 ou 30 µm à partir des lames épaisses de 150 µm d'épaisseur. Le matériau ablaté a été transporté à l'aide d'un flux constant de He (700 ml/min) et mélangé à Ar (0,85 l/min) dans un mélangeur coaxial cyclonique avant d'entrer dans la torche ICP et d'être ionisé. Les isotopes suivants ont été mesurés : ³⁴S, ⁵²Cr, ⁵⁵Mn, ⁵⁷Fe, ⁵⁹Co, ⁶⁰Ni, ⁶³Cu, ⁶⁶Zn, ⁷¹Ga, ⁷⁴Ge, ⁷⁵As, ⁸²Se, ⁹⁵Mo, ¹⁰⁷Ag, ¹¹¹Cd, ¹¹⁵In, ¹¹⁸Sn, ¹²¹Sb, ¹²⁵Te, ¹⁹⁷Au, ²⁰²Hg, ²⁰⁵Tl, ²⁰⁸Pb et ²⁰⁹Bi. Tous les éléments ont été mesurés avec un temps d'intégration de 20 ms, à l'exception du ³⁴S et du ⁵⁷Fe (10 ms) et du ¹⁹⁷Au et du ²⁰⁵Tl (30 ms). Le ⁷⁴Ge a été préféré au ⁷²Ge suite à l'étude des interférences de [Belissant et al. \(2014\)](#). Le standard externe utilisé est un sulfure polymétallique synthétique MASS-1 ([Wilson et al., 2002](#)). La réduction des données a été effectuée à l'aide du logiciel Iolite (version 4; [Paton et al., 2011](#)), en suivant les méthodes standard de [Longerich et al. \(1996\)](#), et en utilisant la teneur en Pb, Zn ou Cu - connue à partir d'analyses EPMA antérieures (dans les mêmes cristaux ou de la moyenne des cristaux dans le même échantillon) - comme étalon interne pour la galène, la sphalérite, la chalcopirite et la solution solide de tétraédrite-tennantite, respectivement. Pour chaque analyse, la limite de détection (LOD) a été calculée en utilisant le critère 3σ détaillé dans [Longerich et al. \(1996\)](#), l'incertitude a été calculée comme dans [Lach et al. \(2013\)](#), y compris les incertitudes sur le signal transitoire net (σ) et la concentration de l'étalon interne. Les LOD minimales étaient généralement inférieures à 1 ppm pour les éléments traces analysés à des diamètres de spot d'ablation de 30 à 60 µm.

Tableau A.6 : Analyses chimiques des galènes au LA-ICP-MS (en ppm).

Échantillon	Spot	Cr	Mn	Fe	Cu	Zn	Ge	As	Se	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Hg	Tl	Bi	
MP (3501-9B)	9B-2	0.0	-	-	15	1.1	-	31	-	1561	6.8	0.2	1904	-	4.3	0.4	0.2	
	9B-3	0.1	-	-	10	-	-	30	-	1532	6.0	0.2	1951	-	0.9	0.4	0.1	
	9B-4	0.1	-	-	9.7	0.6	-	32	-	1574	6.6	0.3	1964	-	-	0.4	0.3	
	9B-5	0.2	-	-	10	0.2	-	34	-	1523	6.8	1.1	1880	-	-	0.4	0.3	
	9B-6	0.1	-	0.9	9.1	-	-	31	-	1426	6.6	0.2	1748	-	-	0.4	0.3	
	9B-7	0.1	0.0	9.1	19	-	-	24	-	1537	5.8	0.2	1907	-	-	0.4	0.3	
	9B-8	0.1	0.4	1.5	1.3	1.6	-	37	-	1665	5.6	0.2	2081	-	-	0.4	0.9	
	9B-9	0.1	0.3	11	-	-	-	22	-	1463	5.8	0.4	1725	-	-	0.4	0.3	
	9B-10	0.1	-	0.2	7.5	-	-	35	-	1340	5.9	0.2	1670	-	-	0.4	0.6	
	9B-12	0.1	-	-	5.8	-	-	32	-	1347	5.6	0.2	1680	-	-	0.4	0.5	
	9B-13	0.1	-	1.3	11	0.6	-	30	-	1569	6.6	0.3	1959	-	-	0.4	0.4	
	9B-14	0.1	-	-	9.2	-	-	32	-	1550	7.1	6.8	1939	-	-	0.4	0.4	
	9B-15	0.1	-	1.8	9.7	-	-	16	-	1499	6.9	0.2	1851	-	-	0.4	0.4	
	MP (3501-10A)	LP-1	0.2	-	1.2	15	0.4	-	15	-	1447	13	0.2	1729	-	0.2	0.4	0.2
		LP-3	0.2	0.2	0.6	11	1.6	-	16	-	986	9.6	0.3	1189	-	0.2	0.4	0.2
LP-4		0.2	0.2	-	16	5.3	-	15	-	1262	8.0	0.2	1530	-	0.2	0.4	0.2	
LP-5		0.3	-	1.1	18	-	-	15	-	1411	10	0.2	1721	-	0.2	0.4	0.1	
LP-6		0.2	-	10	12	0.7	-	13	-	1135	5.6	0.2	1385	-	0.1	0.4	0.1	
LP-7		1.7	-	160	19	26	-	1.4	-	1446	13	-	1755	-	1.1	0.4	0.2	
LP-8		4.9	3.9	64	13	0.7	-	14	-	1222	6.1	-	1493	-	-	0.4	0.2	
LP-9		0.3	0.2	94	3.8	2.6	-	12	-	690	1.0	0.2	854	-	0.2	0.4	0.3	
LP-10		0.2	13	164	0.6	1.4	-	14	-	604	0.6	0.3	756	-	-	0.3	0.4	
LP-11		0.3	415	3113	1.7	1.6	-	11	-	602	0.8	0.2	738	-	0.3	0.3	0.5	
LP-13		0.4	4.2	66	2.2	1.5	-	3.0	-	481	2.0	0.2	585	-	-	0.3	0.3	
PN (PN20-11)	PN11-9	0.2	-	0.9	-	0.9	-	40	-	246	73	0.7	245	-	-	0.2	47	
	PN11-10	0.2	-	-	-	0.1	-	38	-	291	81	0.3	289	-	-	0.2	49	
	PN11-12	0.2	-	13	0.3	-	-	39	-	335	87	0.4	344	-	-	0.2	55	
	PN11-13	0.1	-	0.5	-	-	-	39	-	250	71	0.3	264	-	-	0.2	9.2	
	PN11-14	0.1	-	-	0.1	-	-	38	-	369	94	0.4	416	-	-	0.2	9.8	
	PN11-15	0.1	-	2.4	-	0.1	-	39	-	291	82	0.7	323	-	-	0.2	9.7	
PN (PN20-12)	PN12-1	0.3	0.1	2.6	-	1.8	-	21	1.4	302	44	1.1	289	-	-	0.1	60	
	PN12-2	0.3	0.1	16	0.5	0.9	-	22	1.7	293	41	1.2	234	-	-	0.2	61	
	PN12-3	0.3	0.1	3.7	0.6	0.9	-	22	1.0	242	34	1.2	200	-	-	0.2	59	
	PN12-4	0.3	0.1	2.2	0.7	1.0	-	20	1.4	328	41	1.1	237	-	-	0.2	51	

A.2 Analyses des éléments majeurs et traces dans les sulfures et sulfoles (EPMA et LA-ICP-MS)

	PN12-5	0.2	0.1	1.5	-	0.8	-	18	0.5	296	40	1.1	241	-	-	0.2	43
	PN12-6	0.2	0.0	2.0	0.2	0.9	-	19	0.4	209	32	1.1	183	-	-	0.2	24
	PN12-7	1.0	0.1	24	0.1	1.5	-	17	1.7	224	24	1.6	169	-	-	0.2	12
	PN12-8	0.3	0.1	2.3	-	0.9	-	20	1.4	216	26	0.92	196	-	-	0.1	12
	PN12-12	0.3	0.0	9.0	-	14	-	235	1.2	219	21	1.4	199	-	-	0.2	10
	PN12-13	0.4	0.1	4.5	0.0	1.2	-	57	1.6	174	15	1.0	111	-	2.8	0.2	18
	PN12-15	0.2	0.0	3.1	0.2	1.6	-	70	-	204	25	1.0	153	-	5.7	0.2	17
	PN12-16	0.2	0.0	3.5	0.4	3.6	-	61	0.9	247	30	1.1	174	-	2.2	0.2	17
	PN12-17	0.2	0.0	1.6	0.2	0.7	-	56	0.5	209	26	1.0	163	-	1.1	0.2	18
	PN12-18	0.2	1.3	25	0.2	1.5	-	53	1.2	219	31	2.0	195	-	0.4	0.1	18
	PN12-21	0.4	0.1	26	-	3.6	-	75	1.0	197	17	1.6	135	-	-	0.2	22
BF (BF19-03)	BF3-17	0.3	0.5	0.3	0.2	1.2	-	17	1.5	582	64	1.0	732	1.9	0.2	1.6	6.5
	BF3-18	0.3	0.6	5.4	-	0.1	-	16	1.2	572	65	0.8	709	1.9	0.3	1.6	14
	BF3-19	0.2	0.3	0.7	-	0.3	-	15	2.1	576	60	1.4	724	1.8	0.2	1.7	15
	BF3-20	0.9	-	3.8	-	0.6	-	17	-	583	64	1.3	717	1.9	0.3	2.0	37
	BF3-21	0.2	0.4	0.6	0.5	0.3	-	15	1.4	593	64	0.9	742	1.9	0.2	1.8	5.1
	BF3-22	0.4	0.8	3.4	0.3	6.0	-	18	0.5	595	66	0.6	729	1.8	0.3	1.5	3.8
	BF3-23	0.2	0.4	-	0.1	0.5	-	15	0.5	544	67	1.2	692	1.7	0.3	1.6	3.4
	BF3-24	0.2	0.3	-	0.1	0.8	-	16	0.4	553	60	1.0	702	1.8	0.2	1.7	5.2
	BF3-25	0.2	0.5	-	0.1	0.2	-	15	2.0	564	79	0.8	708	1.8	0.3	1.6	3.8
	BF3-26	0.2	0.3	-	0.3	0.9	-	15	0.9	586	64	1.2	727	1.9	0.1	1.9	3.9
	BF3-27	0.2	0.3	0.0	0.0	5.5	-	14	1.2	565	62	1.3	721	2.3	0.2	1.9	3.6
BF3-28	0.3	0.4	0.5	-	0.2	-	16	1.3	576	75	0.9	724	2.3	0.2	1.7	4.7	
BF3-29	0.2	0.7	4.3	0.1	-	-	14	4.1	553	57	1.3	687	1.8	0.1	1.9	37	
BF (BF19-04)	BF4-1	0.2	0.2	0.9	0.4	0.5	-	15	15	674	33	0.8	326	27	0.2	2.1	1065
	BF4-2	0.2	1.2	5.8	0.6	0.1	-	14	8.6	610	34	1.9	379	26	0.1	1.9	824
	BF4-3	0.2	0.2	6.1	0.9	0.8	-	14	7.3	568	34	0.8	422	24	0.1	1.7	544
	BF4-4	0.2	0.3	0.2	0.7	0.3	-	13	2.2	511	33	0.9	457	24	0.1	1.4	333
	BF4-5	0.1	0.2	2.7	1.5	0.3	-	14	5.3	484	34	0.8	477	23	0.1	1.3	241
	BF4-6	0.2	0.1	-	1.0	1.0	-	14	3.2	484	33	1.1	468	24	0.2	1.5	254
	BF4-7	0.3	0.2	6.6	0.3	0.3	-	14	13	629	33	0.8	343	26	0.1	1.9	905
	BF4-9	0.3	0.1	1.9	584	2.1	-	9.9	19	717	33	0.8	294	26	0.1	2.5	1174
	BF4-10	0.2	0.1	0.7	0.6	0.2	-	14	12	1095	73	12	200	34	0.1	3.9	2189
	BF4-11	0.2	0.2	112	110	0.5	-	14	7.5	1104	75	12	224	34	0.0	3.3	2201
	BF4-12	0.3	0.2	174	169	0.7	-	13	14	1119	72	12	194	34	0.1	3.5	2253
	BF4-13	0.4	0.6	839	13789	3.8	-	13	19	1128	63	13	157	34	0.1	3.5	2263

SAP (SAP19-03)	SAP3-20	0.3	0.5	2.3	1.0	4.1	0.1	10	66	371	81	2.9	428	1.1	0.6	0.5	45
	SAP3-21	0.2	0.6	-	0.6	0.2	0.2	15	66	365	60	3.0	428	0.8	0.3	0.6	46
	SAP3-22	0.2	0.9	0.6	1.4	-	0.2	14	66	373	72	3.1	437	0.8	0.3	0.5	46
	SAP3-23	0.2	0.2	5.5	1.7	3.0	0.2	10	70	414	70	4.0	467	0.5	0.5	0.5	65
	SAP3-24	0.4	0.3	2.1	1.6	1.1	0.2	11	68	423	72	3.8	474	0.6	0.4	0.5	65
	SAP3-25	0.3	0.5	5.4	2.1	4.4	0.2	9.7	67	406	70	3.8	465	0.9	0.3	0.4	65
	SAP3-26	0.3	0.3	9.5	1.8	-	0.3	9.1	72	426	63	4.1	488	0.9	0.2	0.5	69
LGV (LGV19-02)	LGV2-1	0.2	1.1	8.2	0.1	0.4	0.8	12	352	538	67	1.5	937	3.4	0.4	4.3	85
	LGV2-2	0.3	1.0	0.6	1.3	27	0.8	11	373	460	69	1.5	1067	3.3	0.4	4.4	98
	LGV2-3	0.3	0.6	4.8	0.6	0.2	0.9	11	369	533	69	1.5	832	3.1	0.2	5.0	88
	LGV2-4	0.3	1.0	19	0.3	2.4	0.8	11	351	544	68	1.6	954	3.8	0.3	4.5	82
	LGV2-5	0.3	1.2	-	-	-	0.9	11	366	545	65	1.8	1000	3.2	0.4	4.2	86
	LGV2-11	1.1	0.4	35	-	0.7	0.8	7.6	358	459	68	1.1	658	3.2	0.1	6.4	72
	LGV2-12	0.4	0.2	6.2	0.1	3.2	0.8	4.8	359	485	71	1.3	735	3.5	0.1	6.2	74
LGV (LGV19-07)	LGV7-6	0.3	0.8	18	6.9	3.8	0.6	14	281	536	40	14	891	2.6	0.2	4.2	46
	LGV7-7	0.3	0.7	4.0	0.1	0.3	0.6	13	278	507	38	11	851	2.5	0.2	4.3	47
LGV (LGV21-05a)	lgv05a-Gn-1	0.1	0.8						357	753	51	4.7	638	7.3	0.3	5.2	1260
	lgv05a-Gn-2	0.1	0.9	1.6					368	774	53	4.3	660	7.3	0.5	5.3	1287
	lgv05a-Gn-3	0.2	0.4	1.9					409	752	43	3.2	576	6.8	0.4	5.6	1343
	lgv05a-Gn-4	0.1	0.2	1.2	1.4				441	945	35	3.3	461	9.8	0.5	7.2	2301
	lgv05a-Gn-5	0.2	0.1	0.3					448	867	36	3.2	460	10	0.3	6.5	2134
	lgv05a-Gn-6	0.1	0.1	1.4					481	881	46	2.6	463	11	0.2	6.3	2092
PEN (PEN19-1-07)	PEN07-Gn1	0.6	0.0	0.2	0.2	0.9	2.2	0.2	861	1008	20	2.4	969	7.7	0.4	1.2	635
	PEN07-Gn2	0.6	0.0	0.2		0.3	2.1	0.2	822	1002	19	0.8	968	7.0	0.4	1.1	639
	PEN07-Gn3	0.6	0.0			1.2	2.3	0.2	874	1042	16	1.0	962	8.0	0.5	1.1	674
	PEN07-Gn4	0.6	0.0	1.7		0.4	2.1	0.3	836	1065	18	6.3	1004	8.0	0.4	1.0	660
	PEN07-Gn5	0.6	0.1	2.6		1.0	2.2	0.2	824	1043	21	0.8	1004	8.1	0.3	0.5	629
PEN (PEN19-2-14a)	PEN14A-Gn1	0.1	0.1	2.0		0.8	0.1	0.2	44	975	15	8.6	1281	1.0	0.3	0.5	74
	PEN14A-Gn2		0.3		0.1			0.2	8.5	898	10	8.2	1242	0.5	0.3	0.4	26
	PEN14A-Gn3	2.0	0.1	9.3		1.7		0.6	6.7	898	8.1	5.9	1169	0.3	0.1	0.6	8.3
PEN (PEN19-2-17a)	PEN17a-Gn1	0.4	0.2				0.1	0.2	49	1046	15	3.0	1345	1.9		0.5	97
	PEN17a-Gn2	0.4	0.3	0.6			0.1	0.1	50	1089	17	3.3	1389	1.8		0.5	95
	PEN17a-Gn3	0.4	0.2	0.3			0.1	0.1	51	1066	14	3.0	1357	1.8	0.0	0.5	96
	PEN17a-Gn4	0.4	0.2	2.4			0.1	0.2	54	1213	34	2.9	1567	2.3		0.5	91
	PEN17a-Gn5	0.4	0.1				0.2		59	1153	15	0.6	1458	1.8	0.1	0.9	97
	PEN17a-Gn6	0.4	0.3	2.4			0.1	0.3	52	1153	22	0.7	1483	2.1	0.1	0.5	87

A.2 Analyses des éléments majeurs et traces dans les sulfures et sulfosels (EPMA et LA-ICP-MS)

Tableau A.7 : Analyses chimiques des sphalérites au LA-ICP-MS (en ppm)

Échantillon	Spot	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Ga	Ge	As	Se	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Hg	Pb	
BF (BF19-03)	BF3-1	0.5	102	9196	109	0.8	110	95	21	0.4	1.6	1.4	3498	0.2	0.9	0.3	37	1.0	
	BF3-2	0.5	101	9278	110	0.8	172	153	29	0.5	0.6	1.9	3540	0.5	1.3	0.9	35	1.0	
	BF3-3	0.5	102	9194	109	0.8	225	218	28	0.5	3.1	1.4	3577	1.3	7.5	0.7	35	0.7	
	BF3-4	0.6	102	9190	110	0.8	306	317	27	1.0		1.7	3553	4.4	13	1.7	34	0.8	
	BF3-5	0.5	107	9221	108	0.8	314	326	29	0.9	0.5	2.0	3548	8.6	11	2.2	35	1.1	
	BF3-6	0.5	102	9227	108	0.8	7.2	7.7	0.09	0.8	2.0	0.5	3608	0.6	0.6	0.0	33	0.7	
	BF3-7	0.6	102	9226	108	0.8	13	14	0.20	0.7		0.6	3602	0.9	0.8	0.1	34	1.4	
	BF3-9	0.6	107	9238	106	0.9	49	64	0.20	0.6	1.4	1.3	3658	1.4	0.6	0.6	35	1.3	
	BF3-10	0.6	181	12257	113	1.1	168	227	1.8	0.3	1.8	2.4	3342	1.6	0.3	0.2	32	2.4	
	BF3-11	0.5	182	12779	124	1.3	328	365	33	0.7		5.5	4520	1.1		96	31		
	BF3-12	0.5	177	12375	113	1.4	310	324	36	0.6		4.1	3313	1.5	9.2	1.0	31	1.2	
	BF3-13	0.6	170	13034	113	1.2	351	381	34	1.8	0.9	5.7	3222	1.0	9.0	5.7	31	1.2	
	BF3-14	0.5	167	13440	113	1.1	90	108	4.6	0.7	2.6	1.4	3147	1.1	3.6	1.5	33	4.9	
	BF3-16	0.7	168	12930	114	1.0	217	291	4.8	0.9		2.2	3260	0.8	0.2	0.5	31	3.8	
	BF4-25			77	31436	123		92	24	42			1.1	5005	18		17		
	BF4-26	0.5	77	29243	119	1.0	84	93	0.5	0.6	2.3	0.9	4056	24	0.2	0.1	20	1.3	
BF4-27	0.6	75	26528	117	0.9	266	353	0.0	0.2	2.2	1.0	3940	25	0.2	0.0	20	3.2		
BF4-29	0.5	81	28058	122	0.9	136	157	1.4	0.5		1.2	4032	30	0.3	0.2	23	2.3		
BF4-30	0.5	89	22549	130	1.1	553	685	25	1.8	0.7	3.7	3958	1.4	5.5	10	18	2.7		
BF4-31	0.5	94	22120	129	1.1	532	649	27	1.3	0.1	3.0	3912	1.1	7.5	4.3	19	1.8		
BF4-32	0.5	88	22957	127	1.0	19	22	0.2	0.4	2.1	0.6	3966	2.0	0.6	0.1	19	1.2		
BF4-33	0.5	78	22740	127	1.2	307	409	6.6	0.5	2.1	1.4	3985	1.6	1.1	0.5	19	1.4		
BF4-34	0.6	95	22113	131	1.3	645	794	25	2.8		5.1	3982	2.3	16	11	19	3.2		
BF4-35	0.5	96	13863	128	1.0	544	661	26	1.3	0.9	2.4	3801	2.2	17	4.9	19	1.5		
BF4-36	0.5	115	13356	128	1.0	139	186	2.3	0.0		2.1	3741	1.2	0.6	0.3	19	3.2		
BF4-37	0.5	91	13146	126	1.1	91	125	1.2			1.2	3572	0.3	0.3	0.3	19	2.0		
BF4-38	0.5	126	12716	126	1.0	165	218	3.8	0.3	2.3	3.6	3702	0.8	1.2	1.7	19	5.7		
BF4-39	0.4	127	11971	122	1.0	121	157	2.7	0.4		1.6	3645	0.8	2.4	0.6	20	2.3		
BF4-40	0.6	127	11849	121	0.9	510	624	24	1.5		3.2	3487	1.0	7.5	5.7	20	1.9		

	BF4-41	0.6	121	11690	118	1.1	126	169	3.0	0.5		5.1	3517	0.8	0.9	1.1	19	7.2	
	BF4-43	0.5	119	12225	122	1.0	529	635	24	1.2		3.4	3468	1.4	17	6.9	19	1.9	
	BF4-44	0.6	110	12575	116	1.0	198	281	7.1	0.7	0.4	6.0	3414	0.7	0.8	1.9	19	7.1	
SAP (SAP19-03)	SAP3-1	0.6	694	3143	49	0.2	104	119	0.9	1.0	0.5	3.9	5271	2.4	0.2	14	103	11	
	SAP3-2	0.6	697	3180	49	0.1	394	214	1.9	8.0	1.7	84	5625	2.1	0.6	251	102	41	
	SAP3-3	0.5	689	3134	49	0.2	587	236	4.9	14	1.4	149	5398	2.6	7.0	416	94	38	
	SAP3-4	0.5	692	3191	50	0.1	838	163	4.6	21	0.1	254	5479	2.5	2.0	717	93	51	
	SAP3-5	0.6	697	3228	47	0.4	1364	195	4.2	32	1.7	306	5414	2.8	1.7	1119	94	135	
	SAP3-6	0.6	699	3106	47	0.2	699	180	2.7	16	0.6	108	5428	2.6	5.4	499	95	57	
	SAP3-7	0.4	702	3086	47	0.2	308	93	1.3	7.0	1.2	50	5302	2.7	2.1	210	88	29	
	SAP3-9	0.4	685	3175	39	0.2	229	57	0.5	4.0	0.3	46	5336	2.6	0.2	171	88	29	
	SAP3-10	0.5	677	3163	39	0.2	1365	199	6.6	33		357	5316	1.9	0.6	1197	84	101	
	SAP3-11	0.7	662	3113	39	0.2	367	102	1.3	7.4		75	5184	1.7	0.4	292	155	33	
	SAP3-12	0.6	651	3142	38	0.2	58	42	0.3	0.5	8.9	7.7	5147	2.3	0.5	29	141	5.5	
	SAP3-14	0.5	668	3181	39	0.2	121	64	0.6	2.4	2.8	20	5164	2.4	1.6	74	84	11	
	SAP3-15	0.5	657	3089	38	0.1	743	304	2.2	18	2.7	176	5314	1.4	0.1	551	83	56	
	SAP3-16	0.5	667	3089	38	0.1	237	221	2.0	2.4	1.0	26	5321	1.1	0.1	89	80	10	
	SAP3-18	0.5	677	3096	38	0.2	279	324	2.3	2.2	1.3	11	5332	1.2	0.1	38	82	5.1	
	SAP3-19	0.4	676	3056	38	0.2	139	131	0.9	2.1	1.8	13	5325	1.6	2.0	41	81	6.0	
	LGV (LGV19-07)	LGV7-1	0.5	550	46039	39	1.1	12	1.3	0.01	0.4	3.8	1.9	2448	6.8	0.2	4.6	66	3.2
		LGV7-2	0.5	541	45632	40	0.9	17	1.1	0.05	0.7	4.6	4.2	2391	6.8	0.3	11	70	6.1
		LGV7-3	0.5	538	45079	39	0.9	15	1.8	0.04	1.0	5.4	2.9	2373	6.6	0.3	7.3	68	5.1
LGV7-4		0.6	534	44547	39	0.8	11	1.3	0.05	0.5	5.1	1.5	2384	6.8	0.2	3.9	67	2.2	
LGV7-5		0.5	542	45485	39	0.7	16	2.0		0.4	4.1	3.6	2440	6.7	0.4	10	69	6.6	
LGV7-10		0.5	516	43857	33	0.8	54	5.1	0.05	1.5	0.3	2.4	2551		0.6	20	78		
LGV7-12			520	45380	20		19					3.4		4146	6.9				
LGV (LGV21-05a)	lgv05a-Sp1		518	37087	33	1.8	25	8.5	1.23	0.4	1.1	0.9	2154	15	0.4	2.1	70	2.3	
	lgv05a-Sp2		537	36140	32	1.9	14	1.4				0.5	2164	17	0.1		69		
	lgv05a-Sp3		540	38864	33	1.7	15	0.9				0.7	2270	19	0.2		76		
	lgv05a-Sp4		550	39060	29	0.6	22	0.8				0.6	2180	27	0.1	0.9	70		

A.2 Analyses des éléments majeurs et traces dans les sulfures et sulfoles (EPMA et LA-ICP-MS)

	lgv05a-Sp5		502	35422	23	0.5	20	0.5		0.8	1.6	0.6	2195	26	0.2		81		
	lgv05a-Sp6		473	38688	27	0.6	113	1.8				1.3	2149	19	0.2	3.2	81		
	lgv05a-Sp7		486	38879	28	0.7	60	3.7	0.07			0.6	2204	19	0.3	0.3	82		
PEN (PEN19-1-07)	PEN07-Sp1	0.8	106	47842	31	0.8	57	10			7.2	1.2	2500	66	0.1		47	2.8	
	PEN07-Sp2	0.7	92	45590	31	0.5	62	0.3			8.1	12	2397	69	0.2	8.1	44	6.0	
	PEN07-Sp3	0.8	91	32589	14	0.8	71	1.1			4.8	3.2	2466	65	0.1	1.0	45	1.1	
	PEN07-Sp4	0.8	90	32743	14	0.9	51	1.5			11	1.5	2415	65	0.2		44		
	PEN07-Sp5	0.7	92	33286	15	0.8	48	0.7			7.0	7.2	2364	62	0.1	2.2	42		
	PEN07-Sp6	0.8	95	34011	15	1.1		1.2			7.3	3.7	2399	64	0.1	0.6	44		
PEN (PEN19-2-14a)	PEN14-1	0.5	336	52785	45	0.4	10	8.4	0.02	0.4		5.0	1977	1.1	0.2	4.1	27	2.8	
	PEN14-2	0.6	349	53256	45	0.4	8.4	7.6	0.04	0.4	1.7	1.2	1978	1.0	0.2	0.2	27	0.7	
	PEN14-3	0.7	352	53108	45	0.5	7.9	6.9	0.06	0.5	3.4	0.9	1994	0.9	0.2	0.0	26	0.7	
	PEN14-4	1.8	354	68396	50	0.2	35	11	0.03	5.0	3.6	20	1969	1.7	0.4	18	75	73	
	PEN14-5	0.6	322	53229	45	0.4	7.6	6.2	0.05	0.1	0.0	2.6	1975	1.0	0.2	1.7	27	1.5	
	PEN14A-Sp1		326	53312	44	0.3	7.0	4.4				1.3	1706	2.0	0.2	0.4	25		
	PEN14A-Sp2		324	53641	44	0.2	7.1	3.0			0.1		4.5	1712	2.3	0.2	3.6	26	
	PEN14A-Sp3		305	52407	43	0.2	5.0	1.2					3.3	1682	2.5	0.2	3.3	26	
	PEN14A-Sp5	0.2	292	53067	42	0.2	4.5	0.7				3.4	2.3	1691	2.6	0.2	1.3	28	19
	PEN14A-Sp7	0.2	297	63068	46	0.1	9.0	0.5				2.6	8.4	1865	6.2	0.2		31	
	PEN14A-Sp8		296	64042	56	0.2	16	4.2			0.1		11	1884	6.1	0.2	11	31	3.5
PEN14A-Sp9		317	66314	55	0.3	8.4	3.8			0.1		1.1	1827	5.0	0.1	0.3	26		
PEN14A-Sp10		312	64326	54	0.2	6.3	2.3					2.9	1871	2.7	0.2	2.3	30		
PEN14A-Sp11		318	67631	64	0.2	13	1.1					11	2002	9.1	0.3		29		
PEN (PEN19-2-17a)	PEN17a-Sp1	0.8	347	68410	63	0.8	11	4.3			0.2	1.3	0.8	1948	7.7	0.1		30	24
	PEN17a-Sp2	0.8	299	70673	61	1.0	14	0.4			0.1	1.4	0.9	1955	12	0.1		30	10
	PEN17a-Sp3	0.7	293	67271	61	0.7	12	2.6			0.1	1.2	1.5	1944	9.9	0.1	0.3	28	5.1
	PEN17a-Sp4	0.6	262	69890	66	0.9	13	0.5			0.1		0.9	2013	14	0.1		29	1.8
	PEN17a-Sp5	0.7	318	71872	64	1.1	17	0.4					1.1	2037	20	0.1		31	
	PEN17a-Sp6	0.7	184	51906	70	0.2	14	0.3			0.2	3.2	8.6	1880	14	0.1	6.5	30	7.8
	PEN17a-Sp7		191	52350	65	0.5	10	0.4					0.7	2006	13	0.1		31	11
	PEN17a-Sp8	0.6	214	62821	64	0.6	12	0.4					0.8	2042	12	0.1		37	

Tableau A.8: Analyses chimiques des chalcopyrites au LA-ICP-MS (en ppm)

Échantillon	Spots	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Zn	Ga	Ge	As	Se	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Hg
PN20-11	PN11-1	0.6	0.0	298615		0.4	54			76		1.9	7.2	11	8.0	1.5	
	PN11-2	0.5	0.0	299892		0.2	57			70		30	7.4	11	7.4	1.5	
	PN11-4	0.4		287597			47			63		0.3	6.2	10	6.9		
	PN11-5	0.2		294866			48			48		101	20	10	6.9	52	
	PN11-6	0.4	10	296992	1.6	21	129			92		4.2	12	10	6.6	89	
	PN11-7	0.4	0.1	291280			56			59		5.5	6.1	10	6.3	1.7	
	PN11-8	0.5	0.2	296747		1.6	61			62		5.5	6.4	10	6.0	1.3	
	PN11-11	0.6		289530		0.4	46			64		15	13	11	8.9	21	
BF19-04	BF4-14	0.4	0.2	311460	5.2	0.2	543	4.1		11		0.5	1.6	15	120	0.3	0.1
	BF4-15	0.4	0.2	308034	4.4	0.3	502	4.2		12		0.2	1.5	14	120	0.0	0.8
	BF4-16	0.4	0.1	305089	4.0	0.1	549	4.1		11		0.4	1.6	15	116	3.5	0.3
	BF4-17	0.5	0.3	304395	8.9	0.1	607	0.1		11		27	1.0	5.0	4.3	0.6	0.4
	BF4-18	0.4	0.2	312593	9.3	0.1	597	0.1		11	1.2	0.4	1.0	5.0	4.2	0.7	0.4
	BF4-19	0.3	0.1	304654	9.8		702	0.1		11		121	1.2	4.4	4.2	4.5	0.3
	BF4-21	0.6	0.9	311606	10	0.2	507	0.6		9.7	3.1	51	0.9	4.6	4.1	1.3	0.3
	BF4-22	0.5	0.0	305650	7.7		467	0.3		9.4		0.2	1.3	5.8	4.1	0.4	0.3
	BF4-23	0.4	0.1	307852	12	0.1	1127	0.3		11		0.1	2.8	5.9	4.1	0.1	0.5
BF4-24	1.5	1.6	313450	7.3	0.1	1071	3.6	0.2	8.4	1.1	365	1.6	5.9	4.9	29	1.8	
LGV19-02	LGV2-7	0.3	1.1	315743	8.4	18	2403	0.6	0.2	11	6.4	97	5.3	5.6	13	0.6	3.4
	LGV2-8	0.3	0.6	314855	8.0	24	876	0.5	0.2	10	5.8	94	3.0	5.6	13	0.5	3.0
	LGV2-9	0.4	0.5	309892	8.7	22	1017	0.6	0.1	11		101	3.4	5.6	13	0.8	2.9
	LGV2-10	0.4	0.4	310110	6.8	14	966	0.6	0.2	11	8.0	107	3.2	5.8	14	1.8	2.0
LGV19-07	LGV7-8	0.5	0.6	320382	6.9	10	1951	0.6	0.1	11	5.3	113	2.9	4.8	105	0.7	2.1
	LGV7-9	0.5	0.6	316645	6.7	9.4	832	1.1	0.2	9.5	5.5	115	1.0	3.7	140	7.0	2.2
LGV21-05a	lgv05a-Ccp-1		0.4	293224	10	1.8	955	0.8	0.4		8.6	47	15	14	21	1.2	3.5
	lgv05a-Ccp-2		0.8	308073	13	4.2	901	1.0	0.5		8.1	49	16	14	22		3.7
	lgv05a-Ccp-3		0.9	303436	13	4.5	994	0.9	0.4		5.6	54	20	14	21		3.5
	lgv05a-Ccp-5		0.2	304965	7.3	5.2	1077	0.8	0.4		8.4	94	21	11	34		4.8
PEN19-1-07	PEN07-Ccp1	1.4	0.5	311268	1.2		430	0.1		0.1	12	26	4.0	13	24	0.4	0.7
	PEN07-Ccp2	1.4	0.7	304749	1.2		460	0.1		0.0	9.5	66	4.5	13	25	1.0	0.8
	PEN07-Ccp3	1.3	0.3	298979	0.0	30	1143	0.1		0.1	8.2	859	9.5	11	18		1.2
	PEN07-Ccp4	1.5	0.6	301484	0.2	2.4	519	0.1	0.1	0.2		704	4.6	12	16		1.1

A.2 Analyses des éléments majeurs et traces dans les sulfures et sulfosels (EPMA et LA-ICP-MS)

Tableau A.9 : Analyses chimiques des tétraédrites au LA-ICP-MS (en ppm)

Échantillon	Spots	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Zn	Ga	Ge	As	Se	Mo	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	Au	Hg	Tl	Pb	Bi
3501-10a	LP-12	2.8	25	35174	218	8.2	62514			3613	182	0.1	205316	2817	5.6		403078	0.7	6177	0.6			
PN20-12	PN12-9	0.4	0.8	21883	33	1.2	62958			200159	3.8		14615	2290	70	0.1	52049		3156		7.2	0.8	
	PN12-10	0.4	0.8	22246	32	1.5	62231			203802	4.4		14477	2237	67	0.1	52406		3326		11	0.8	
	PN12-11	0.6	1.0	22680	33	1.5	62934			226359	3.0		12328	2383	67	0.1	43057	0.4	3446		9239	5.6	
	PN12-19	1.0	1.2	23309	33	2.4	62015	0.38		230912	3.6		12490	2218	49	2.5	37996		3249		287	2.5	
	PN12-20	0.5	0.9	22315	34	0.3	63478			229761	2.8		13209	2385	51	0.2	47194	0.2	3565		41407		
LGV21-05a	lgv05a-Ttr1		24	41545	13	0.0	36702	0.0		14782	15		3046	275	0.5	3.0	251379	0.0	0.5	59			103
	lgv05a-Ttr2		38	40851	16	0.0	35373	0.0		13433	16		3014	255	0.5	0.1	249385	0.1	0.7	57			105
	lgv05a-Ttr3	1.0	30	37225	12		37415	0.2	0.1	14046	18		2674	268	0.7		241180	0.2	0.5	54			103
	lgv05a-Ttr4		32	36842	13		37747	0.1	0.1	13235	16		2651	263	0.4	0.1	244862	0.1	0.7	53			103
	lgv05a-Ttr5		34	36990	15	0.1	36668	0.0		7922	16		2741	268	0.4	0.1	243950		0.7	52			87

A.3 Chimie des phyllosilicates et tectosilicates et calcul thermobarométrique

La phengite est présente de manière ubiquiste dans les échantillons de MP, PN, LGV et PEN, tandis que la chlorite n'a été observée que dans un échantillon de MP (3501-5B), un de PEN (PEN19-1-07) et dans le granite de BF (BF19-04). Les compositions chimiques de chlorite, de phengite et de feldspath ont été déterminées par des analyses ponctuelles et des cartographies rayons X réalisées à la microsonde électronique JEOL JXA-8230 à ISTerre. Les analyses ponctuelles quantitatives ont été effectuées à 15 keV et 10 nA. Les conditions pour les cartographies rayons X ont été fixées à 15 keV, 100 nA, avec un temps mort de 200 ms et une taille de spot de 0.5 μm . Les cartes brutes de rayons X ont été converties en cartes de pourcentage d'oxydes via la calibration interne d'analyses ponctuelles (De Andrade et al., 2006) avec le logiciel XMapTools 3.4.1 (Lanari et al., 2014b, 2019). Les formules structurales ont ensuite été calculées pour chaque pixel sur une base de 14 oxygènes et de 11 oxygènes pour la chlorite et la phengite, respectivement. Les données de chlorite de MP proviennent de zones de chimie différente dans les cartographies représentant une centaine de données de compositions chimiques pour chaque population, résumées dans le [Tableau A.10](#) et [Tableau A.13](#).

Les analyses de chlorite qui ne satisfaisaient pas aux critères suivants ont été rejetées : (i) somme des alcalins ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$) < 1 wt% (Bourdelle and Cathelineau, 2015; Vidal et al., 2016) ; et (ii) somme octaédrique ($\text{AlVI} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$) ≤ 6 apfu. Les analyses de phengite qui ne répondaient pas aux critères suivants ont été rejetées (d'après Parra et al., 2002) : (i) $92 \text{ wt}\% \leq$ somme d'oxygène $\leq 96 \text{ wt}\%$; (ii) $\text{TiO}_2 + \text{MnO} + \text{CaO} < 0,5 \text{ wt}\%$; et (iii) somme d'alcalins $\geq 0,9$ apfu.

La température de cristallisation des chlorites a été calculée à partir de leurs compositions en utilisant le thermomètre chlorite-quartz-eau de Vidal et al. (2001, 2005, 2006) permettant d'estimer le rapport de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ (XFe^{3+}). La pression a été fixée à 5 kbar, l'activité de l'eau à 1 et le XFe^{3+} minimum entre 10 et 15% pour éviter la surestimation de la température mise en évidence par Lanari (2012) notamment dans le cas de chlorite de haute température ($>350^\circ\text{C}$). Ce thermomètre thermodynamique a été privilégié dans le cas des chlorites de MP et PEN à cause de leurs faibles pourcentages de vacants soit une somme octaédrique proche voire égale à 6, se trouvant en limite de composition chimique pour la majorité des modèles (Bourdelle and Cathelineau, 2015). Le modèle thermodynamique K-mica-quartz-eau de Dubacq et al. (2010) permet de modéliser la variation de la composition du K-mica en fonction de la température et de la pression.

La plage de température de croissance de la chlorite a été calculée pour chaque pixel de la carte de composition de la chlorite en utilisant le thermomètre chlorite-quartz-eau de Vidal et al. (2001, 2005, 2006) avec une estimation individuelle du $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ (XFe^{3+}). La pression a été fixée à 5 kbar, l'activité de l'eau à 1 et le XFe^{3+} minimum à 10% pour éviter la surestimation de la température mise en évidence par Lanari (2012) notamment pour la chlorite HT ($>350^\circ\text{C}$)-LP (<5 kbar). Une température moyenne a été calculée à partir des zones de chlorite en utilisant une technique de Monte-Carlo (3000 itérations

pour chaque pixel) pour tester la distribution de la température. Des thermomètres empiriques conventionnels basés sur la teneur en Al^{IV} de la chlorite (Cathelineau, 1988; Cathelineau and Nieva, 1985) ont également été utilisés à des fins de comparaison.

La plage de température de croissance de la phengite a été estimée à l'aide du thermomètre phengite-quartz-eau de Dubacq et al. (2010). Pour chaque composition chimique de mica, l'équilibre K-mica-quartz-eau est calculé et représenté par une isochore (ligne P-T) le long de laquelle la teneur en eau varie. Le modèle thermodynamique de Dubacq et al. (2010) a également été utilisé pour les estimations de pression à des valeurs de température fixes (voir Lanari et al., 2012).

Tableau A.10 : Compositions représentatives de chlorite et de phengite obtenues par EPMA pour les minerais MP et PN. Les écarts-types (1σ) sont exprimés entre parenthèses. Les oxydes sont exprimés en wt% et en atomes élémentaires par formule unitaire (apfu). La somme VI correspond à la somme octaédrique.

Samples Mineral	3501-5b (MP)						PN16-R05a
	Chl1	Chl2	Chl3	Ph1	Ph2	Ph	
SiO ₂	26.70 (0.60)	26.31 (0.54)	26.52 (0.66)	49.09 (1.11)	49.73 (0.72)	48.59 (1.13)	
Al ₂ O ₃	19.66 (0.31)	19.52 (0.33)	20.54 (0.31)	26.57 (0.52)	25.80 (0.47)	31.20 (0.72)	
FeO	27.89 (0.49)	28.61 (0.56)	25.84 (0.61)	4.70 (0.40)	4.46 (0.30)	1.15 (0.10)	
MgO	14.09 (0.29)	13.00 (0.21)	15.23 (0.55)	2.39 (0.11)	2.42 (0.08)	2.00 (0.13)	
MnO	0.35 (0.10)	0.56 (0.08)	0.35 (0.08)	0.04 (0.06)	0.04 (0.01)	-	
K ₂ O	-	-	-	10.19 (0.22)	10.04 (0.21)	10.83 (0.20)	
Na ₂ O	0.03 (0.01)	0.03 (0.01)	0.03 (0.01)	0.35 (0.22)	0.43 (0.18)	0.14 (0.06)	
CaO	0.03 (0.02)	0.02 (0.02)	0.04 (0.03)	0.04 (0.06)	0.08 (0.08)	-	
TiO ₂	0.01 (0.03)	0.01 (0.03)	0.04 (0.06)	0.02 (0.01)	0.02 (0.00)	0.14 (0.06)	
Total	88.76 (0.84)	88.04 (0.82)	88.58 (1.08)	93.38 (1.19)	93.03 (0.74)	94.11 (1.21)	
a.p.f.u.	(14 anhydrous oxygen basis)			(11 anhydrous oxygen basis)			
Si	2.81 (0.04)	2.81 (0.04)	2.77 (0.04)	3.38 (0.04)	3.43 (0.03)	3.26 (0.04)	
Al	2.44 (0.05)	2.46 (0.03)	2.53 (0.05)	2.16 (0.05)	2.10 (0.04)	2.47 (0.05)	
Fe	2.46 (0.04)	2.56 (0.05)	2.26 (0.06)	0.27 (0.02)	0.26 (0.02)	0.06 (0.01)	
Mg	2.21 (0.04)	2.07 (0.03)	2.37 (0.07)	0.25 (0.01)	0.25 (0.01)	0.20 (0.02)	
Mn	0.03 (0.01)	0.05 (0.01)	0.03 (0.01)	-	-	-	
K	-	-	-	0.90 (0.02)	0.88 (0.02)	0.93 (0.02)	
Na	-	-	-	0.05 (0.03)	0.06 (0.02)	0.02 (0.01)	
Ca	-	-	-	-	0.01 (0.01)	-	
Ti	-	-	-	-	-	0.01 (0.00)	
∑VI	5.97 (0.03)	5.96 (0.03)	5.97 (0.03)	XCel 0.40 (0.04)	0.43 (0.02)	0.25 (0.02)	
XMg	0.47 (0.01)	0.45 (0.01)	0.51 (0.01)	XMs 0.50 (0.04)	0.47 (0.03)	0.68 (0.03)	
XFe ³⁺	32 (5)	30 (4)	27 (5)	XPr1 0.05 (0.03)	0.05 (0.02)	0.05 (0.03)	
Temperature*	285 (30)	280 (30)	315 (35)	XPg 0.04 (0.02)	0.05 (0.02)	0.02 (0.01)	

* Vidal et al. [40,41] P_{init} = 5 kbar

Tableau A.11 : Compositions EPMA représentatives des chlorites, phengites et albites pour les minéralisations de LGV et PEN. L'écart-type (1σ) est donné entre parenthèses. Les oxydes sont présentés en wt% et les atomes par unité de formule (apfu). $\sum VI$ correspond à la somme octaédrique.

Samples	PEN19-1-07		PEN19-2-14a		LGV19-02		PEN19-2-14a	
Mineral	Chl (n=14)		Ph (n=45)		Ph (n=46)		Ab (n=9)	
SiO ₂	24.67	(0.55)	48.79	(0.57)	49.97	(0.47)	69.12	(0.24)
Al ₂ O ₃	19.95	(0.53)	30.18	(0.65)	28.17	(0.35)	19.79	(0.08)
FeO	36.00	(2.05)	2.29	(0.44)	1.83	(0.08)	0.02	(0.02)
MgO	8.32	(1.44)	2.17	(0.18)	3.19	(0.09)	-	
MnO	0.21	(0.21)	0.00	(0.01)	-		-	
K ₂ O	-		10.95	(0.13)	11.06	(0.21)	0.06	(0.01)
Na ₂ O	-		0.12	(0.03)	0.08	(0.02)	12.21	(0.09)
CaO	0.00	(0.01)	0.01	(0.02)	0.01	(0.02)	0.09	(0.04)
TiO ₂	0.05	(0.01)	0.43	(0.14)	0.59	(0.13)	-	
Total	89.21	(0.73)	94.97	(0.75)	94.95	(0.83)	101.28	(0.32)
apfu	<i>(14O basis)</i>		<i>(11O basis)</i>				<i>(8O basis)</i>	
Si	2.71	(0.03)	3.27	(0.02)	3.35	(0.01)	2.99	(0.00)
Al	2.58	(0.03)	2.39	(0.04)	2.22	(0.02)	1.01	(0.00)
Fe	3.31	(0.24)	0.13	(0.03)	0.10	(0.00)	-	
Mg	1.36	(0.22)	0.22	(0.02)	0.32	(0.01)	-	
Mn	0.02	(0.01)	-		-		-	
K	-		0.94	(0.01)	0.95	(0.02)	-	
Na	-		0.02	(0.00)	0.01	(0.00)	1.02	(0.01)
Ca	-		-		-		-	
Ti	-		0.02	(0.01)	0.03	(0.01)	-	
$\sum VI$	5.99	(0.03)	XPrI	0.04 (0.01)	0.04	(0.01)		
XMg	0.29	(0.05)	XCel	0.31 (0.02)	0.38	(0.01)		
XFe ³⁺ *	14	(2)	XM _s	0.64 (0.02)	0.57	(0.01)		
Temperature*	324	(26)	XPg	0.02 (0.01)	0.01	(0.00)		

* Vidal et al. (2001, 2005, 2006) P_{init} = 3 kbar n=8/14

Tableau A.12 : Compositions EPMA représentatives des chlorites du granite au contact des veines minéralisées de BF. L'écart-type (1σ) est donné entre parenthèses. Les oxydes sont présentés en wt% et les atomes par unité de formule (apfu). ΣVI correspond à la somme octaédrique.

Samples	BF19-04	
Mineral	Chl (n=10)	
SiO ₂	24.93	(0.34)
Al ₂ O ₃	20.27	(0.55)
FeO	33.66	(0.62)
MgO	8.50	(0.22)
MnO	0.15	(0.03)
K ₂ O	0.08	(0.08)
Na ₂ O	0.03	(0.04)
CaO	0.04	(0.04)
TiO ₂	0.17	(0.11)
Total	87.83	(0.72)
p.f.u.	<i>(14 anhydrous oxygen basis)</i>	
Si	2.75	(0.04)
Al	2.63	(0.06)
Fe	3.10	(0.06)
Mg	1.40	(0.03)
Mn	0.01	(0.00)
K	0.01	(0.01)
Na	0.00	(0.01)
Ca	-	
Ti	0.01	(0.01)
ΣVI	5.93	(0.02)
XMg	0.31	(0.01)
XFe ³⁺	17	(5)
Temperature* (°C)	279	(25)

* Vidal et al. (2005, 2006) P_{init} = 3 kbar

Tableau A.13 : Résumé analytique des compositions chimiques de chlorite (en wt%) obtenues à l'EPMA.

Sample	Population	Analysis n°/map pixels	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Temperature (°C)			
												T (V)	T (CN)	T (C)	T (B)
		1	27.80	0.00	19.72	28.04	0.31	13.75	0.06	0.04	0.00	243	254	296	-
		2	27.34	0.00	19.70	29.88	0.38	13.88	0.04	0.04	0.00	285	267	317	-
		3	26.46	0.10	19.32	27.34	0.32	13.70	0.05	0.02	0.00	271	264	312	-
		4	27.14	0.00	19.19	27.36	0.46	14.26	0.02	0.02	0.00	263	259	305	-
		6	26.97	0.00	19.45	27.37	0.62	14.25	0.05	0.05	0.00	273	264	312	-
		7	27.78	0.00	19.41	26.38	0.45	14.29	0.05	0.03	0.00	232	249	289	-
		8	28.19	0.00	19.68	26.92	0.44	14.04	0.08	0.05	0.00	224	247	285	-
		10	28.68	0.00	19.32	27.33	0.26	14.29	0.06	0.03	0.00	227	240	275	-
		11	26.34	0.00	19.35	27.01	0.44	14.44	0.02	0.03	0.00	292	271	323	-
		12	27.04	0.00	19.76	28.44	0.28	13.54	0.01	0.03	0.00	263	264	311	-
		13	26.34	0.00	19.29	28.24	0.54	13.96	0.03	0.05	0.00	303	272	325	-
		14	26.53	0.00	19.47	28.19	0.28	14.29	0.04	0.04	0.00	303	272	325	-
		16	26.29	0.00	19.84	27.69	0.29	13.94	0.08	0.04	0.00	298	275	328	-
		17	26.75	0.00	19.85	28.02	0.33	14.43	0.00	0.04	0.00	297	273	325	-
		19	28.92	0.00	19.34	27.44	0.42	14.06	0.06	0.02	0.00	221	236	270	-
		20	26.80	0.00	19.24	27.95	0.18	14.13	0.03	0.04	0.00	277	264	313	-
MP (3501-5B)	Chl1	21	27.80	0.00	19.45	28.51	0.29	14.05	0.06	0.05	0.00	254	255	299	-
		22	27.26	0.00	19.61	27.53	0.33	14.37	0.05	0.06	0.00	264	262	309	-
		24	26.60	0.00	19.30	27.73	0.50	14.46	0.01	0.04	0.00	297	270	321	-
		26	27.04	0.00	19.66	28.49	0.45	14.13	0.08	0.04	0.00	285	268	318	-
		27	26.97	0.00	19.70	28.17	0.24	13.87	0.04	0.04	0.00	271	265	314	-
		28	26.58	0.00	20.04	28.20	0.35	13.83	0.09	0.03	0.00	295	274	326	-
		29	27.04	0.00	19.43	28.25	0.23	14.04	0.05	0.03	0.00	272	264	311	-
		30	26.29	0.00	19.74	27.27	0.22	14.34	0.03	0.05	0.00	300	274	328	-
		31	26.51	0.00	19.54	27.49	0.25	14.39	0.04	0.04	0.00	293	271	323	-
		32	25.97	0.00	19.61	27.61	0.35	13.87	0.10	0.03	0.00	310	277	331	-
		34	26.34	0.00	19.95	27.27	0.45	14.36	0.06	0.04	0.00	306	276	331	-
		35	25.80	0.00	19.79	26.58	0.45	14.25	0.04	0.06	0.00	317	279	335	-
		36	27.60	0.05	19.40	29.18	0.20	13.89	0.04	0.04	0.00	262	258	303	-
		37	26.46	0.00	19.43	27.94	0.24	13.55	0.06	0.04	0.00	276	267	316	-
		38	26.26	0.00	19.81	28.39	0.24	13.89	0.04	0.04	0.00	307	277	331	-
		39	28.31	0.00	20.04	28.51	0.23	13.76	0.03	0.04	0.00	236	251	292	-
		40	27.19	0.00	19.48	28.30	0.27	14.08	0.05	0.04	0.00	268	263	310	-
		41	25.33	0.00	19.17	26.32	0.24	14.09	0.07	0.04	0.00	317	278	333	-

A.3 Chimie des phyllosilicates et tectosilicates et calcul thermobarométrique

42	25.92	0.00	19.75	27.20	0.23	13.83	0.02	0.06	0.00	303	276	330	-
43	26.46	0.00	20.02	27.44	0.18	14.30	0.03	0.04	0.00	299	274	328	-
44	27.17	0.00	19.68	27.93	0.35	14.23	0.08	0.03	0.00	272	265	313	-
48	27.26	0.00	20.29	27.25	0.27	13.92	0.04	0.03	0.00	256	263	310	-
49	26.70	0.00	20.01	28.56	0.27	13.42	0.08	0.04	0.00	282	270	321	-
50	26.16	0.00	19.88	28.38	0.18	14.00	0.03	0.02	0.00	320	279	334	-
51	27.92	0.05	19.76	28.14	0.26	14.16	0.02	0.05	0.00	245	255	298	-
53	26.99	0.00	19.11	28.01	0.34	14.06	0.05	0.03	0.00	269	261	308	-
56	26.12	0.00	19.63	27.21	0.14	14.11	0.07	0.03	0.00	296	274	327	-
57	26.65	0.00	19.69	28.31	0.16	13.87	0.07	0.03	0.00	283	270	321	-
59	26.55	0.00	19.65	27.92	0.19	14.09	0.03	0.03	0.00	291	271	322	-
60	26.43	0.00	20.28	28.63	0.16	13.34	0.01	0.02	0.00	291	275	328	-
61	25.97	0.00	19.98	27.67	0.21	13.87	0.07	0.04	0.00	313	279	335	-
62	25.75	0.00	20.23	27.79	0.20	14.09	0.03	0.04	0.00	358	286	345	-
64	26.53	0.00	19.91	27.49	0.30	14.37	0.04	0.04	0.00	298	274	327	-
65	26.53	0.17	20.03	27.62	0.42	14.39	0.09	0.03	0.00	300	274	328	-
66	26.92	0.00	19.70	27.16	0.41	14.25	0.03	0.04	0.00	270	265	314	-
67	27.02	0.00	20.04	27.57	0.34	14.50	0.06	0.02	0.00	285	270	320	-
68	27.82	0.00	19.37	27.46	0.25	14.22	0.00	0.05	0.00	241	251	292	-
69	25.94	0.00	20.05	27.26	0.26	13.92	0.05	0.03	0.00	311	279	335	-
70	25.73	0.00	19.95	27.98	0.29	13.80	0.06	0.03	0.00	337	283	341	-
72	26.04	0.00	20.07	28.09	0.29	13.64	0.08	0.05	0.00	311	279	335	-
73	26.53	0.00	20.04	27.99	0.30	13.95	0.02	0.04	0.00	295	274	327	-
74	26.24	0.00	19.94	27.15	0.33	14.16	0.03	0.03	0.00	298	275	329	-
75	26.02	0.00	19.60	28.19	0.43	13.89	0.04	0.04	0.00	320	278	333	-
76	26.68	0.00	19.73	28.18	0.28	14.27	0.00	0.04	0.00	296	272	324	-
77	27.85	0.00	19.39	28.02	0.51	13.96	0.01	0.03	0.00	244	252	294	-
78	26.12	0.00	20.09	27.76	0.21	14.12	0.02	0.04	0.00	317	280	336	-
79	28.04	0.00	19.97	27.49	0.23	14.12	0.03	0.04	0.00	236	252	294	-
80	26.63	0.00	19.88	28.97	0.25	13.52	0.02	0.04	0.00	288	272	324	-
81	26.55	0.00	20.10	28.21	0.19	13.51	0.06	0.03	0.00	285	272	324	-
82	25.92	0.00	20.26	28.64	0.08	13.51	0.08	0.05	0.00	326	283	340	-
83	25.85	0.00	20.59	27.89	0.25	13.72	0.07	0.03	0.00	341	285	344	-
87	27.24	0.06	19.64	27.74	0.45	14.21	0.04	0.02	0.00	265	262	309	-
89	26.46	0.00	19.87	26.80	0.43	14.28	0.04	0.03	0.00	289	272	324	-
90	25.85	0.00	19.64	26.92	0.38	14.30	0.06	0.03	0.00	320	279	334	-
91	26.77	0.05	19.65	27.63	0.38	14.12	0.03	0.05	0.00	277	267	317	-

95	26.73	0.00	20.32	28.13	0.36	13.97	0.01	0.04	0.00	292	274	327	-
96	26.53	0.11	20.13	28.69	0.28	14.36	0.00	0.02	0.00	319	278	334	-
97	26.58	0.06	19.34	28.07	0.45	14.26	0.04	0.05	0.00	295	270	321	-
98	26.68	0.10	19.64	27.43	0.28	14.42	0.03	0.03	0.00	286	269	319	-
100	26.41	0.00	19.79	28.20	0.30	14.39	0.02	0.03	0.00	317	277	332	-
103	26.80	0.00	19.72	28.33	0.26	14.12	0.02	0.03	0.00	288	270	321	-
104	27.48	0.00	19.84	27.99	0.21	14.02	0.06	0.03	0.00	256	260	306	-
105	26.34	0.00	20.38	28.12	0.22	13.95	0.02	0.02	0.00	313	279	335	-
106	26.53	0.00	19.76	28.12	0.29	14.19	0.04	0.04	0.00	300	274	327	-
107	26.53	0.00	19.60	27.99	0.36	14.22	0.06	0.03	0.00	298	273	325	-
108	27.12	0.08	19.62	27.42	0.29	14.26	0.05	0.02	0.00	265	262	309	-
109	26.02	0.00	19.44	27.16	0.25	14.31	0.04	0.05	0.00	306	275	329	-
110	28.19	0.00	19.93	26.89	0.44	13.71	0.04	0.03	0.00	217	246	285	-
111	26.19	0.00	19.46	27.22	0.46	14.39	0.05	0.02	0.00	307	275	328	-
112	27.85	0.00	19.49	28.86	0.39	14.40	0.01	0.05	0.00	265	259	304	-
113	26.63	0.00	19.59	27.93	0.39	14.59	0.02	0.03	0.00	304	273	326	-
115	26.82	0.02	19.72	27.95	0.22	13.84	0.04	0.03	0.00	272	266	315	-
118	26.90	0.00	19.69	26.96	0.42	14.16	0.02	0.03	0.00	266	264	312	-
120	26.73	0.00	19.43	27.24	0.27	13.84	0.00	0.02	0.00	264	262	309	-
121	27.19	0.00	19.49	28.44	0.34	14.30	0.04	0.03	0.00	278	265	313	-
123	26.82	0.00	19.28	27.93	0.34	14.16	0.02	0.02	0.00	277	265	314	-
124	27.97	0.00	19.48	27.51	0.25	14.38	0.00	0.03	0.00	244	251	292	-
127	27.34	0.00	19.50	27.78	0.26	14.26	0.07	0.05	0.00	264	260	306	-
128	26.55	0.00	19.53	28.30	0.19	13.92	0.00	0.04	0.00	286	270	321	-
129	27.58	0.00	20.16	28.13	0.31	14.41	0.02	0.02	0.00	270	264	313	-
131	26.21	0.00	19.59	27.14	0.34	14.23	0.01	0.03	0.00	296	273	326	-
132	26.36	0.00	19.70	27.68	0.48	14.41	0.01	0.03	0.00	312	276	330	-
134	26.55	0.00	19.32	27.68	0.48	13.93	0.03	0.04	0.00	280	267	317	-
135	27.34	0.00	19.28	27.68	0.29	14.40	0.01	0.03	0.00	263	259	304	-
136	28.02	0.00	19.43	28.53	0.42	14.22	0.00	0.03	0.00	254	254	296	-
141	27.46	0.00	20.00	28.23	0.42	14.54	0.00	0.03	0.00	278	266	315	-
142	26.68	0.00	19.15	27.80	0.41	14.48	0.00	0.03	0.00	288	268	318	-
143	25.58	0.00	19.37	27.81	0.42	14.53	0.01	0.03	0.00	480	285	344	-
144	27.14	0.00	19.42	27.88	0.49	14.27	0.01	0.03	0.00	272	263	311	-
145	26.80	0.00	19.10	27.99	0.29	14.31	0.00	0.02	0.00	282	265	313	-
146	28.19	0.00	19.02	29.27	0.40	14.10	0.05	0.04	0.00	261	250	291	-
147	26.07	0.00	19.57	26.86	0.48	14.11	0.03	0.02	0.00	298	274	327	-

A.3 Chimie des phyllosilicates et tectosilicates et calcul thermobarométrique

149	26.75	0.00	19.26	28.11	0.41	14.28	0.02	0.03	0.00	288	268	318	-	
153	26.58	0.00	19.69	27.89	0.40	14.34	0.00	0.05	0.00	299	273	325	-	
154	27.21	0.00	19.40	27.76	0.46	14.47	0.04	0.03	0.00	271	263	310	-	
155	26.07	0.11	19.48	27.61	0.43	14.32	0.03	0.03	0.00	316	276	330	-	
157	27.04	0.13	19.21	28.10	0.39	14.13	0.01	0.02	0.00	268	261	307	-	
158	26.48	0.00	19.53	28.08	0.39	14.28	0.00	0.04	0.00	302	273	326	-	
159	26.68	0.00	19.10	28.07	0.45	14.41	0.02	0.04	0.00	293	268	318	-	
160	26.97	0.00	19.45	27.99	0.42	14.51	0.04	0.02	0.00	288	267	317	-	
162	25.51	0.00	19.72	27.73	0.19	13.64	0.07	0.02	0.00	329	282	339	-	
163	26.65	0.00	19.73	28.63	0.26	13.64	0.07	0.03	0.00	285	270	321	-	
164	26.12	0.00	19.61	28.44	0.38	13.52	0.00	0.02	0.00	303	275	328	-	
165	26.58	0.00	19.42	28.73	0.52	13.51	0.07	0.04	0.00	286	269	320	-	
166	26.82	0.00	19.61	28.21	0.46	13.59	0.02	0.04	0.00	275	266	314	-	
169	27.21	0.00	19.36	27.34	0.51	14.11	0.02	0.03	0.00	257	259	304	-	
171	26.53	0.00	19.45	27.76	0.33	13.94	0.04	0.04	0.00	282	268	319	-	
172	26.92	0.00	19.68	28.88	0.27	14.24	0.02	0.03	0.00	292	271	322	-	
174	25.97	0.00	19.71	27.45	0.44	13.86	0.00	0.03	0.00	306	277	331	-	
175	26.70	0.00	19.77	28.05	0.55	13.88	0.02	0.03	0.00	284	270	321	-	
176	27.17	0.00	19.38	28.01	0.39	14.12	0.01	0.04	0.00	270	262	308	-	
177	26.41	0.00	19.45	27.91	0.52	14.21	0.03	0.04	0.00	303	273	326	-	
178	26.60	0.00	19.78	28.38	0.39	14.05	0.03	0.03	0.00	298	273	326	-	
180	26.82	0.00	19.48	28.06	0.43	13.80	0.03	0.03	0.00	273	265	314	-	
181	26.92	0.00	19.65	27.93	0.36	13.87	0.03	0.03	0.00	270	265	313	-	
182	26.73	0.00	19.72	28.43	0.35	13.73	0.02	0.02	0.00	280	269	319	-	
183	27.26	0.00	19.07	27.56	0.38	13.92	0.00	0.02	0.00	252	255	298	-	
186	27.58	0.00	19.45	27.27	0.32	14.40	0.03	0.04	0.00	254	256	299	-	
187	26.58	0.00	19.37	27.88	0.35	13.90	0.01	0.03	0.00	282	267	317	-	
188	25.51	0.00	19.72	28.04	0.27	13.58	0.00	0.04	0.00	337	283	340	-	
189	26.43	0.00	19.70	28.07	0.51	13.72	0.00	0.03	0.00	293	272	324	-	
192	26.21	0.00	19.47	27.74	0.45	14.13	0.03	0.03	0.00	305	274	328	-	
Chl2	1	26.53	0.00	19.36	29.18	0.58	13.18	0.02	0.03	0.00	283	269	319	-
	2	26.73	0.00	18.84	29.03	0.47	13.38	0.00	0.03	0.00	275	262	309	-
	3	26.65	0.00	19.39	28.25	0.53	13.26	0.01	0.04	0.00	266	264	312	-
	4	26.36	0.00	19.27	28.12	0.52	13.21	0.05	0.03	0.00	273	266	316	-
	5	26.02	0.02	19.14	28.74	0.71	13.11	0.05	0.03	0.00	297	272	324	-
	6	26.92	0.00	19.54	28.21	0.57	12.77	0.04	0.03	0.00	246	259	304	-
	12	26.85	0.00	19.24	28.78	0.42	12.75	0.05	0.02	0.00	252	258	304	-

13	27.09	0.00	19.07	28.96	0.68	12.84	0.03	0.03	0.00	251	256	300	-
14	26.99	0.00	18.80	29.50	0.51	13.05	0.03	0.03	0.00	266	258	303	-
15	26.95	0.00	19.05	28.63	0.47	13.03	0.04	0.02	0.00	255	257	301	-
16	26.04	0.00	19.39	28.41	0.71	13.17	0.03	0.02	0.00	298	273	326	-
17	25.73	0.00	19.50	27.97	0.54	13.22	0.00	0.02	0.00	305	276	330	-
18	27.48	0.03	19.37	28.95	0.47	13.31	0.00	0.03	0.00	251	255	299	-
19	26.9	0.00	19.49	27.88	0.57	13.25	0.00	0.02	0.00	256	260	306	-
21	27.21	0.00	18.84	29.08	0.51	13.33	0.03	0.02	0.00	258	256	300	-
22	25.65	0.00	19.23	28.47	0.50	13.07	0.02	0.03	0.00	305	276	330	-
23	27.48	0.00	19.44	28.50	0.56	13.15	0.01	0.02	0.00	244	254	296	-
24	27.24	0.00	19.36	28.71	0.51	12.94	0.04	0.02	0.00	248	256	299	-
26	26.63	0.00	19.48	28.88	0.49	13.19	0.04	0.03	0.00	277	267	317	-
27	25.26	0.00	19.48	28.58	0.62	12.66	0.03	0.03	0.00	329	282	339	-
28	25.85	0.00	19.06	28.33	0.58	12.94	0.04	0.03	0.00	288	271	322	-
30	25.6	0.00	19.28	28.34	0.42	13.08	0.02	0.02	0.00	307	276	331	-
31	26.87	0.00	19.09	28.98	0.55	13.42	0.00	0.02	0.00	272	263	310	-
33	25.51	0.08	19.11	28.13	0.38	13.23	0.01	0.03	0.00	307	275	329	-
34	26.19	0.00	19.25	27.66	0.44	13.30	0.02	0.04	0.00	273	267	316	-
36	26.7	0.00	19.12	28.04	0.46	13.11	0.00	0.04	0.00	256	259	305	-
37	26.07	0.00	19.41	29.77	0.58	12.90	0.04	0.04	0.00	305	276	330	-
38	26.09	0.00	18.89	28.91	0.52	12.83	0.03	0.02	0.00	282	267	317	-
39	25.97	0.00	19.19	28.50	0.71	13.03	0.05	0.03	0.00	294	272	324	-
40	25.53	0.00	19.53	29.52	0.40	12.67	0.00	0.03	0.00	323	281	337	-
41	26.65	0.00	19.24	29.27	0.49	12.91	0.03	0.02	0.00	271	264	312	-
42	26.16	0.00	19.30	29.27	0.44	12.83	0.04	0.04	0.00	289	271	322	-
45	26.26	0.00	19.18	28.40	0.45	13.00	0.01	0.03	0.00	271	266	315	-
46	26.07	0.00	19.24	29.05	0.46	13.11	0.00	0.04	0.00	296	273	325	-
47	26.43	0.00	19.59	28.78	0.73	12.94	0.02	0.03	0.00	279	269	320	-
48	26.68	0.00	18.95	28.83	0.50	13.17	0.01	0.03	0.00	269	262	308	-
49	26.43	0.00	19.27	28.15	0.46	13.44	0.00	0.02	0.00	277	267	316	-
50	26.16	0.00	18.63	28.23	0.59	12.81	0.01	0.03	0.00	266	262	308	-
51	25.92	0.00	19.28	29.20	0.45	13.04	0.04	0.01	0.00	305	275	329	-
52	25.77	0.00	19.41	28.94	0.70	13.02	0.02	0.04	0.00	313	278	333	-
53	27.19	0.00	19.43	28.18	0.60	12.97	0.00	0.03	0.00	241	255	299	-
54	27.36	0.00	19.48	28.54	0.70	12.92	0.02	0.03	0.00	242	255	298	-
55	27.17	0.00	19.57	28.58	0.63	12.85	0.05	0.01	0.00	248	258	302	-
58	26.73	0.00	19.03	29.29	0.60	12.95	0.06	0.02	0.00	271	262	310	-

A.3 Chimie des phyllosilicates et tectosilicates et calcul thermobarométrique

59	28.29	0.00	18.92	27.93	0.71	12.85	0.04	0.03	0.00	223	235	269	-
60	26.82	0.00	19.02	28.69	0.58	13.11	0.01	0.03	0.00	261	260	305	-
61	26.82	0.00	19.51	29.03	0.54	13.18	0.02	0.02	0.00	271	265	314	-
63	26.21	0.00	19.01	28.24	0.68	13.10	0.01	0.02	0.00	278	266	316	-
66	25.73	0.00	19.04	27.74	0.51	13.19	0.03	0.04	0.00	290	271	323	-
67	26.12	0.21	19.12	29.25	0.53	12.66	0.01	0.02	0.00	277	267	316	-
68	26.41	0.02	19.61	28.87	0.44	12.95	0.01	0.03	0.00	277	269	319	-
69	27.38	0.00	19.45	28.49	0.62	12.40	0.03	0.02	0.00	227	250	291	-
73	25.63	0.10	19.25	29.05	0.55	12.89	0.02	0.03	0.00	311	277	331	-
74	25.75	0.00	19.31	28.88	0.35	12.94	0.00	0.03	0.00	300	275	329	-
75	26.48	0.00	19.15	28.21	0.48	12.91	0.04	0.02	0.00	262	262	309	-
76	26.7	0.00	19.08	28.32	0.46	12.56	0.05	0.03	0.00	245	256	300	-
78	25.41	0.00	19.30	27.51	0.41	12.72	0.04	0.04	0.00	291	274	326	-
79	26.31	0.02	19.10	28.71	0.50	13.07	0.00	0.01	0.00	276	266	316	-
80	26.92	0.00	19.06	28.17	0.65	13.01	0.02	0.01	0.00	250	256	300	-
81	26.97	0.00	19.70	28.63	0.66	12.97	0.02	0.03	0.00	257	262	309	-
84	26.85	0.00	19.61	28.68	0.53	13.03	0.04	0.03	0.00	265	263	311	-
85	26.09	0.00	19.48	29.42	0.43	13.12	0.02	0.03	0.00	305	276	330	-
87	26.29	0.00	19.69	29.70	0.60	13.11	0.02	0.02	0.00	309	276	330	-
88	26.95	0.00	19.63	28.06	0.53	13.15	0.07	0.04	0.00	255	261	307	-
89	25.73	0.02	19.39	29.06	0.31	13.05	0.02	0.02	0.00	314	277	332	-
90	25.92	0.00	19.25	28.47	0.56	12.95	0.05	0.02	0.00	290	272	324	-
91	26.29	0.00	19.35	29.06	0.58	12.62	0.04	0.03	0.00	277	268	318	-
92	26.16	0.00	19.52	29.69	0.53	12.60	0.04	0.02	0.00	293	273	325	-
93	26.16	0.00	19.45	29.09	0.57	12.93	0.03	0.02	0.00	293	272	325	-
96	26.82	0.00	19.52	28.58	0.48	13.06	0.03	0.03	0.00	261	263	310	-
97	26.38	0.00	19.77	29.10	0.52	13.09	0.00	0.02	0.00	290	273	325	-
98	26.8	0.00	19.29	29.45	0.47	12.98	0.06	0.02	0.00	271	264	312	-
99	26.68	0.00	19.29	29.48	0.57	13.01	0.02	0.02	0.00	279	266	315	-
101	26.43	0.00	19.37	28.19	0.51	13.20	0.04	0.03	0.00	272	266	316	-
102	25.92	0.00	19.43	28.93	0.69	12.82	0.03	0.02	0.00	299	275	328	-
103	25.65	0.00	19.77	28.32	0.66	12.85	0.06	0.03	0.00	310	279	335	-
104	26.19	0.00	19.28	29.58	0.55	12.83	0.00	0.02	0.00	290	272	323	-
106	25.53	0.00	19.43	28.31	0.64	12.95	0.02	0.02	0.00	312	278	334	-
109	27.02	0.00	19.20	28.44	0.42	12.94	0.00	0.02	0.00	248	256	299	-
110	26.04	0.00	19.42	28.24	0.57	12.79	0.03	0.03	0.00	280	270	320	-
111	27.41	0.00	19.15	27.95	0.46	12.91	0.03	0.03	0.00	229	248	288	-

114	25.82	0.00	19.53	29.19	0.73	12.97	0.00	0.02	0.00	317	279	334	-
116	25.43	0.00	19.52	27.74	0.65	12.97	0.01	0.02	0.00	307	278	334	-
117	27.04	0.00	19.48	29.63	0.58	13.05	0.02	0.05	0.00	269	264	312	-
118	25.68	0.00	19.63	29.14	0.54	12.93	0.02	0.03	0.00	325	281	337	-
119	26.51	0.00	19.53	29.36	0.63	13.05	0.00	0.03	0.00	289	270	321	-
120	26.75	0.03	19.40	29.70	0.48	12.84	0.00	0.03	0.00	275	265	313	-
121	26.85	0.05	19.54	28.19	0.59	12.98	0.01	0.04	0.00	252	260	306	-
123	27.8	0.00	19.23	30.09	0.47	12.63	0.05	0.02	0.00	242	250	291	-
124	26.73	0.00	19.34	28.75	0.46	12.72	0.02	0.02	0.00	256	261	307	-
125	27.07	0.00	19.06	29.70	0.56	12.77	0.00	0.02	0.00	261	258	303	-
126	25.43	0.00	19.36	28.05	0.48	12.85	0.03	0.03	0.00	303	277	332	-
127	26.8	0.00	19.23	28.55	0.51	13.30	0.04	0.03	0.00	265	262	309	-
129	27.36	0.00	19.48	29.17	0.58	13.14	0.02	0.02	0.00	254	258	303	-
131	26.53	0.00	19.54	28.82	0.62	12.98	0.02	0.03	0.00	273	268	317	-
133	26.41	0.00	19.50	29.84	0.56	13.12	0.07	0.03	0.00	300	274	327	-
135	25.6	0.00	19.49	29.00	0.48	12.90	0.00	0.02	0.00	319	279	335	-
136	25.99	0.00	19.21	28.55	0.57	12.55	0.04	0.03	0.00	276	268	318	-
137	27.29	0.00	19.39	30.05	0.58	12.70	0.09	0.03	0.00	257	259	305	-
138	26.82	0.00	19.16	29.38	0.51	12.52	0.06	0.02	0.00	258	259	305	-
141	27.24	0.00	19.51	29.01	0.58	13.15	0.05	0.04	0.00	259	260	306	-
142	25.94	0.00	19.60	29.51	0.39	13.03	0.05	0.03	0.00	314	278	334	-
144	25.73	0.00	19.49	28.41	0.46	13.08	0.01	0.02	0.00	305	277	331	-
145	26.73	0.02	19.56	28.87	0.55	12.93	0.03	0.04	0.00	266	265	313	-
146	26.16	0.00	19.63	28.72	0.62	13.26	0.03	0.02	0.00	302	275	328	-
148	26.07	0.00	19.49	28.23	0.58	13.07	0.02	0.02	0.00	285	272	324	-
149	26.63	0.00	19.76	28.54	0.59	12.83	0.01	0.04	0.00	265	266	315	-
150	25.75	0.00	19.13	29.04	0.44	12.94	0.06	0.02	0.00	306	275	329	-
152	26.14	0.00	19.13	29.01	0.62	12.94	0.02	0.02	0.00	288	270	321	-
153	27.21	0.10	19.01	28.55	0.55	12.67	0.02	0.03	0.00	238	250	290	-
154	26.07	0.00	19.29	28.85	0.47	12.85	0.04	0.02	0.00	286	271	322	-
155	26.53	0.00	19.41	28.87	0.53	12.82	0.03	0.03	0.00	271	265	314	-
156	26.68	0.00	19.50	29.04	0.66	12.66	0.01	0.03	0.00	262	264	312	-
157	26.12	0.00	19.51	28.71	0.66	13.03	0.05	0.02	0.00	293	273	326	-
158	27.19	0.03	19.34	28.19	0.54	13.45	0.00	0.03	0.00	252	257	302	-
159	26.48	0.00	19.32	27.98	0.54	13.10	0.01	0.03	0.00	264	264	312	-
160	26.38	0.00	19.42	28.96	0.58	12.90	0.00	0.03	0.00	279	268	319	-
161	26.7	0.00	19.83	27.92	0.72	13.32	0.01	0.02	0.00	271	267	316	-

A.3 Chimie des phyllosilicates et tectosilicates et calcul thermobarométrique

162	25.51	0.00	19.70	28.15	0.65	13.11	0.00	0.01	0.00	323	281	338	-
164	25.6	0.02	19.45	28.73	0.45	12.93	0.01	0.01	0.00	311	278	333	-
165	26.46	0.00	19.86	29.25	0.67	12.95	0.02	0.03	0.00	289	273	325	-
166	26.29	0.00	19.20	28.87	0.55	13.27	0.03	0.03	0.00	291	270	321	-
167	26.36	0.00	19.39	28.19	0.71	13.15	0.04	0.04	0.00	279	268	318	-
168	25.94	0.00	19.31	29.10	0.59	12.88	0.03	0.03	0.00	297	274	327	-
169	25.75	0.00	19.19	28.61	0.62	13.09	0.03	0.02	0.00	306	275	329	-
170	26.43	0.00	19.40	29.39	0.68	12.90	0.01	0.02	0.00	283	270	320	-
171	25.31	0.00	19.61	28.05	0.51	12.91	0.04	0.02	0.00	319	281	338	-
172	26.04	0.00	19.27	28.99	0.51	13.02	0.02	0.03	0.00	293	273	325	-
173	26.65	0.00	19.76	29.78	0.48	13.07	0.00	0.03	0.00	286	271	323	-
174	26.75	0.16	19.79	27.45	0.57	12.99	0.01	0.01	0.00	248	260	305	-
175	27.17	0.00	19.56	29.58	0.59	13.22	0.04	0.03	0.00	268	264	312	-
176	26.26	0.00	19.70	28.41	0.51	13.05	0.02	0.03	0.00	282	271	323	-
178	26.04	0.02	20.06	28.15	0.59	13.11	0.08	0.03	0.00	300	277	331	-
179	26.53	0.00	19.59	28.23	0.52	13.03	0.02	0.02	0.00	269	266	314	-
180	26.95	0.00	19.34	28.61	0.46	13.41	0.01	0.03	0.00	265	262	309	-
182	26.97	0.05	19.40	28.08	0.50	13.37	0.02	0.02	0.00	255	259	305	-
184	26.97	0.00	19.04	28.91	0.49	12.85	0.06	0.02	0.00	255	257	301	-
185	26.46	0.00	19.26	29.11	0.65	13.16	0.02	0.02	0.00	283	269	319	-
187	26.9	0.00	19.59	27.45	0.71	12.67	0.03	0.03	0.00	241	256	300	-
189	26.16	0.00	19.58	28.09	0.56	13.22	0.03	0.02	0.00	286	272	323	-
191	25.9	0.00	19.59	28.58	0.39	13.36	0.03	0.02	0.00	310	277	332	-
193	26.07	0.05	19.85	28.51	0.59	13.25	0.02	0.03	0.00	303	276	331	-
194	26.12	0.00	19.71	28.89	0.59	13.07	0.02	0.02	0.00	297	275	329	-
195	26.7	0.00	19.79	28.94	0.64	13.11	0.04	0.03	0.00	278	269	319	-
196	25.7	0.00	19.76	29.15	0.45	12.92	0.00	0.02	0.00	320	281	337	-
197	25.77	0.00	19.55	29.24	0.60	12.87	0.03	0.03	0.00	319	279	334	-
198	27.21	0.00	19.35	28.64	0.55	12.98	0.01	0.03	0.00	250	256	300	-
199	25.97	0.00	19.57	29.27	0.48	12.53	0.02	0.02	0.00	290	274	326	-
200	26.48	0.00	19.49	28.07	0.67	12.96	0.03	0.03	0.00	265	265	314	-
201	26.99	0.00	19.59	29.42	0.48	12.41	0.05	0.02	0.00	254	260	306	-
202	26.26	0.00	19.13	29.73	0.63	13.04	0.01	0.02	0.00	299	272	324	-
203	26.82	0.00	19.62	27.61	0.60	12.91	0.00	0.02	0.00	245	259	304	-
204	26.26	0.00	19.71	27.61	0.47	12.78	0.03	0.02	0.00	264	266	315	-
206	25.68	0.00	19.69	28.35	0.62	13.11	0.03	0.03	0.00	318	280	336	-
208	26.19	0.00	19.61	29.39	0.39	12.91	0.01	0.02	0.00	295	274	326	-

	211	26.34	0.00	19.84	27.74	0.71	13.10	0.00	0.04	0.00	273	270	320	-
	212	27.26	0.00	19.96	29.01	0.53	13.04	0.03	0.03	0.00	259	262	309	-
	213	27.41	0.00	19.55	28.55	0.67	13.20	0.00	0.02	0.00	250	257	301	-
	214	26.65	0.00	19.43	27.19	0.55	12.85	0.02	0.04	0.00	245	258	302	-
	215	25.24	0.00	19.60	28.36	0.50	12.96	0.03	0.04	0.00	338	284	342	-
	216	27.14	0.00	19.41	28.79	0.71	12.71	0.01	0.02	0.00	245	257	301	-
	217	25.92	0.00	19.25	28.65	0.57	12.79	0.00	0.03	0.00	286	271	323	-
	218	25.58	0.00	19.58	28.33	0.51	13.16	0.04	0.02	0.00	320	280	336	-
	219	25.26	0.00	19.29	28.07	0.65	12.98	0.02	0.03	0.00	323	280	337	-
	221	26.16	0.00	19.45	28.77	0.44	13.07	0.02	0.02	0.00	288	272	323	-
	222	26.04	0.00	19.39	28.41	0.51	12.74	0.01	0.02	0.00	280	269	320	-
	224	25.26	0.00	19.79	28.17	0.41	12.66	0.04	0.03	0.00	317	282	339	-
	1	27.63	0.00	20.23	25.18	0.38	16.06	0.04	0.04	0.00	273	265	313	-
	2	28.24	0.00	20.50	25.89	0.34	15.65	0.05	0.03	0.00	254	259	304	-
	6	27.07	0.05	21.01	25.64	0.30	14.97	0.11	0.03	0.00	281	272	324	-
	7	26.65	0.11	20.34	26.61	0.39	15.24	0.01	0.05	0.00	312	277	332	-
	10	27.68	0.00	20.71	24.70	0.30	15.52	0.02	0.03	0.00	254	262	309	-
	12	26.41	0.03	20.70	25.69	0.47	15.20	0.03	0.04	0.00	319	281	337	-
	13	26.09	0.00	20.99	26.53	0.36	15.02	0.01	0.03	0.00	443	289	350	-
	18	26.48	0.10	19.89	25.73	0.18	15.24	0.02	0.03	0.00	296	272	324	-
	22	25.94	0.17	20.95	26.66	0.31	14.69	0.01	0.02	0.00	363	287	347	-
	23	25.46	0.00	20.62	25.91	0.44	14.05	0.00	0.04	0.00	344	286	346	-
	24	25.73	0.21	20.18	26.85	0.46	14.46	0.04	0.02	0.00	341	283	341	-
	27	27.36	0.03	20.75	25.13	0.24	15.55	0.07	0.03	0.00	272	268	318	-
Ch13	30	24.85	0.08	20.38	24.65	0.45	14.31	0.04	0.04	0.00	382	289	350	-
	33	26.24	0.10	20.88	25.97	0.34	14.93	0.00	0.02	0.00	326	282	340	-
	34	26.99	0.05	20.90	26.22	0.39	15.27	0.03	0.03	0.00	299	276	331	-
	36	25.53	0.00	20.66	26.08	0.27	14.73	0.05	0.02	0.00	446	290	352	-
	38	26.97	0.00	20.43	26.22	0.39	15.33	0.01	0.02	0.00	296	274	327	-
	42	28.29	0.00	20.87	27.08	0.42	14.69	0.07	0.04	0.00	249	260	305	-
	48	26.02	0.02	20.80	27.01	0.38	14.39	0.06	0.02	0.00	354	286	345	-
	51	26.41	0.00	20.59	26.00	0.36	14.49	0.13	0.03	0.00	300	277	331	-
	52	26.21	0.00	19.96	25.77	0.36	15.47	0.07	0.04	0.00	327	280	336	-
	53	26.60	0.00	20.53	24.54	0.33	15.71	0.04	0.04	0.00	302	276	330	-
	54	26.24	0.02	20.76	25.83	0.31	15.73	0.02	0.02	0.00	379	287	346	-
	56	26.19	0.00	20.84	26.21	0.43	14.94	0.08	0.02	0.00	347	285	344	-
	57	25.16	0.10	20.82	26.16	0.40	14.54	0.06	0.01	0.00	-	295	359	-

A.3 Chimie des phyllosilicates et tectosilicates et calcul thermobarométrique

59	26.41	0.00	20.51	25.74	0.27	14.97	0.00	0.03	0.00	303	277	332	-
60	26.92	0.00	20.46	25.64	0.46	15.34	0.03	0.04	0.00	290	273	326	-
61	26.80	0.02	20.95	25.40	0.42	15.79	0.02	0.02	0.00	321	280	336	-
63	27.29	0.05	20.60	25.72	0.20	15.46	0.06	0.04	0.00	276	269	319	-
65	26.87	0.00	20.30	26.37	0.33	15.71	0.05	0.03	0.00	314	277	332	-
69	25.87	0.02	21.04	26.01	0.41	15.27	0.00	0.05	0.00	447	292	354	-
75	26.48	0.00	20.85	25.81	0.33	15.27	0.01	0.04	0.00	323	281	338	-
76	26.14	0.06	21.00	26.41	0.30	14.85	0.04	0.03	0.00	348	286	345	-
77	25.92	0.10	20.81	26.96	0.31	13.72	0.01	0.05	0.00	311	282	339	-
81	25.87	0.00	20.54	23.77	0.45	16.38	0.01	0.04	0.00	483	288	348	-
83	26.65	0.27	20.80	26.50	0.41	15.12	0.00	0.01	0.00	310	278	333	-
84	25.46	0.17	20.62	26.68	0.43	14.11	0.02	0.04	0.00	370	288	348	-
85	25.99	0.00	20.34	25.61	0.24	14.71	0.00	0.03	0.00	312	279	335	-
87	26.02	0.00	20.73	25.48	0.49	15.45	0.05	0.02	0.00	382	287	347	-
89	26.68	0.02	20.65	25.28	0.36	16.03	0.02	0.03	0.00	327	280	336	-
91	25.73	0.00	20.03	25.50	0.23	14.92	0.04	0.04	0.00	331	282	339	-
92	26.31	0.05	20.75	26.39	0.36	15.49	0.04	0.03	0.00	371	286	346	-
93	27.68	0.00	20.40	26.31	0.34	15.19	0.04	0.03	0.00	264	264	311	-
94	26.70	0.00	20.60	25.42	0.34	14.76	0.02	0.02	0.00	282	272	324	-
95	26.77	0.00	21.08	25.40	0.40	14.84	0.05	0.02	0.00	288	275	329	-
97	26.97	0.00	20.60	26.01	0.43	15.69	0.04	0.03	0.00	312	277	332	-
100	26.48	0.00	20.50	25.32	0.29	15.61	0.05	0.02	0.00	319	279	335	-
101	26.07	0.00	20.01	24.94	0.29	15.86	0.04	0.04	0.00	338	281	338	-
102	26.70	0.00	20.25	26.34	0.49	15.35	0.05	0.03	0.00	314	277	332	-
103	26.58	0.00	20.73	26.33	0.27	15.40	0.00	0.04	0.00	330	282	339	-
104	25.63	0.17	20.89	25.92	0.42	15.11	0.03	0.03	0.00	457	291	353	-
105	26.26	0.00	20.70	25.66	0.24	15.12	0.03	0.03	0.00	320	281	338	-
106	26.77	0.11	20.32	26.22	0.30	14.67	0.06	0.03	0.00	279	270	321	-
110	27.19	0.05	20.09	25.32	0.25	15.73	0.04	0.04	0.00	278	267	316	-
111	26.09	0.03	20.00	25.61	0.38	15.45	0.03	0.03	0.00	332	281	337	-
112	25.77	0.03	20.51	26.16	0.39	14.52	0.14	0.03	0.00	346	285	344	-
116	26.53	0.19	20.08	25.84	0.33	15.51	0.02	0.05	0.00	306	275	328	-
117	26.95	0.00	20.34	26.08	0.33	15.05	0.03	0.04	0.00	285	271	322	-
118	27.29	0.00	20.11	25.86	0.21	16.12	0.00	0.02	0.00	291	270	321	-
119	26.82	0.00	20.23	25.81	0.29	15.81	0.06	0.04	0.00	309	276	330	-
122	27.51	0.00	20.56	26.06	0.44	15.72	0.00	0.02	0.00	284	270	321	-
124	26.63	0.00	19.94	25.06	0.32	15.59	0.01	0.03	0.00	293	272	324	-

	125	26.75	0.08	20.34	25.85	0.38	15.75	0.07	0.05	0.00	314	277	331	-
	128	26.87	0.00	20.52	25.56	0.22	16.49	0.00	0.02	0.00	332	280	337	-
	131	27.12	0.02	20.22	25.88	0.39	15.48	0.02	0.02	0.00	284	270	321	-
	134	26.14	0.00	20.44	25.07	0.31	15.54	0.01	0.04	0.00	333	282	339	-
	17	24.45	0.06	19.45	38.04	0.16	7.02	0.00	0.00	0.00	327	288	348	-
	18	24.52	0.05	19.42	37.26	0.16	7.33	0.00	0.00	0.00	319	286	345	-
	19	24.18	0.06	19.49	38.40	0.20	6.64	0.00	0.00	0.00	358	291	353	-
	20	24.76	0.04	20.28	35.10	0.28	9.30	0.00	0.00	0.00	-	295	359	-
	21	24.09	0.05	19.53	36.80	0.20	7.81	0.03	0.00	0.00	-	295	359	-
	22	24.62	0.04	20.34	34.14	0.25	9.17	0.00	0.00	0.00	361	293	356	-
PEN (PEN19-1-07)	23	24.69	0.05	20.20	34.36	0.21	9.57	0.00	0.00	0.00	382	294	358	-
	24	24.35	0.05	19.87	37.59	0.20	6.89	0.00	0.00	0.00	343	290	352	-
	25	24.53	0.06	20.12	36.31	0.24	8.24	0.00	0.00	0.00	368	294	358	-
	26	25.15	0.05	20.32	34.87	0.27	8.87	0.00	0.00	0.00	314	286	345	-
	27	25.50	0.07	20.50	35.53	0.19	8.69	0.00	0.00	0.00	293	283	341	-
	28	24.47	0.06	20.09	35.85	0.22	8.85	0.00	0.00	0.00	-	297	362	-
	29	24.97	0.05	19.66	35.93	0.15	8.34	0.00	0.00	0.00	305	283	341	-
	30	25.09	0.06	20.10	33.85	0.17	9.75	0.02	0.00	0.00	331	287	346	-
	7	24.73	0.18	20.67	33.32	0.13	8.92	0.00	0.00	0.07	313	287	347	348
	8	24.77	0.19	20.51	33.89	0.15	8.61	0.04	0.04	0.00	307	286	345	348
	9	24.51	0.29	20.18	33.86	0.17	8.37	0.04	0.04	0.09	304	284	342	357
	10	25.36	0.33	20.31	33.34	0.15	8.39	0.09	0.07	0.14	263	271	323	260
BF (BF19-04)	11	25.01	0.12	20.44	32.78	0.11	8.42	0.04	0.07	0.17	271	277	332	273
	12	24.90	0.13	20.71	34.07	0.17	8.49	0.00	0.00	0.09	309	286	345	335
	13	24.89	0.10	20.52	33.60	0.16	8.48	0.03	0.00	0.00	297	283	341	306
	14	24.84	0.12	19.46	33.76	0.17	8.43	0.05	0.06	0.06	277	275	329	338
	15	25.13	0.13	19.87	34.38	0.16	8.46	0.03	0.00	0.10	279	277	332	335
	16	25.18	0.11	20.01	33.59	0.17	8.43	0.05	0.00	0.04	269	274	328	282

T (V) : Vidal et al. (2001, 2005, 2006) ; T (CN) : Cathelineau and Nieva (1985) ; T (C) : Cathelineau (1988) ; T (B) : Bourdelle et al. (2013).

Tableau A.14: Résumé analytique des compositions chimiques de phengite (en wt%) obtenues à l'EPMA.

Sample	Analysis n°	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
	3	49.83	0.03	25.48	4.49	0.06	2.47	0.12	0.19	9.96
	6	49.64	0.02	25.90	3.97	0.06	2.40	0.06	0.28	9.96
	8	49.18	0.03	25.99	4.22	0.04	2.45	0.08	0.60	10.15
	17	49.95	0.02	25.02	4.20	0.04	2.59	0.11	0.70	10.04
	19	49.92	0.02	25.69	5.11	0.03	2.46	0.13	0.22	9.85
	21	48.83	0.02	25.62	4.81	0.03	2.59	0.10	0.44	9.82
	22	49.60	0.03	25.44	4.60	0.05	2.48	0.13	0.54	10.20
	24	50.72	0.02	25.78	4.56	0.03	2.50	0.00	0.82	9.84
	34	50.30	0.02	26.16	4.04	0.05	2.60	0.09	0.32	10.15
	35	49.92	0.02	25.61	4.50	0.04	2.43	0.06	0.32	10.04
	36	50.27	0.02	25.77	4.29	0.05	2.49	0.02	0.16	10.09
	37	49.06	0.02	25.31	4.75	0.03	2.33	0.15	0.70	9.97
	39	49.55	0.02	25.69	4.84	0.04	2.40	0.19	0.63	9.90
	44	52.28	0.03	25.45	3.92	0.06	2.40	0.00	0.54	10.24
	46	48.59	0.02	25.71	4.67	0.04	2.46	0.06	0.57	9.96
	47	49.85	0.02	25.24	4.93	0.05	2.40	0.11	0.60	9.99
	49	50.23	0.03	25.12	4.77	0.04	2.41	0.10	0.76	9.70
	67	51.00	0.03	26.02	3.91	0.04	2.43	0.13	0.32	10.05
MP (3501-5B)	68	48.80	0.02	25.83	4.74	0.05	2.51	0.07	0.25	9.95
	69	49.57	0.02	25.51	4.72	0.04	2.46	0.14	0.38	9.88
	70	50.30	0.03	24.71	5.13	0.02	2.50	0.16	0.63	9.89
	77	49.01	0.02	25.98	4.78	0.05	2.33	0.05	0.54	10.10
	78	49.36	0.02	25.96	4.47	0.04	2.49	0.00	0.35	9.99
	83	49.57	0.03	25.40	4.52	0.03	2.50	0.00	0.47	9.79
	84	49.15	0.02	25.68	4.36	0.05	2.34	0.00	0.66	10.09
	85	49.43	0.02	26.07	4.59	0.05	2.50	0.08	0.44	10.09
	86	49.18	0.02	25.83	4.48	0.04	2.39	0.14	0.32	10.04
	87	50.86	0.02	25.13	4.51	0.04	2.20	0.21	0.57	9.80
	89	49.88	0.02	25.91	4.20	0.03	2.42	0.13	0.47	9.90
	90	49.81	0.02	25.40	4.74	0.05	2.41	0.27	0.38	10.23
	96	49.88	0.02	26.39	4.74	0.04	2.46	0.09	0.57	10.35
	97	50.58	0.02	26.32	4.46	0.04	2.52	0.05	0.13	10.36
	98	48.97	0.02	26.19	4.51	0.03	2.45	0.14	0.41	10.12
	99	50.46	0.02	26.90	4.51	0.06	2.35	0.12	0.19	10.12
	100	50.11	0.02	26.51	4.60	0.04	2.44	0.07	0.13	10.27
	101	49.74	0.02	26.42	4.01	0.05	2.52	0.03	0.28	10.32
	102	50.81	0.02	26.68	4.05	0.03	2.45	0.00	0.22	10.34

123	49.13	0.03	26.15	4.17	0.04	2.35	0.04	0.32	10.29
124	49.55	0.02	26.41	4.45	0.03	2.44	0.07	0.47	10.20
125	49.85	0.02	26.20	4.39	0.03	2.25	0.00	0.47	10.10
130	49.04	0.03	26.53	4.32	0.05	2.47	0.00	0.44	10.26
132	48.71	0.02	26.21	4.65	0.04	2.29	0.00	0.28	10.27
133	48.22	0.02	26.36	4.77	0.05	2.31	0.00	0.44	10.07
134	49.06	0.02	26.76	4.28	0.06	2.36	0.08	0.57	10.03
135	48.92	0.02	26.80	4.18	0.02	2.48	0.12	0.41	10.34
137	51.49	0.02	25.31	4.55	0.05	2.49	0.06	0.44	10.25
138	50.76	0.03	25.46	4.87	0.04	2.41	0.16	0.38	10.17
148	49.71	0.02	25.99	4.26	0.05	2.28	0.01	0.70	10.04
149	49.74	0.03	25.96	4.46	0.03	2.39	0.08	0.16	10.07
150	50.81	0.02	26.54	4.24	0.04	2.37	0.00	0.47	10.35
152	49.43	0.02	26.37	3.82	0.03	2.41	0.13	0.35	10.34
153	50.06	0.02	26.45	4.25	0.04	2.35	0.09	0.32	10.14
154	49.20	0.03	26.23	4.27	0.05	2.31	0.06	0.54	10.38
155	48.48	0.02	26.18	4.23	0.03	2.43	0.08	0.57	10.05
165	49.11	0.03	25.99	4.23	0.06	2.32	0.12	0.51	9.94
182	49.67	0.02	25.52	4.26	0.05	2.43	0.13	0.35	9.96
186	50.09	0.02	25.21	4.42	0.05	2.41	0.01	0.38	9.82
203	49.13	0.03	25.75	4.53	0.04	2.46	0.00	0.47	9.89
206	49.01	0.03	26.11	4.36	0.02	2.40	0.03	0.22	10.44
207	50.67	0.02	26.08	4.72	0.04	2.45	0.01	0.41	10.22
212	49.53	0.03	25.74	4.38	0.06	2.50	0.01	0.63	10.02
213	49.83	0.02	25.35	4.19	0.02	2.49	0.08	0.25	10.27
214	48.99	0.02	25.57	4.29	0.04	2.44	0.03	0.38	10.27
218	50.79	0.03	25.89	4.15	0.04	2.53	0.02	0.41	10.06
245	49.15	0.02	25.67	4.01	0.04	2.47	0.11	0.44	10.18
246	50.67	0.02	25.77	3.98	0.05	2.38	0.06	0.28	9.98
259	49.55	0.02	25.34	4.17	0.05	2.28	0.09	0.73	9.89
267	49.41	0.02	25.22	5.09	0.04	2.48	0.13	0.47	9.84
274	49.32	0.02	25.55	4.42	0.02	2.48	0.09	0.51	10.10
275	49.41	0.02	25.16	4.60	0.04	2.48	0.07	0.47	10.19
276	50.27	0.03	25.61	4.98	0.04	2.36	0.03	0.47	10.00
281	49.85	0.02	24.29	5.03	0.05	2.43	0.07	0.70	9.88
296	49.22	0.02	25.26	4.68	0.05	2.43	0.06	0.32	9.98
297	47.94	0.02	24.81	5.49	0.03	2.55	0.03	0.19	9.72
300	49.62	0.03	26.15	4.76	0.04	2.52	0.05	0.22	9.93
303	50.67	0.02	25.32	4.31	0.05	2.41	0.10	0.25	10.14

A.3 Chimie des phyllosilicates et tectosilicates et calcul thermobarométrique

305	49.64	0.02	25.82	4.39	0.03	2.41	0.19	0.25	9.94
306	49.67	0.03	25.92	4.50	0.04	2.45	0.00	0.25	9.71
308	50.13	0.02	25.03	4.41	0.04	2.43	0.17	0.63	9.53
309	51.67	0.02	25.91	4.54	0.03	2.35	0.21	0.47	9.69
310	49.34	0.02	25.89	4.38	0.03	2.47	0.16	0.54	9.79
315	49.04	0.02	26.11	4.26	0.06	2.53	0.00	0.35	10.34
317	49.36	0.02	25.20	4.77	0.05	2.54	0.03	0.25	10.19
318	49.27	0.03	25.56	4.71	0.04	2.51	0.06	0.57	10.34
320	49.36	0.02	25.48	4.40	0.04	2.48	0.02	0.98	9.78
321	49.85	0.02	25.22	4.33	0.04	2.44	0.09	0.35	10.03
322	49.64	0.02	25.14	4.46	0.03	2.29	0.08	0.54	9.92
325	49.88	0.02	25.47	4.33	0.03	2.22	0.05	0.41	9.88
326	50.13	0.02	26.05	4.21	0.03	2.46	0.19	0.51	9.92
327	49.08	0.03	26.18	4.60	0.02	2.46	0.13	0.66	10.05
328	48.87	0.02	25.83	4.32	0.05	2.45	0.05	0.54	10.19
329	49.81	0.02	25.45	4.43	0.04	2.58	0.06	0.66	9.99
330	49.99	0.02	25.62	4.81	0.04	2.42	0.00	0.16	10.49
331	48.62	0.02	26.27	4.67	0.05	2.44	0.03	0.22	9.92
332	48.69	0.03	26.32	5.16	0.07	2.42	0.01	0.32	9.49
339	50.60	0.02	25.26	4.33	0.05	2.42	0.08	0.54	10.14
343	49.55	0.02	26.13	4.33	0.05	2.49	0.00	0.66	10.31
345	48.55	0.03	26.38	4.37	0.04	2.38	0.05	0.44	10.23
346	49.11	0.02	26.23	4.77	0.04	2.39	0.05	0.57	10.08
347	50.27	0.02	25.65	4.58	0.03	2.30	0.01	0.63	10.12
349	49.71	0.03	26.34	4.44	0.03	2.34	0.00	0.57	9.87
352	49.27	0.03	26.09	4.37	0.04	2.25	0.04	0.54	10.16
368	50.25	0.02	25.86	3.60	0.03	2.33	0.00	0.22	9.83
369	49.74	0.02	26.40	4.16	0.02	2.32	0.05	0.00	10.23
371	50.09	0.02	25.88	4.38	0.04	2.50	0.00	0.38	10.07
373	51.07	0.03	25.70	4.02	0.04	2.41	0.07	0.44	10.24
380	50.20	0.02	25.96	4.22	0.05	2.45	0.12	0.16	10.12
381	49.53	0.02	26.10	4.23	0.04	2.48	0.08	0.06	10.05
382	49.78	0.02	26.07	4.70	0.03	2.40	0.12	0.38	9.95
383	49.90	0.02	25.47	4.55	0.05	2.43	0.09	0.63	10.04
384	49.55	0.02	25.63	4.53	0.04	2.51	0.14	0.57	9.95
386	49.34	0.02	26.31	4.42	0.04	2.44	0.05	0.38	9.93
387	48.92	0.03	25.94	4.73	0.05	2.49	0.22	0.19	10.01
389	50.62	0.03	25.81	4.42	0.05	2.43	0.06	0.16	10.67
398	49.41	0.02	26.00	4.47	0.04	2.34	0.31	0.92	9.53

	399	50.51	0.03	25.82	4.24	0.04	2.31	0.39	0.54	9.49	
	400	50.74	0.02	25.24	4.11	0.03	2.43	0.34	0.35	9.59	
	407	50.13	0.02	25.20	4.58	0.05	2.23	0.31	0.60	9.68	
	408	50.16	0.02	25.60	4.66	0.06	2.28	0.09	0.54	9.83	
	412	49.99	0.02	25.36	4.28	0.04	2.39	0.23	0.47	9.87	
PN (PN16-R05a)	2	47.11	0.21	31.95	1.05	0.00	1.97	0.00	0.16	10.74	
	3	47.07	0.12	30.45	1.09	0.00	1.98	0.00	0.19	10.79	
	4	49.50	0.12	32.00	1.27	0.00	2.02	0.00	0.12	10.37	
	5	51.04	0.14	29.58	1.20	0.00	1.77	0.00	0.14	10.47	
	6	48.25	0.26	31.27	1.23	0.00	2.05	0.00	0.14	10.60	
	8	49.91	0.10	31.06	1.18	0.00	2.22	0.00	0.10	10.86	
	9	49.55	0.09	30.76	1.03	0.00	2.32	0.00	0.08	10.93	
	11	48.09	0.06	31.38	0.93	0.00	1.96	0.00	0.28	10.90	
	20	49.04	0.20	31.86	1.19	0.00	2.06	0.00	0.16	11.03	
	21	47.02	0.21	30.57	1.18	0.00	1.87	0.00	0.17	10.94	
	23	48.54	0.13	30.93	1.12	0.00	2.04	0.00	0.05	10.91	
	24	47.87	0.08	30.66	1.29	0.00	1.94	0.00	0.13	11.07	
	27	48.89	0.09	31.91	1.25	0.00	1.94	0.00	0.14	10.97	
	28	48.13	0.21	31.59	1.06	0.00	1.89	0.00	0.22	10.83	
	29	48.78	0.12	32.04	1.10	0.00	2.02	0.00	0.05	10.98	
		31	48.75	0.37	29.22	1.67	0.00	2.54	0.00	0.14	10.83
		32	49.22	0.34	31.33	1.46	0.00	2.18	0.02	0.16	10.78
	35	48.62	0.05	32.06	1.87	0.00	1.70	0.05	0.20	10.73	
	36	47.06	0.47	29.68	3.30	0.00	1.95	0.00	0.11	10.69	
	37	48.77	0.47	30.76	2.38	0.00	2.06	0.00	0.12	11.14	
	42	48.98	0.32	31.31	1.69	0.00	2.02	0.00	0.15	10.95	
	43	48.90	0.26	30.90	2.02	0.00	1.99	0.00	0.15	10.86	
	44	49.10	0.49	30.37	2.11	0.00	2.12	0.00	0.15	11.02	
PEN (PEN19-2-14a)	46	48.94	0.22	31.06	1.74	0.00	2.21	0.04	0.14	10.89	
	48	49.28	0.49	30.86	2.03	0.00	2.13	0.00	0.15	10.86	
	51	49.10	0.47	29.56	2.30	0.00	2.49	0.00	0.12	11.07	
	55	48.86	0.33	30.17	2.16	0.00	2.11	0.03	0.12	11.00	
	56	49.47	0.31	30.17	2.34	0.04	2.30	0.00	0.11	11.17	
	60	48.58	0.37	30.82	2.15	0.00	1.99	0.00	0.13	11.04	
	61	47.78	0.47	29.65	2.29	0.00	2.00	0.00	0.10	10.89	
	62	48.35	0.46	30.11	2.27	0.00	2.04	0.00	0.14	10.99	
	65	49.13	0.45	30.26	2.39	0.00	2.10	0.00	0.16	10.93	
	66	47.28	0.43	29.44	2.46	0.00	2.04	0.03	0.11	10.78	

A.3 Chimie des phyllosilicates et tectosilicates et calcul thermobarométrique

69	48.66	0.26	30.17	2.50	0.00	2.22	0.00	0.12	10.94	
73	48.81	0.27	29.99	2.29	0.00	2.27	0.00	0.16	10.93	
74	48.71	0.24	30.02	2.69	0.00	2.32	0.06	0.09	10.82	
75	49.41	0.29	29.65	2.29	0.00	2.39	0.00	0.11	11.14	
76	49.28	0.28	30.25	2.39	0.00	2.33	0.00	0.08	11.10	
77	49.10	0.37	29.72	2.58	0.00	2.30	0.00	0.08	11.08	
80	49.48	0.29	30.42	2.29	0.00	2.16	0.00	0.09	11.07	
82	48.98	0.49	29.83	2.57	0.00	2.28	0.00	0.09	11.00	
83	49.33	0.33	30.67	2.31	0.00	2.28	0.03	0.10	10.73	
87	48.70	0.38	30.25	2.06	0.00	2.23	0.00	0.10	10.85	
83	49.07	0.37	29.83	2.77	0.00	2.37	0.02	0.08	11.00	
92	50.34	0.83	28.41	1.75	0.00	3.13	0.02	0.05	10.95	
94	50.00	0.49	27.87	1.90	0.00	3.25	0.00	0.09	11.12	
95	49.46	0.36	28.60	1.79	0.00	3.28	0.05	0.13	10.88	
96	50.22	0.36	28.65	1.77	0.00	3.22	0.00	0.07	11.34	
97	50.14	0.88	28.41	1.78	0.00	3.10	0.00	0.12	11.19	
98	50.49	0.56	28.10	1.80	0.00	3.21	0.00	0.13	11.27	
99	50.37	0.51	28.37	1.81	0.00	3.21	0.00	0.09	11.22	
102	49.65	0.78	28.81	1.74	0.00	3.09	0.05	0.11	10.90	
103	49.04	0.86	27.88	1.71	0.00	3.14	0.00	0.08	10.82	
104	49.95	0.64	28.06	1.70	0.00	3.28	0.00	0.08	11.13	
109	49.81	0.69	27.21	1.79	0.00	3.06	0.08	0.08	10.68	
110	49.43	0.65	27.97	1.74	0.00	3.09	0.00	0.09	11.13	
112	49.99	0.75	28.62	1.79	0.00	3.16	0.00	0.10	10.90	
LGV (LGV19-02)	113	49.93	0.68	28.34	1.62	0.00	3.17	0.00	0.06	11.18
	114	49.58	0.57	28.34	1.80	0.00	3.09	0.06	0.14	10.88
	115	48.98	0.77	27.77	1.80	0.00	3.26	0.03	0.07	11.00
	117	49.15	0.75	28.31	1.79	0.00	2.98	0.00	0.05	10.71
	118	49.89	0.82	28.77	1.65	0.00	3.13	0.00	0.09	11.20
	120	50.40	0.58	28.58	1.80	0.00	3.18	0.00	0.06	11.32
	121	50.24	0.67	27.91	1.88	0.00	3.23	0.00	0.07	11.10
	122	49.81	0.73	28.50	1.78	0.00	3.17	0.03	0.10	11.07
	123	48.67	0.84	27.67	1.70	0.00	3.06	0.03	0.07	11.05
	125	50.49	0.68	28.02	1.93	0.00	3.32	0.00	0.10	10.85
	126	50.61	0.56	28.29	1.78	0.00	3.21	0.00	0.09	11.05
	127	50.33	0.49	28.37	1.89	0.00	3.14	0.00	0.08	11.00
	128	49.73	0.58	28.10	1.88	0.00	3.02	0.00	0.06	11.14
	129	50.35	0.74	28.09	2.00	0.04	3.28	0.00	0.06	11.22

130	50.10	0.56	28.64	1.86	0.03	3.06	0.00	0.09	11.27
131	50.41	0.56	28.48	1.85	0.00	3.19	0.00	0.08	10.92
132	50.27	0.61	28.40	1.74	0.00	3.12	0.00	0.09	11.16
133	50.07	0.78	27.75	1.95	0.00	3.31	0.00	0.05	10.53
134	50.45	0.51	28.51	1.91	0.00	3.18	0.00	0.06	10.93
135	50.19	0.79	28.33	1.86	0.00	3.14	0.00	0.08	11.16
136	49.98	0.49	28.77	1.81	0.00	3.06	0.00	0.10	11.23
137	50.41	0.66	28.42	1.80	0.00	3.14	0.00	0.07	11.12
138	50.52	0.83	27.74	1.87	0.00	3.29	0.00	0.09	11.22
139	50.03	0.70	27.96	1.79	0.00	3.18	0.00	0.06	11.18
140	50.11	0.65	28.65	1.88	0.00	3.10	0.03	0.09	11.08
141	49.47	0.66	27.23	1.86	0.00	3.19	0.00	0.05	11.11
142	50.09	0.45	28.38	1.71	0.00	3.24	0.00	0.10	11.26
143	50.12	0.41	28.43	1.75	0.05	3.24	0.00	0.07	11.28
144	50.14	0.53	28.01	1.96	0.00	3.29	0.00	0.06	11.15
145	50.16	0.48	28.33	1.84	0.00	3.14	0.00	0.06	10.88
146	49.69	0.56	28.12	1.93	0.00	3.30	0.00	0.10	10.93
147	48.55	0.46	27.67	1.62	0.00	2.98	0.00	0.07	11.06
148	49.96	0.45	27.89	1.89	0.00	3.26	0.00	0.11	11.24
149	48.85	0.43	27.94	1.83	0.00	3.22	0.03	0.08	10.38
150	50.31	0.46	28.10	1.91	0.04	3.29	0.00	0.10	11.18
151	50.12	0.44	28.02	1.91	0.00	3.23	0.00	0.06	11.25
152	50.02	0.52	27.87	1.89	0.00	3.27	0.00	0.07	11.16
153	50.41	0.61	28.33	1.79	0.00	3.24	0.00	0.09	11.16

Tableau A.15 : Résumé analytique des compositions chimiques de l'albite (en wt%) de PEN (PEN19-2-14a) obtenues à l'EPMA.

Analysis n°	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O
59	69.48	0.00	19.79	0.00	0.00	0.00	0.05	12.22	0.05
60	69.33	0.00	19.86	0.02	0.00	0.00	0.06	12.30	0.05
61	68.97	0.00	19.86	0.00	0.00	0.00	0.14	12.09	0.05
62	69.08	0.00	19.75	0.03	0.00	0.00	0.05	12.25	0.07
63	68.79	0.00	19.73	0.00	0.00	0.00	0.07	12.21	0.06
64	69.10	0.00	19.68	0.00	0.00	0.00	0.08	12.09	0.06
66	69.02	0.00	19.70	0.03	0.00	0.00	0.06	12.17	0.06
67	68.85	0.00	19.85	0.03	0.00	0.00	0.13	12.38	0.04
68	69.42	0.00	19.93	0.04	0.00	0.00	0.14	12.21	0.07

A.4 Inclusions fluides (microthermométrie, Raman, LA-ICP-MS)

A.4.1 Analyse microthermométrique et développement de la plateforme au laboratoire ISTERre de Grenoble

Une partie de la microthermométrie a été réalisée à l'aide d'un microscope optique Olympus BX50, équipé d'une platine Linkam MDS600 au laboratoire GeoRessouces (Nancy, France). Les abréviations suivent la convention de [Roedder \(1984\)](#) pour la présentation des données microthermométriques : T_m CO₂ : température de fusion de la phase volatile pour les inclusions de fluide carbonique ; T_h CO₂ : température d'homogénéisation de la phase volatile pour les inclusions de fluide carbonique ; T_e : température eutectique ou eutectique apparente définie comme la température à laquelle le premier liquide apparaît dans l'inclusion de fluide congelée lors des mesures à basse température ; T_m ice : température de fusion finale de la glace ; T_m cl : température de fusion du clathrate ; T_h (L ou V) : température d'homogénéisation totale (L vers la phase liquide ou V vers la phase vapeur respectivement). La calibration de la platine microthermométrique a été effectuée à -56.6 °C, 0 °C et 165.5 °C à l'aide d'étalons d'inclusions fluides synthétiques ou naturelles. La précision de la mesure était de ± 0.2 °C à 0.5 °C pour le refroidissement et de ± 1 °C pour le chauffage. Les calculs de salinité ont été effectués dans le système H₂O-NaCl en utilisant les données de [Bodnar and Vityk \(1994\)](#) pour les fluides aqueux.

Le laboratoire ISTERre de Grenoble est équipé depuis 2021 d'une platine microthermométrique Linkam THMS600 couplée à un microscope optique Olympus BX53. Les standards utilisés pour la calibration de la platine sont un quartz synthétique contenant des inclusions fluides à H₂O-NaOH et un échantillon de quartz naturel (Campério) contenant des inclusions à H₂O-CO₂ ([Figure A.38](#)). Les inclusions servant de standard à Grenoble ont été mesurées au laboratoire GeoRessouces de Nancy. Afin de calibrer la platine sur une large gamme de températures, nous utilisons trois mesures de températures indépendantes : (1) la température de fusion de la phase volatile pour les inclusions de fluide carbonique CO₂ (T_m CO₂ ; [Figure A.41](#)) ; (2) la température de fusion de glace de H₂O (T_m H₂O ; [Figure A.39](#)) ; et (3) la température d'homogénéisation de H₂O (T_h H₂O ; [Figure A.40](#)). La température réelle de fusion de glace CO₂ de l'échantillon Campério est de -56.6 °C, ce qui correspond à la température de fusion du CO₂ pur. La température réelle de fusion de glace H₂O du quartz synthétique est de -1.2 °C, ce qui est légèrement plus faible que l'H₂O pure, en raison de la présence de NaOH en solution. Enfin la température d'homogénéisation en phase liquide de l'H₂O du quartz synthétique est de 254.0 °C, correspondant à la température minimale de cristallisation du quartz synthétique.

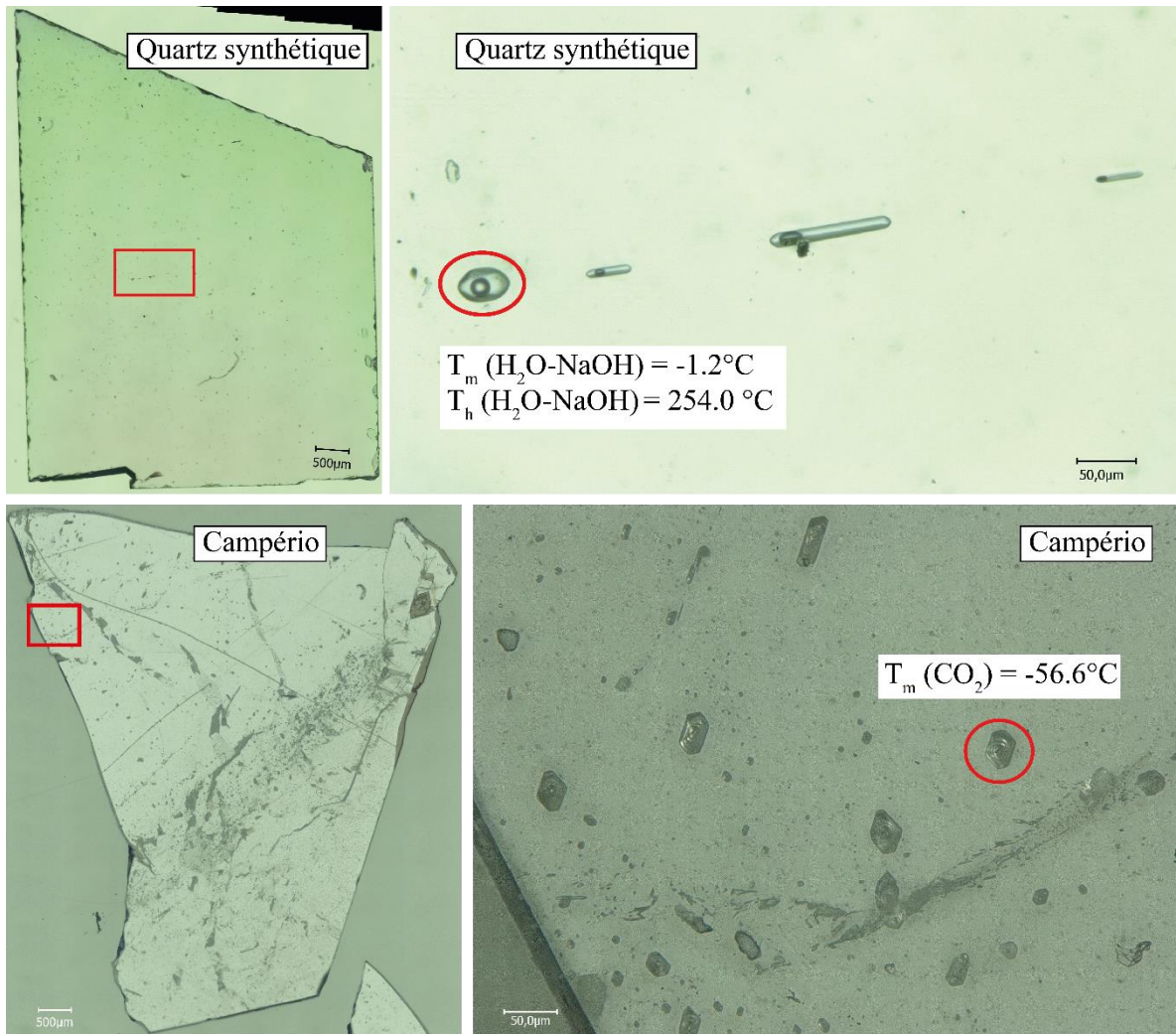


Figure A.38: Images des standards d'inclusions fluides synthétiques (quartz synthétique) et naturelles (Campério) utilisés pour la calibration au laboratoire Géoressources (Nancy) et au laboratoire ISTERre (Grenoble). Le quartz synthétique contient des inclusions fluides à H₂O-NaOH permettant de calibrer la température de fusion de glace ($T_m = -1.2^\circ\text{C}$) et la température d'homogénéisation ($T_h = 254.0^\circ\text{C}$). Le standard naturel Campério contient des inclusions fluides à H₂O-CO₂ permettant de réaliser la calibration avec la température de fusion de la phase volatile pour les inclusions de fluide carbonique ($T_m \text{ CO}_2 = -56.6^\circ\text{C}$).

Les températures de $T_m \text{ CO}_2$, $T_m \text{ H}_2\text{O}$ et $T_h \text{ H}_2\text{O}$ mesurées sur la platine de Grenoble sur une période de plus de 2 mois nous indiquent que les mesures sont reproductibles et que l'écart-type à 3 sigma est relativement faible ($T_m \text{ CO}_2 = 0.5^\circ\text{C}$, $T_m \text{ H}_2\text{O} = 0.1^\circ\text{C}$ et $T_h \text{ H}_2\text{O} = 0.3^\circ\text{C}$; [Figure A.42](#)). On peut donc considérer que la plateforme microthermométrique d'ISTERre permet l'acquisition de données fiables grâce à la calibration à réaliser avant et après chaque session d'analyse microthermométrique sur les inclusions fluides.

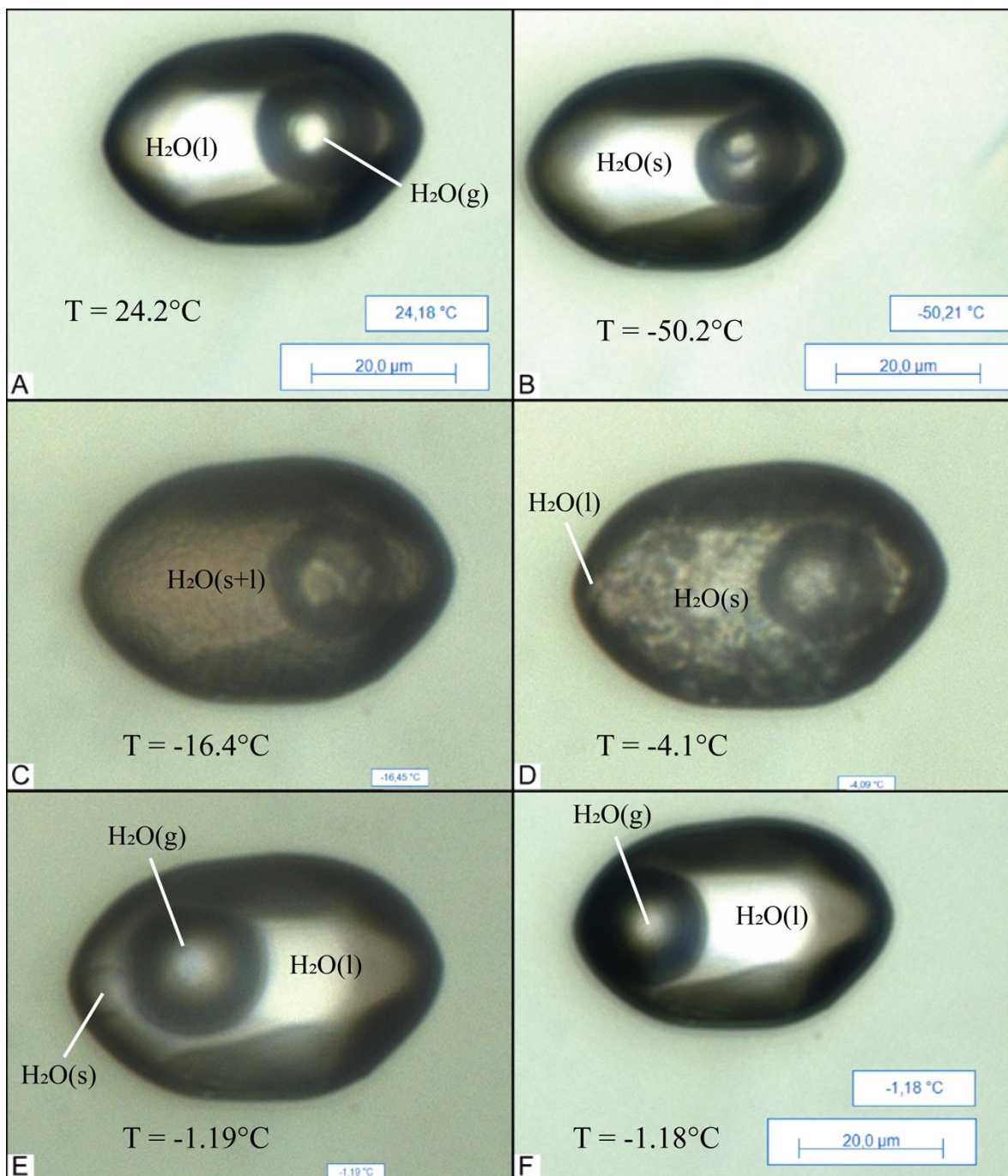


Figure A.39 : Images à différentes températures de l'inclusion fluide (IF) standard du quartz synthétique : (a) à température ambiante l'IF est biphasée avec une phase vapeur (bulle) dans une phase liquide ; (b) à faible température (-50.2 °C) IF monophasée en phase solide ; (c) à $T = -16.5$ °C, début de la fusion de la glace correspondant à la température de l'eutectique (T_e) ; (d) fusion de la glace ; (e) à $T = -1.19$ °C, juste avant la T_m ice, IF triphasée avec phase vapeur (bulle), solide (dernier morceau de glace), liquide englobant l'ensemble ; (f) à $T = -1.19$ °C, juste après la fusion de la glace, retour à une IF biphasée à vapeur-liquide.

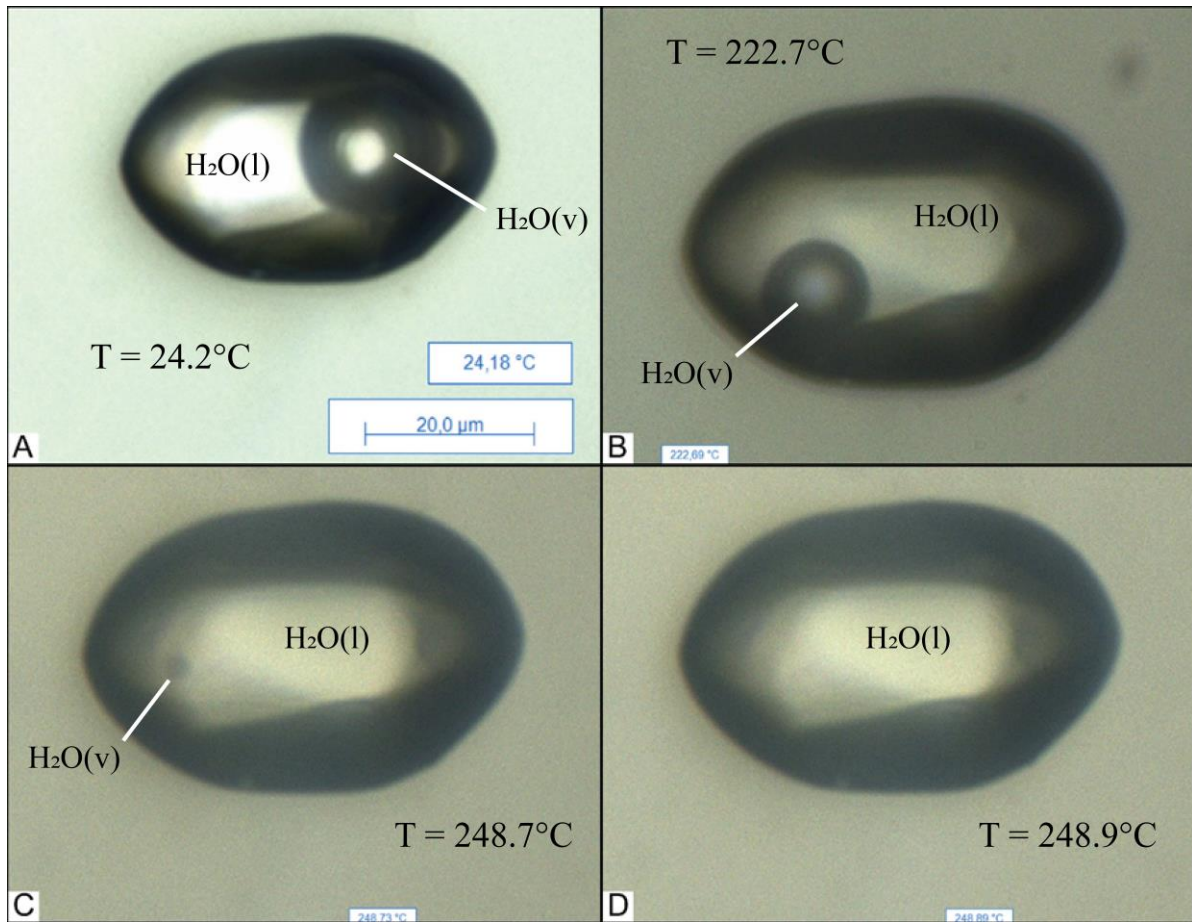


Figure A.40 : Images de l'inclusion fluide (IF) standard du quartz synthétique lors de l'augmentation de la température : (a,b) Diminution de la phase vapeur ; (c) à T = 248.7°C, bulle de gaz très petite, juste avant l'homogénéisation complète ; (d) T = 248.9°C, juste après l'homogénéisation en phase liquide le l'IF.

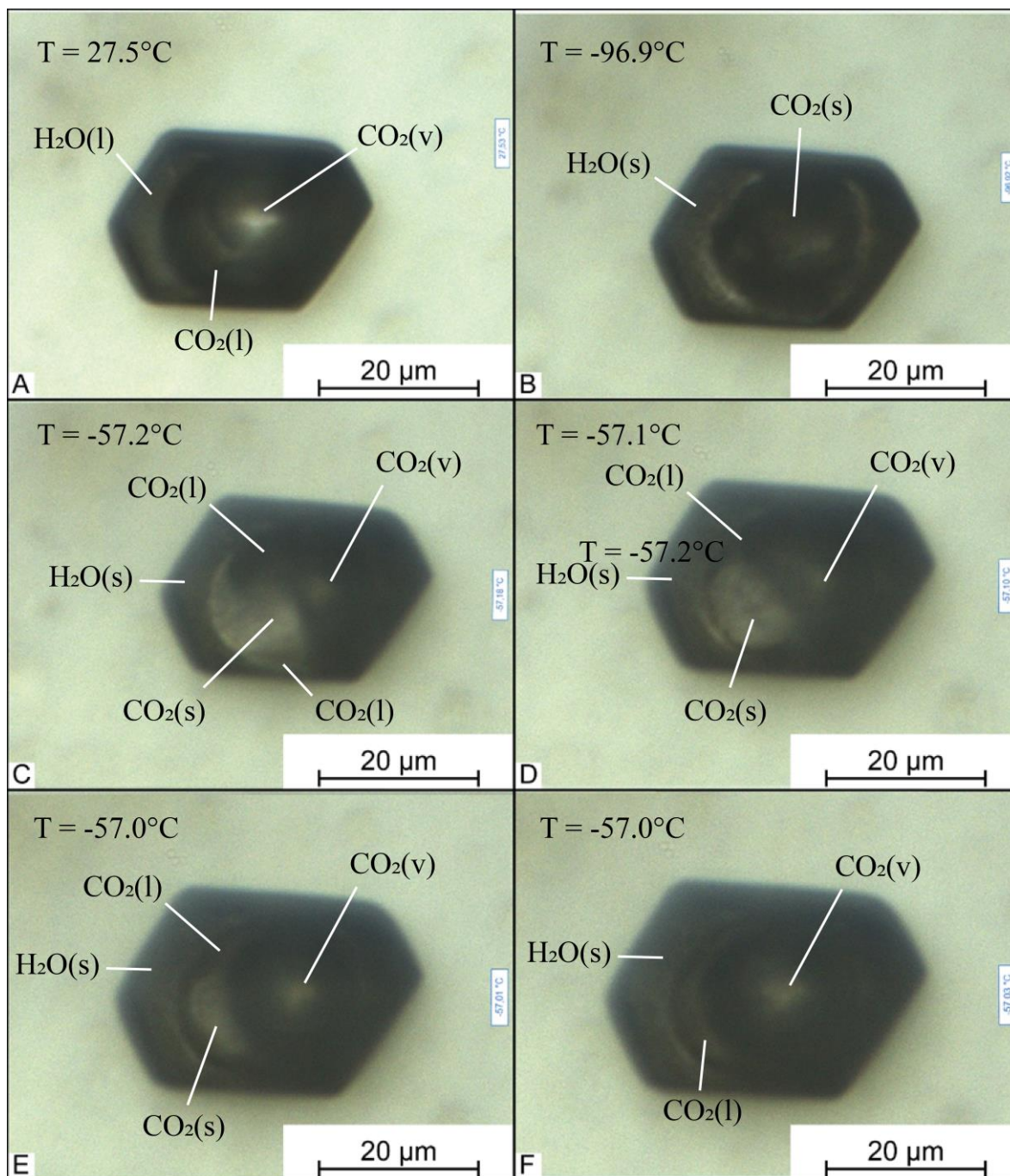


Figure A.41 : Images de l'inclusion fluide (IF) naturelle du quartz Campério lors de la diminution de la température (a à f) : (a) à T ambiante ; (b) à $T = -96.9^{\circ}\text{C}$, IF sous forme solide ; (c à e) $T = 57.1^{\circ}\text{C}$, IF avec 4 phases: H_2O solide, CO_2 solide, CO_2 liquide et CO_2 vapeur ; (f) à $T = -57.0^{\circ}\text{C}$ température de fusion de la phase volatile pour les inclusions de fluide carbonique CO_2 , IF avec H_2O solide, CO_2 liquide et CO_2 vapeur.

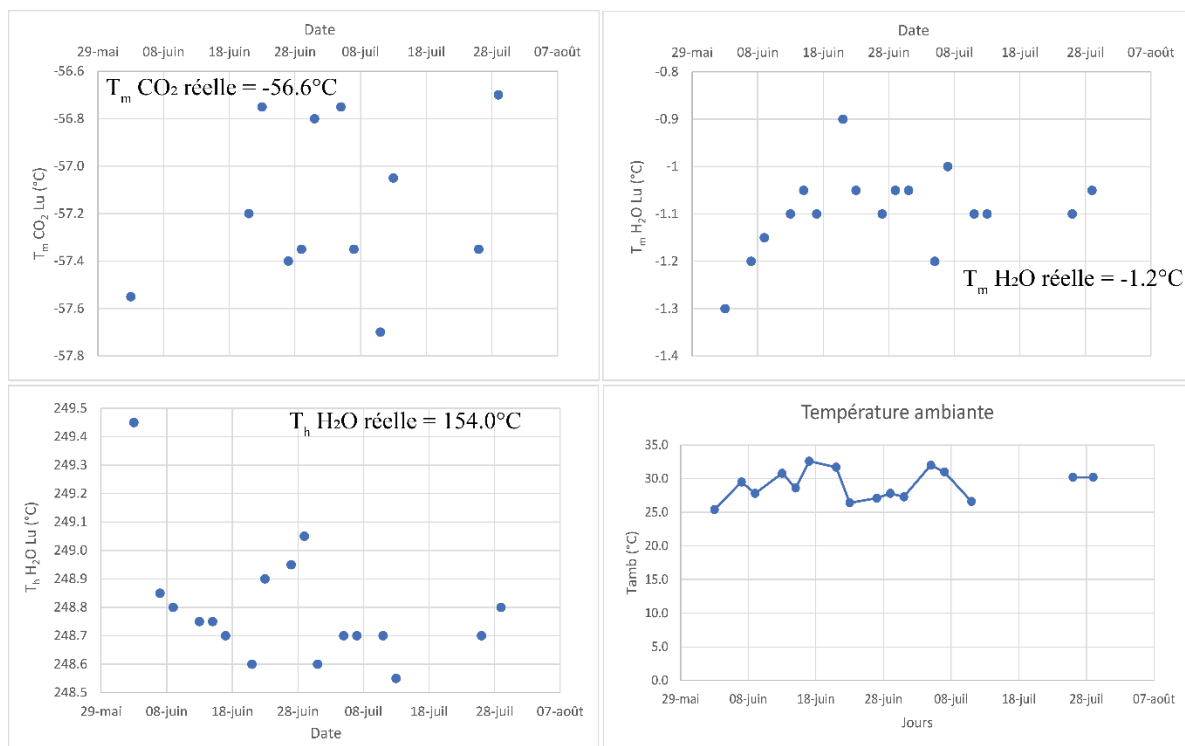


Figure A.42 : Diagramme des mesures de T_m CO₂, T_m H₂O, T_h H₂O et de la température ambiante de la salle au moment de la calibration en fonction des jours d'analyses.

Tableau A.16 : Résumé des analyses microthermométriques des inclusions fluides dans la fluorite, le quartz, et la sphalérite de SAP (SAP19-03) et BF (BF19-03). Les IF pour lesquelles la température d'homogénéisation (T_h) n'a pu être atteinte sont indiqués par un signe ">". Les cases grisées représentent les inclusions fluides décrépitées.

Sample	Mineral	Ref grain/zone	Size (µm)	Vapor phase (%)	T_e (°C)	T_m ice (°C)	T_h (°C)
SAP19-03	Fluorite	F11	30	10	-21	-4.5	-
SAP19-03	Fluorite	F11	15	10	-23	-2.4	139.3
SAP19-03	Fluorite	F11	40	10	-	-2.5	155.7
SAP19-03	Fluorite	F11	8	10	-15	-2.5	143.0
SAP19-03	Fluorite	F11	20	10	-	-2.4	141.0
SAP19-03	Fluorite	F11	7	10	-	-2.3	140.6
SAP19-03	Fluorite	F11	40	15	-23	-2.3	-
SAP19-03	Fluorite	F11	30	10	-37	-8.4	136.1
SAP19-03	Fluorite	F11	25	10	-23	-8.4	-
SAP19-03	Fluorite	F11	20	15	-23	-8.4	-
SAP19-03	Fluorite	F11	35	10	-27	-8.6	-
SAP19-03	Fluorite	F11	25	15	-15	-2.9	137.6
SAP19-03	Fluorite	F11	25	20	-	-1.7	137.6
SAP19-03	Fluorite	F11	20	15	-21.5	-1.2	-
SAP19-03	Fluorite	F11	25	10	-21	-2.9	143.0
SAP19-03	Fluorite	F11	20	10	-	-1.0	-
SAP19-03	Fluorite	F11	20	15	-25	-2.7	145.7
SAP19-03	Fluorite	F11	15	15	-23	-8.2	132.7
SAP19-03	Fluorite	F11	10	10	-23	-8.3	133.8
SAP19-03	Fluorite	F11	20	10	-28	-3.1	-
SAP19-03	Fluorite	F11	15	10	-28	-2.2	-

SAP19-03	Fluorite	F11	12	10	-30	-7.2	133.4
SAP19-03	Fluorite	F11	13	10	-29	-7.2	132.6
SAP19-03	Fluorite	F11	10	10	-25	-6.9	131.2
SAP19-03	Fluorite	F11	20	10	-21	-2.6	134.9
SAP19-03	Fluorite	F11	13	10	-21	-3.5	136.4
SAP19-03	Fluorite	F11	20	15	-25	-7.1	-
SAP19-03	Fluorite	F11	25	15	-26	-7.4	131.9
SAP19-03	Fluorite	F11	20	40	-29	-4.0	>150.0
SAP19-03	Fluorite	F11	15	15	-29	-4.5	129.7
SAP19-03	Fluorite	F11	25	20	-21	-3.4	>150.0
SAP19-03	Fluorite	F11	22	15	-21	-2.4	135.4
SAP19-03	Fluorite	F11	15	10	-	-4.5	133.3
SAP19-03	Fluorite	F11	12	15	-	-2.6	132.1
SAP19-03	Fluorite	F11	20	15	-28	-2.3	138.3
SAP19-03	Fluorite	F11	20	15	-29	-6.5	129.2
SAP19-03	Fluorite	F11	20	15	-24	-5.5	135.5
SAP19-03	Fluorite	F11	20	15	-31	-5.5	133.2
SAP19-03	Fluorite	F11	12	10	-	-	125.0
SAP19-03	Fluorite	F11	15	10	-	-	138.1
SAP19-03	Fluorite	F11	15	10	-	-	129.7
SAP19-03	Fluorite	F11	15	10	-	-	134.5
SAP19-03	Fluorite	F11	15	10	-	-	-
SAP19-03	Fluorite	F11	20	15	-21	-1.2	-
SAP19-03	Fluorite	F11	10	80	-	-	-
SAP19-03	Fluorite	F11	15	15	-	-2.0	-
SAP19-03	Fluorite	F11	20	20	-21	-4.6	137.7
SAP19-03	Fluorite	F11	20	15	-21	-5.6	133.3
SAP19-03	Fluorite	F11	10	10	-	-5.0	121.1
SAP19-03	Fluorite	F11	15	15	-21	-6.2	151.8
SAP19-03	Fluorite	F11	25	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	20	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	20	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	15	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	12	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	12	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	15	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	15	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	10	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	12	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	8	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	8	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	9	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	8	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	12	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	20	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	20	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	15	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	10	10	-31	-4.9	-

A.4 Inclusions fluides (microthermométrie, Raman, LA-ICP-MS)

SAP19-03	Fluorite	F11	15	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	9	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	10	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	10	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	12	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	15	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	20	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	10	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	10	10	-31	-4.9	-
SAP19-03	Fluorite	F11	30	10	-31	-5.3	-
SAP19-03	Fluorite	F11	15	10	-	-5.3	-
SAP19-03	Fluorite	F11	15	10	-	-3.8	-
SAP19-03	Fluorite	F11	30	10	-	-4.3	-
SAP19-03	Fluorite	F11	20	10	-	-3.5	-
SAP19-03	Fluorite	F11	30	10	-	-5.8	-
SAP19-03	Fluorite	F11	20	10	-	-3.6	-
SAP19-03	Fluorite	F11	10	10	-	-3.5	-
SAP19-03	Fluorite	F11	75	20	-20	-3.3	-
SAP19-03	Fluorite	F11	25	20	-	-2.3	-
SAP19-03	Fluorite	F11	25	20	-21	-3.4	-
SAP19-03	Fluorite	F11	20	10	-24	-3.1	-
SAP19-03	Fluorite	F11	25	10	-24	-3.0	-
SAP19-03	Fluorite	F11	15	10	-17	-2.2	-
SAP19-03	Fluorite	F11	15	10	-	-2.2	-
SAP19-03	Fluorite	F11	15	10	-	-2.2	-
SAP19-03	Fluorite	F11	15	10	-	-2.2	-
SAP19-03	Fluorite	F12	10	15	-31	-	130.0
SAP19-03	Fluorite	F12	10	15	-	-	129.0
SAP19-03	Fluorite	F12	15	20	-	-3.1	131.5
SAP19-03	Fluorite	F12	15	20	-23	-0.6	136.9
SAP19-03	Fluorite	F12	15	20	-	-0.6	>150.0
SAP19-03	Fluorite	F12	18	20	-18	-0.5	-
SAP19-03	Fluorite	F12	10	10	-29	-1.7	133.2
SAP19-03	Fluorite	F12	15	15	-23	-4.1	-
SAP19-03	Fluorite	F12	15	20	-	-2.6	154.6
SAP19-03	Fluorite	F12	22	15	-20	-5.2	-
SAP19-03	Quartz	Qz1	15	10	-15	-1.1	-
SAP19-03	Quartz	Qz2	10	10	-	-0.8	-
SAP19-03	Quartz	Qz3	10	10	-	-0.2	-
SAP19-03	Quartz	Qz4	15	10	-	-5.0	-
SAP19-03	Quartz	Qz5	10	10	-15	-0.7	-
SAP19-03	Quartz	Qz6	8	10	-	-1.0	-
SAP19-03	Quartz	Qz7	20	20	-22	-3.0	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp1	12	15	-23	-7.0	128.8
SAP19-03	Sphalerite	Sp1	9	20	-28	-7.1	143.0
SAP19-03	Sphalerite	Sp1	10	15	-	-	127.1
SAP19-03	Sphalerite	Sp1	10	15	-31	-7.1	140.6
SAP19-03	Sphalerite	Sp1	8	15	-	-7.1	>158.2

SAP19-03	Sphalerite	Sp1	12	15	-27	-7.0	151.4
SAP19-03	Sphalerite	Sp1	7	15	-	-7.2	157.7
SAP19-03	Sphalerite	Sp1	20	15	-	-7.2	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp1	60	5	-	-5.1	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp1	30	15	-	-5.0	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp1	20	10	-	-5.0	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp1	30	15	-	-6.8	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp1	16	10	-29	-7.0	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp3	20	20	-	-6.7	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp3	10	15	-	-6.4	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp3	10	15	-	-6.0	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp3	10	15	-	-8.2	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp3	10	15	-	-7.3	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp3	15	20	-25	-7.6	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp3	20	10	-27	-8.5	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp3	15	30	-23	-7.7	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp3	15	15	-	-7.7	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp4	60	10	-	-0.3	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp4	10	10	-	-0.2	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp4	10	10	-	0.0	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp4	10	25	-	-0.9	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp4	10	10	-	-1.2	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp4	10	10	-	-0.1	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp4	10	10	-	-0.1	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp4	8	10	-	-0.1	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp5	25	15	-31	-7.0	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp5	14	15	-	-6.8	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp6	15	15	-26	-1.2	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp6	7	15	-27	-0.1	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp6	7	10	-	-0.4	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp6	15	15	-26	-0.1	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp6	10	15	-	-0.1	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp6	7	15	-	-0.1	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp6	15	15	-25	-0.1	-
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	50	15	-27	-1.8	141.7
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	20	10	-	-1.8	147.0
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	10	10	-	-1.8	144.6
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	25	5	-	-1.8	140.0
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	14	5	-	-1.8	155.0
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	15	10	-31	-1.0	144.0
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	20	10	-	-1.7	146.6
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	20	10	-28	-1.5	140.8
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	25	10	-	-0.9	140.7
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	7	5	-	-1.3	145.6
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	20	10	-	-1.9	>155.0
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	15	5	-	-1.0	147.8
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	10	5	-	-1.0	149.2
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	10	5	-	-1.0	150.9

A.4 Inclusions fluides (microthermométrie, Raman, LA-ICP-MS)

SAP19-03	Sphalerite	Sp7	12	10	-	-0.9	150.9
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	16	15	-	-7.0	>155.0
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	12	10	-	-7.1	>155.0
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	12	5	-28	-0.9	144.0
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	7	5	-	-0.9	>155.0
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	13	5	-25	-1.5	148.1
SAP19-03	Sphalerite	Sp7	35	15	-28	-7.3	146.8
SAP19-03	Sphalerite	Sp8	14	10	-	-0.2	-
BF19-03	Fluorite	F11	30	10	-10	-1.4	-
BF19-03	Fluorite	F11	25	15	-10	-1.5	-
BF19-03	Fluorite	F11	20	15	-10	-1.5	179.5
BF19-03	Fluorite	F11	18	15	-10	-1.5	179.0
BF19-03	Fluorite	F11	12	15	-10	-0.9	173.9
BF19-03	Fluorite	F11	20	20	-	-1.5	174.1
BF19-03	Fluorite	F11	10	15	-	-1.5	176.1
BF19-03	Fluorite	F11	20	15	-	-1.5	174.9
BF19-03	Fluorite	F11	12	15	-	-1.6	185.7
BF19-03	Fluorite	F11	12	15	-	-1.6	178.1
BF19-03	Fluorite	F11	12	20	-	-1.5	174.3
BF19-03	Fluorite	F11	20	15	-	-1.5	-
BF19-03	Fluorite	F11	20	15	-	-1.4	-
BF19-03	Fluorite	F11	17	15	-	-1.6	-
BF19-03	Fluorite	F11	17	30	-	-2.1	-
BF19-03	Fluorite	F11	15	80	-	-3.0	-
BF19-03	Fluorite	F11	14	70	-7.0	-1.8	-
BF19-03	Fluorite	F11	20	15	-	-1.1	-
BF19-03	Fluorite	F11	22	15	-	-1.3	-
BF19-03	Fluorite	F11	16	15	-	-1.1	-
BF19-03	Fluorite	F11	20	15	-	-1.0	-
BF19-03	Fluorite	F11	17	15	-	-1.0	-
BF19-03	Fluorite	F11	18	15	-	-0.1	-
BF19-03	Fluorite	F11	18	15	-	-0.8	-
BF19-03	Fluorite	F11	15	15	-37	-3.0	-
BF19-03	Fluorite	F11	8	15	-	-2.9	-
BF19-03	Fluorite	F11	10	15	-35	-	-
BF19-03	Fluorite	F11	9	15	-35	-	130.2
BF19-03	Fluorite	F11	6	15	-35	-5.6	129.7
BF19-03	Fluorite	F11	7	15	-35	-7.0	127.9
BF19-03	Fluorite	F11	6	15	-37	-6.5	129.4
BF19-03	Fluorite	F11	6	15	-	-6.6	130.6
BF19-03	Fluorite	F11	8	15	-	-7.1	-
BF19-03	Fluorite	F11	15	20	-	-	-
BF19-03	Fluorite	F12	10	25	-	-4.5	-
BF19-03	Fluorite	F12	10	10	-	-6.2	-
BF19-03	Fluorite	F12	8	15	-	-1.5	176.4
BF19-03	Fluorite	F12	20	20	-	-3.6	-
BF19-03	Fluorite	F12	7	15	-	-7.6	151.0
BF19-03	Fluorite	F12	12	10	-	-7.3	-

BF19-03	Fluorite	F12	7	20	-	-7.1	129.1
BF19-03	Fluorite	F12	6	20	-	-2.0	179.2
BF19-03	Fluorite	F12	13	40	-	-2.6	-
BF19-03	Fluorite	F12	6	15	-	-6.4	134.4
BF19-03	Fluorite	F12	8	40	-	-2.3	-
BF19-03	Fluorite	F12	6	15	-	-2.0	-
BF19-03	Fluorite	F12	6	30	-	-	-
BF19-03	Fluorite	F12	10	20	-14	-2.3	175.4
BF19-03	Fluorite	F12	5	20	-	-2.6	170.5
BF19-03	Fluorite	F12	15	10	-	-8.0	>194.0
BF19-03	Fluorite	F12	10	40	-12	-2.2	-
BF19-03	Fluorite	F12	14	20	-	-1.5	183.5
BF19-03	Fluorite	F12	10	30	-33	-10.2	145.6
BF19-03	Fluorite	F12	15	15	-	-7.4	131.3
BF19-03	Fluorite	F12	8	20	-32	-8.6	146.2
BF19-03	Fluorite	F12	7	10	-	-8.5	142.4
BF19-03	Fluorite	F12	20	40	-37	-8.8	162.4
BF19-03	Fluorite	F12	10	30	-27	-7.9	-
BF19-03	Fluorite	F12	6	80	-	-0.7	-
BF19-03	Fluorite	F12	10	15	-39	-8.4	123.3
BF19-03	Fluorite	F12	5	50	-	-8.8	>183.8
BF19-03	Fluorite	F12	15	70	-	-1.9	-
BF19-03	Fluorite	F12	12	40	-19	-1.8	>183.8
BF19-03	Fluorite	F12	14	20	-	-1.4	>183.8
BF19-03	Fluorite	F12	8	20	-27	-1.6	185.2
BF19-03	Fluorite	F12	8	20	-	-1.5	191.7
BF19-03	Fluorite	F12	10	15	-	-3.2	167.7
BF19-03	Fluorite	F12	8	15	-	-3.4	168.1
BF19-03	Fluorite	F12	4	15	-	-3.7	169.3
BF19-03	Fluorite	F12	8	15	-	-4.1	164.9
BF19-03	Fluorite	F12	8	15	-	-3.8	-
BF19-03	Fluorite	F12			-	-8.7	-
BF19-03	Fluorite	F12	5	30	-	-8.4	150.8
BF19-03	Fluorite	F12	5	15	-	-9.2	-
BF19-03	Fluorite	F12	5	20	-	-9.4	125.0
BF19-03	Fluorite	F12	5	20	-	-8.7	140.7
BF19-03	Fluorite	F12	7	20	-	-9.6	126.4
BF19-03	Fluorite	F12	5	20	-	-8.7	132.1
BF19-03	Fluorite	F12	5	20	-	-7.1	139.2
BF19-03	Fluorite	F12	5	20	-	-7.0	138.8
BF19-03	Fluorite	F12	10	15	-	-6.1	143.6
BF19-03	Fluorite	F12	7	15	-	-6.1	137.8
BF19-03	Fluorite	F12	25	15	-	-1.3	-
BF19-03	Fluorite	F12	8	20	-	-1.9	187.9
BF19-03	Fluorite	F12	9	15	-	-2.1	215.6
BF19-03	Fluorite	F12	7	15	-	-2.0	187.9
BF19-03	Fluorite	F12	15	15	-	-1.5	-
BF19-03	Fluorite	F12	15	15	-	-1.6	198.7

A.4 Inclusions fluides (microthermométrie, Raman, LA-ICP-MS)

BF19-03	Fluorite	FI2	10	15	-	-2.1	187.3
BF19-03	Fluorite	FI2	10	20	-	-1.6	188.2
BF19-03	Fluorite	FI3	16	20	-17	-	125.4
BF19-03	Fluorite	FI3	20	20	-18	-	132.1
BF19-03	Fluorite	FI3	16	20	-	-	178.3
BF19-03	Fluorite	FI3	8	15	-	-	-
BF19-03	Fluorite	FI3	12	20	-	-	-
BF19-03	Fluorite	FI3	15	15	-	-	-
BF19-03	Fluorite	FI3	8	15	-	-	-
BF19-03	Fluorite	FI3	15	20	-	-2.7	189.0
BF19-03	Fluorite	FI3	12	20	-	-	-
BF19-03	Fluorite	FI3	13	30	-	-	-
BF19-03	Fluorite	FI3	20	25	-	-2.5	170.0
BF19-03	Fluorite	FI3	17	20	-	-4.3	127.8
BF19-03	Fluorite	FI3	15	20	-	-	-
BF19-03	Fluorite	FI3	7	15	-	-	130.2
BF19-03	Fluorite	FI3	7	20	-	-	-
BF19-03	Fluorite	FI3	11	20	-	-	-
BF19-03	Fluorite	FI3	7	15	-	-	-
BF19-03	Fluorite	FI3	7	15	-	-8.6	155.5
BF19-03	Fluorite	FI3	7	20	-	-8.6	152.9
BF19-03	Fluorite	FI3		15	-	-8.8	153.6
BF19-03	Fluorite	FI3		15	-	-8.8	151.6
BF19-03	Fluorite	FI3		15	-	-9.5	153.6
BF19-03	Fluorite	FI3		15	-	-8.3	150.0
BF19-03	Fluorite	FI3		15	-	-5.5	152.1
BF19-03	Fluorite	FI3	10	20	-	-5.9	123.3
BF19-03	Fluorite	FI3	11	20	-	-3.5	131.2
BF19-03	Fluorite	FI3	6	20	-	-5.9	131.8
BF19-03	Fluorite	FI3	20	30	-	-7.3	154.0
BF19-03	Quartz	Qz1	20	15	-	-8.6	145.2
BF19-03	Quartz	Qz1	10	15	-	-7.8	145.3
BF19-03	Quartz	Qz1	11	15	-	-7.7	146.5
BF19-03	Quartz	Qz1	21	15	-	-8.8	151.4
BF19-03	Quartz	Qz1	20	15	-	-8.3	151.6
BF19-03	Quartz	Qz1	12	15	-	-8.6	151.7
BF19-03	Quartz	Qz1	9	10	-	-8.7	146.9
BF19-03	Quartz	Qz1	15	15	-	-8.5	149.4
BF19-03	Quartz	Qz1	17	20	-	-8.5	147.5
BF19-03	Quartz	Qz1	15	40	-	-5.0	152.7
BF19-03	Quartz	Qz1	18	20	-	-9.6	143.4
BF19-03	Quartz	Qz2	8	15	-	-1.3	-
BF19-03	Quartz	Qz2	10	15	-	-1.7	159.3
BF19-03	Quartz	Qz2	15	15	-	-1.9	-
BF19-03	Quartz	Qz2	8	15	-	-1.7	-
BF19-03	Quartz	Qz2	10	15	-	-1.8	-
BF19-03	Quartz	Qz2	8	15	-	-1.8	-
BF19-03	Quartz	Qz2	8	15	-	-1.2	-

BF19-03	Quartz	Qz2	4	15	-	-6.7	151.7
BF19-03	Quartz	Qz2	7	15	-	-8.3	153.1
BF19-03	Quartz	Qz2	4	15	-	-3.6	154.3
BF19-03	Quartz	Qz2	4	15	-	-1.7	162.9
BF19-03	Quartz	Qz2	4	15	-	-3.4	158.2
BF19-03	Quartz	Qz2	6	25	-	-2.8	169.5
BF19-03	Quartz	Qz2	3	25	-	-2.8	168.7
BF19-03	Quartz	Qz2	14	30	-	-7.7	144.6
BF19-03	Quartz	Qz2	13	20	-	-7.7	148.2
BF19-03	Quartz	Qz2	12	15	-	-9.3	147.2
BF19-03	Quartz	Qz2	14	20	-	-2.0	163.8
BF19-03	Quartz	Qz2	6	20	-	-2.9	174.8
BF19-03	Quartz	Qz2	10	15	-	-7.9	149.9
BF19-03	Quartz	Qz2	9	20	-	-	-
BF19-03	Quartz	Qz2	10	20	-	-7.6	155.6
BF19-03	Quartz	Qz2	5	20	-	-7.7	153.8
BF19-03	Quartz	Qz2	13	20	-	-1.0	156.2
BF19-03	Quartz	Qz2	10	15	-	-1.1	151.9
BF19-03	Quartz	Qz2	8	15	-	-2.5	160.1
BF19-03	Sphalerite	Sp1	25	30	-	-8.6	145.4
BF19-03	Sphalerite	Sp1	20	15	-	-3.9	133.4
BF19-03	Sphalerite	Sp1	10	15	-	-5.3	135.9
BF19-03	Sphalerite	Sp1	12	15	-	-8.8	145.2
BF19-03	Sphalerite	Sp1	15	15	-	-	-
BF19-03	Sphalerite	Sp2	30	10	-	-6.9	144.2
BF19-03	Sphalerite	Sp2	40	10	-	-6.6	131.0
BF19-03	Sphalerite	Sp2	20	40	-	-7.9	-
BF19-03	Sphalerite	Sp2	14	40	-	-7.8	-
BF19-03	Sphalerite	Sp2	-	30	-	-7.6	-
BF19-03	Sphalerite	Sp2	15	30	-	-7.4	-
BF19-03	Sphalerite	Sp2	10	15	-	-7.2	-
BF19-03	Sphalerite	Sp2	10	15	-	-7.9	135.5
BF19-03	Sphalerite	Sp2	20	15	-	-8.1	-
BF19-03	Sphalerite	Sp3	11	20	-	-2.4	-
BF19-03	Sphalerite	Sp3	5	15	-	-2.4	-
BF19-03	Sphalerite	Sp3	6	10	-	-1.4	123.0
BF19-03	Sphalerite	Sp3	5	10	-	-	127.3
BF19-03	Sphalerite	Sp3	5	10	-	-2.0	139.1
BF19-03	Sphalerite	Sp3	8	10	-	-1.5	109.9
BF19-03	Sphalerite	Sp3	-	10	-	-1.1	-
BF19-03	Sphalerite	Sp3	-	10	-	-0.9	115.9
BF19-03	Sphalerite	Sp3	8	20	-	-0.9	128.1
BF19-03	Sphalerite	Sp3	10	15	-	-	-

A.4.2 Analyses Raman sur les inclusions fluides

Les fractions molaires des phases volatiles (CO₂, CH₄, N₂) ont été déterminées sur des inclusions fluides aquacarboniques par spectrométrie Raman (DILOR LABRAM, Horiba Jobin Yvon) au laboratoire GeoRessources (Nancy, France). Le faisceau d'excitation est généré grâce à un laser Stabilité 2017 Ar⁺ (Spectra Physics, Newport Corporation) à 514,53 nm de longueur d'onde avec une puissance de 200 mW, focalisés sur l'échantillon à l'aide d'un objectif ×50 (Olympus). Le temps d'acquisition et le nombre d'accumulations sont choisis de manière à optimiser le rapport signal/bruit (S/N).

La composition globale, le volume molaire et la salinité ont été calculés à partir des propriétés P-V-T-X des inclusions fluides individuelles dans le système C-O-H-S (Bakker, 1997; Dubessy, 1984; Dubessy et al., 1989; Thiéry et al., 1994). Les isochores ont été calculés à l'aide du programme ISOC du logiciel FLUIDS-1 (Bakker, 2003).

Tableau A.17 : Résumé des analyses Raman sur les inclusions fluides de SAP, BF, PN et CRO.

Échantillon	Minéral	FI type	FI reference	Vapor composition mol. (%)			
				CO ₂	CH ₄	N ₂	H ₂ S
SAP19-03	Fluorite	FIP-SAP	A4-6	20.8	79.2	0	-
SAP19-03	Fluorite	FIP-SAP	A4-7	20	80	0	-
SAP19-03	Fluorite	FIP-SAP	A4-23	18.8	81.2	-	-
SAP19-03	Fluorite	FIP-SAP	A4-40	100	-	-	-
SAP19-03	Fluorite	FIP-SAP	A4-25	traces	100	-	-
SAP19-03	Fluorite	FIP-SAP	A1-3	-	84	16	-
SAP19-03	Sphalerite	SpP-SAP	Sp1	19.4	69.6	11	-
SAP19-03	Sphalerite	SpP-SAP	Sp2	5	80	15	-
SAP19-03	Sphalerite	SpP-SAP	Sp1-1	-	-	-	-
SAP19-03	Sphalerite	SpP-SAP	Sp1-10	-	-	-	-
SAP19-03	Sphalerite	SpP-SAP	Sp7-21	-	-	-	-
SAP19-03	Sphalerite	SpP-SAP	Sp7-1	-	-	-	-
SAP19-03	Sphalerite	SpP-SAP	Sp7-12	-	-	-	-
BF19-03	Fluorite	FIP-BF	FI2-26	-	-	-	-
BF19-03	Fluorite	FIP-BF	FI2-23	-	-	-	-
BF19-03	Fluorite	FIS-BF	FI1-35	63.5	35.5	1	-
BF19-03	Fluorite	FIS-BF	FI1-36	27.8	69.7	2.5	-
BF19-03	Fluorite	FIS-BF	FI1-37	-	91.5	8.5	-
BF19-03	Fluorite	FIS-BF	FI1-01	82	18	-	-
BF19-03	Fluorite	FIS-BF	FI1-02	80	18	-	2
BF19-03	Fluorite	FIS-BF	FI1-16	17	83	-	-
BF19-03	Fluorite	FIS-BF	FI1-17	38	62	-	-
BF19-03	Fluorite	FIS-BF	FI1-25	traces	-	-	-
BF19-03	Fluorite	FIS-BF	FI1-03	18.2	81.8	-	-
BF19-03	Fluorite	FIS-BF	FI2-04	-	100	-	-
BF19-03	Fluorite	FIS-BF	FI2-09	-	100	-	-
BF19-03	Fluorite	FIS-BF	FI2-25	-	-	-	-
BF19-03	Fluorite	FIS-BF	FI2-28	-	100	-	-

BF19-03	Fluorite	FIS-BF	FI2-33	-	100	-	-
BF19-03	Fluorite	FIS-BF	FI2-57	-	100	-	-
BF19-03	Quartz	QzP1-BF	Qz2-08	80	20	5 ?	-
BF19-03	Quartz	QzP1-BF	Qz2-09	86.4	13.6	-	-
BF19-03	Quartz	QzP1-BF	Qz2-24	86.2	9.6	4.2	-
BF19-03	Quartz	QzP2-BF	Qz1	-	-	-	-
BF19-03	Sphalerite	SpP-BF	Sp3-01	93	7	-	-
BF19-03	Sphalerite	SpP-BF	Sp2-01	95.7	4.3	-	-
PN20-11	Quartz	QzS1	IF1	100	-	-	-
PN20-11	Quartz	QzS1	IF2	100	-	-	-
PN20-11	Quartz	QzS2	IF3	-	-	-	-
PN20-11	Quartz	QzS2	Qz1-2	Trace	-	-	-
PN20-11	Quartz	QzS1	Qz1-21	99.4	-	0.6	-
PN20-11	Quartz	QzS1	Qz1-19	100	-	-	-
PN20-11	Quartz	QzS1	Qz1-26	100	-	-	-
PN20-11	Quartz	QzS1	Qz2-10	99.5	-	0.5	-
PN20-11	Quartz	QzS1	Qz2-11	100	-	-	-
CRO21-04	Quartz	QzP1	IF1	66.1	2.1	31.8	-

A.4.3 Analyses de la composition chimique des inclusions fluides au LA-ICP-MS

Des analyses ICP-MS par ablation laser (LA-ICP-MS) sur inclusions fluides individuelles ont été réalisées au laboratoire GeoRessources (Nancy, France) afin de déterminer la composition chimique des fluides. L'ablation laser a été réalisée avec un laser Excimer ESI New Wave Research UC 193 nm à une fréquence laser de 10 Hz et une énergie de 10 J/cm². Le matériel ablaté est analysé avec un ICP-MS Agilent 7900, équipé d'une cellule à réaction de collision. Le matériel ablaté est transporté par de l'hélium gazeux (0.5 l.min⁻¹), qui est mélangé à de l'argon (0.9 l.min⁻¹) via un mélangeur cyclonique (volume de 9.5 cm³) avant d'entrer dans la torche ICP. Une taille de spot entre 30 et 35 µm a été utilisée afin de maximiser la détection isotopique, spécifiquement dans le cas des inclusions faiblement salées. Les éléments analysés sont les suivants : ⁷Li, ²³Na, ²⁴Mg, ³⁹K, ⁴³Ca, ⁴⁸Ti, ⁵²Cr, ⁵⁵Mn, ⁵⁷Fe, ⁵⁹Co, ⁶⁰Ni, ⁶³Cu, ⁶⁶Zn, ⁷¹Ga, ⁷²Ge, ⁷⁵As, ⁸⁵Rb, ⁸⁸Sr, ¹⁰⁷Ag, ¹¹⁵In, ¹¹⁸Sn, ¹²¹Sb, ¹³³Cs, ¹³⁷Ba, ¹⁸²W et ²⁰⁸Pb.

La méthode de calcul de la composition chimique des inclusions fluides est basée sur une combinaison de la température de fusion de la glace, un modèle thermodynamique basé sur Pitzer, et les rapports Na/cation LA-ICP-MS selon [Leisen et al. \(2012\)](#). Les limites de détection pour un élément donné ont été calculées selon [Longerich et al. \(1996\)](#). Le standard externe utilisé est le NIST 610 ([Pearce et al., 1997](#)). Le sodium déterminé par microthermométrie à partir de la fusion de la glace est utilisé comme standard interne pour calculer les concentrations chimiques absolues du fluide.

Tableau A.18 : Résumé des compositions élémentaires des inclusions fluides (en ppm) de BF et SAP au LA-ICP-MS.

Minéral	Sample	Ref	Salinity (wt% NaCl)	Li	Na	Mg	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Ag	Sn	Sb	Cs	Ba	Pb		
Sphalerite	SAP19-03	SAPSP1-15A	10.49	492	26704	461	8934	12533									75	701				17	8938			
		SAPSP1-15B	10.49	234	28513	56	4969	13547										38	388				12			
		SAPSP1-9B	8.0	406	27363	48	5799	3332										46	460				13	239		
		SAPSP1-9C	8.0	288	18893	3	4717	12848										42	546				18	3927		
		SAPSP1-10B	7.86	189	19327	43	3571											27	438				9	5093		
		SAPSP1-10C	7.86	203	31115		5111	12982										20	227							
		SAPSP1-11B	7.86	258	21676	53	4296	10069										50	490				15	587		
		SAPSP1-11C	7.86	106	23056	40	3730	8973										28	354				12	70		
		SAPSP1-11D	7.86	77	21287	28	4771	10250										60	432				13	35		
		SAPSP1-12A	10.24	194	31999	62	3925	9464										49	239				10	1460		
		SAPSP1-12B	10.24	320	40650	53	5908											48	484				14	544		
		SAPSP1-13A	10.49	459	39441	129	7874												818				27	320		
		SAPSP1-13B	10.49	150	24324	62	5846	16134										65	530				12	35		
		SAPSP1-13C	10.49	140	31903	95	6631	8057										47	491				16	20		
		SAPSP1-2	10.61	91	30663	52	5047	11945										86	660				31	0		
		SAPSP7-21	10.86	289	29888	62	5963	13352										48	442				18	150		
		SAPSP7-1A	3.06	93	6889	1092	2084	3136										3	328				2	427		
		SAPSP7-1B	3.06	175	8912	16	1440	2963										13	99				5	28		
		SAPSP7-4	3.06	69	9073	10	1594	2683										8	84				2	463		
		SAPSP7-7	2.9	97	9067	11	1441	2020										9	76				4	304		
SAPSP7-9A	1.57	86	4553	4	729	767									7	6	28		32	13	2	10	4			
SAPSP7-9B	1.57	62	3970	8	866	1373										8	66				3	315				
SAPSP7-12	1.74	51	4964	4	819	1015										6	24				1	11				
Quartz	BF19-03	BF-Q1-1A	12.39	65	12924	237	3851		85	21				22	83	75	5	91				59	4	43	215	
		BF-Q1-1B	12.39		30946		37950										39	480				221	5			
		BF-Q1-5	11.1	307	42123	114	9845	5043	123	234					183	248		82	610			276	69	307	413	

		BF-Q1-10	13.51	339	38481	3660	19736	4268		111	3438		191	187		127	500	17		265	19	97	107	
		BF-Q1-11	12.28		23727	11269	14540						51	231	52	172	141			125	55	19	95	
		BF-Q1-13A	12.28		6603	988	81187	2150	264	602	5338		96	327	19	209	32	6	3057	955	2	211	1354	
		BF-Q1-13B	12.28	846	48029		11563						3155			26	397				10	85	205	
		BF-Q1-14A	12.28	316	28160	7803	10252		381		4699	47	37	149		38	261		127	563	133	201	297	
		BF-Q1-14B	12.28		31320	134	30758						3			84	510			172	3	64	37	
		BF-Q1-16A	12.28	55	36420	5895	4961	3837	16	10	1667	57	12	251	958	25	35	730		11	617	17	413	2734
		BF-Q1-16C	12.28		52336		3525							60		10	503			345	28		12	
		BF-Q1-16B	12.28		42402		22064							110						1095				
		BF-Q1-17A	12.28	164	41223	2322	9269									246	300				9	1018		
		BF-Q1-17B	12.28		33874	0	3993									17	807				16	213		
		BF-Q1-18	12.28	45	24148	2158	29036				160					106	364			107	21	429		
		BF-Q1-19A	12.28	189	32526	1524	12820				78					51	583				17	6434		
		BF-Q1-19B	12.28	270	38286	359	28480									175	453				24	554		
		BF-Q1-19C	12.28		37868	0	30517										1043							
		BF-Q1-21A	12.28	220	25295	1158	35458				82					131	547				54	1244		
		BF-Q1-21B	12.28		44029	162	18458									72	501				28	939		
		BF-Q1-21C	12.28		22175	2463	51295				426			8		205	774				4	1275		
		BF-Q1-23	12.28	1275	46796	767	11149				72			1056	502	41	956				24	4513		
Fluorite	SAP19-03	SAP-A4-32	8.55		27728	1865	10116		182		640	27	105	167	1389	41		13	23	230	159	276		
		SAP-A4-25	5.56	143	21003	10	3422				12					25	309				9	37		
		SAP-A4-31	8.55	129	32294		7589									76					18			
		SAP-A4-30	9.86	183	38132	40	7149				42						63	348				36	118	
		SAP-A4-41	10.61	176	41750	115	4988		1728	1144	129			7	1054	442	234	860	5	34	31	194		
	BF19-03	BFFL1-13	2.41		5022	1705	2781		90							766			106	222	205	790	219	446
		BFFL1-35	10.24	33	42091		3443		520	23							13	118	19		5		809	
		BFFL1-3A	2.57		10110	2202	2393							82	10411		272	219				527	2611	
		BFFL1-3B	2.57	10	10110	246	668			14				69	4102		198	54				589	564	

A.4 Inclusions fluides (microthermométrie, Raman, LA-ICP-MS)

BFFL2-2	9.47	157	37264	7963	2422	26	82	327	2252	13	6258	559	486
BFFL2-4	5.86	110	23060	5828	5976			33		43	6446	630	19 198
BFFL2-20	10.98	219	43206	237	11040	811	72			99	1848		19 125 2285
BFFL2-23	12.62	210	52406	51	7636		57			73	1014		27 58
BFFL2-24	11.58	232	47390	129	6720		79			70			21 25
BFFL2-60	12.39	240	50353	87	8029					72			25 150

A.5 Géochronologie

A.5.1 Résumé des protocoles et analyses U-Th-Pb sur monazite et allanite à l'EPMA et au LA-ICP-MS

Les compositions chimiques de la monazite ont été analysées à l'aide d'une microsonde électronique JEOL JXA-8230 à ISTERre afin de caractériser les zonations intracristal sur les lames minces PN16-R05a et 3501-5B. Les cartes de rayons X ont été acquises à 15keV et 100nA, 1000 ms de temps mort et en utilisant une taille de spot de 1 μm . Des analyses ponctuelles quantitatives de la monazite ont été obtenues en utilisant un faisceau de 15keV et 200nA modifiés d'après (Scherrer et al., 2000). À partir des concentrations chimiques en U, Th et Pb, des âges ont été calculés à l'aide du logiciel NiLeDAM (Seydoux-Guillaume et al., 2012; Villa-Vialaneix et al., 2013) avec une incertitude sur les âges de 2σ . Toutes les analyses avec une teneur en $\text{SiO}_2 > 1 \text{ wt}\%$ (contamination par les silicates environnants), $\text{PbO} > 1 \text{ wt}\%$, total des poids d'oxydes $< 98 \text{ wt}\%$ ou $> 102 \text{ wt}\%$, ou ayant une concentration de PbO inférieure à la limite de détection d'environ 100 ppm n'ont pas été prises en compte pour les monazites de MP et PN. Les monazites de LGV possèdent en enrichissement en Th dans le cœur des grains jusqu'à 1.49 wt%, mais sont très pauvres en UO_2 ($< 400 \text{ ppm}$) et en PbO (le plus souvent inférieur aux limites de détection ; $\text{UO}_2 = 136 \text{ ppm}$ et $\text{PbO} = 105 \text{ ppm}$, respectivement). Il n'est donc pas possible d'obtenir un âge. Toutefois, la limite de détection a été appliquée à toutes les valeurs d'U, Th et Pb inférieures à ces mêmes limites pour pouvoir déterminer des âges maximums de cristallisation. Les données de composition chimique des monazites sont résumées dans les [Tableau A.21](#) et [Tableau A.22](#).

La datation isotopique U-Pb in situ de la monazite a été effectuée sur un échantillon de PN (PN16-R05a) et trois lames minces de MP (3501-4A, 3501-5B et 3501-10A) en utilisant le LA-ICP-MS au BRGM (Orléans, France). Le spectromètre de masse est un ICP-MS X série II monté en lentilles Xs couplé à un laser Cetac Excite 193 nm à impulsion courte. L'échantillon a été placé dans une cellule à double volume balayée par un flux d'hélium (les conditions d'analyse sont résumées dans le [Tableau A.19](#)). Les analyses ont été normalisées par rapport à la monazite de Trebilcock ($272 \pm 2 \text{ Ma}$; Tomascak et al., 1996) avec un contrôle de qualité sur la monazite standard de Madmon ($523 \pm 12 \text{ Ma}$; Schulz et al., 2007). La réduction des données a été effectuée à l'aide du logiciel Glitter©. Les teneurs en ^{235}U ont été recalculées à partir des teneurs mesurées en ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{238}U , en utilisant l'équation de désintégration. Le calcul de l'âge a été réalisé avec IsoplotR sur R (Vermeesch, 2018) avec un écart-type de 2σ , et l'isochrone a été tracé à l'aide d'une régression par moindres carrés ordinaires. Un spot de taille 10 ou 15 μm a été choisi pour maximiser le signal. Pour le gisement de PN, les analyses qui divergent statistiquement de la ligne de discordance ont été retirées du calcul de l'âge. Un contrôle MEB a ensuite été réalisé pour les 6 analyses supprimées (ellipses grises sur la [Figure 2.11](#)), fournissant des preuves d'interférences sous forme d'inclusions ou d'interfaces minérales.

Les analyses U-Th-Pb in situ sur l'allanite de PEN (PEN19-2-14a) ont été réalisées à l'Institut des sciences géologiques (Université de Berne, Suisse), tandis que la datation U-Th-Pb in situ de la monazite de LGV (LGV19-02) a été effectuée au Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM, Orléans, France). L'algorithme total-Pb/U-Th de Vermeesch (2020) basé sur les trois chronomètres U-Th-Pb ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$), estime la composition Pb commun et l'âge de cristallisation de la monazite LGV (LGV19-02) via l'interception de la Concordia. Les données radiogéniques U-Th-Pb ont été reportées sur un diagramme $^{208}\text{Pb}_r/^{232}\text{Th}$ vs. $^{206}\text{Pb}_r/^{238}\text{U}$ et ont donné un âge Concordia après correction du Pb commun. Treize analyses avec une fraction de ^{206}Pb commun (f_{206}) supérieure au ^{206}Pb total pour l'âge estimé ou ayant une f_{206} inférieur à la f_{208} sont éliminées du calcul de l'âge. La composition en ^{206}Pb commun est calculée à partir d'une projection de la composition en Pb du modèle de Cumming and Richards (1975) sur la Concordia, en utilisant le rapport de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesuré (Gregory et al., 2007). La même méthode n'est pas applicable en raison des valeurs Th/U très élevées de l'allanite de PEN (PEN19-2-14a), et des statistiques de comptage relativement médiocres du système U-Pb, associées à une fraction élevée de ^{206}Pb commun (f_{206}). La méthode de l'isochrone Th-Pb corrigé en $^{206}\text{Pb}_c$ de Gregory et al. (2007) a été utilisée pour calculer les âges Th-Pb et la fraction de ^{206}Pb initial (f_{206}) sur les allanites de PEN. Les conditions analytiques pour les analyses isotopiques U-Th-Pb sont décrites dans les Tableau A.19 et Tableau A.20. Toutes les incertitudes citées sont rapportées à un écart-type de 2, y compris la surdispersion éventuelle et les incertitudes systématiques telles que calculées dans IsoplotR (Vermeesch, 2018, 2020). L'ensemble des données isotopiques U-Th-Pb sont présentées dans les Tableau A.23, Tableau A.24 et Tableau A.25.

Tableau A.19 : Résumé des conditions d'analyse U-Th-Pb sur monazite (PN, MP, LGV) au BRGM, Orléans

Laser	
Type	CETAC Excite
Wavelength	193nm
Laser frequency	3Hz
Fluence	3J.cm ⁻²
Ablation spot size	15 et 10 μm
ICP-MS	
Model	X serie II
Type	Quadripôle
ICP RF Power	1400W
Cooling gaz (Ar)	15 l.min ⁻¹
Carrier gaz (He)	0.15 à 0.3 l.min ⁻¹
Auxiliary gaz (Ar)	1 l.min ⁻¹
Acquisition parameters	
Measured isotopes	^{202}Hg , ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U
Dwell time per mass	30ms
background	20s
Acquisition time	40s (120 pulses)

Tableau A.20 : Résumé des conditions d'analyse U-Th-Pb des allanites du Penay (PEN) au LA-ICP-MS de l'université de Berne.

Laboratory and Sample Preparation	
Laboratory name	Departement of Geological Sciences (University of Bern)
Sample type/mineral	Allanite
Sample preparation	Polished thin section
Imaging	SEM (BSE)
Laser ablation system	
Make, Model and type	GeoLasPro (Compex 102; Lambda Physics)
Ablation cell and volume	In-house built rectangle cell brought down to a round base area, volume <i>ca.</i> 21 cm ³
Laser wavelength (nm)	193 nm ArF excimer laser
Pulse width (ns)	15 ns
Fluence (J cm ⁻²)	2.5 J cm ⁻²
Repetition rate (Hz)	9 Hz
Ablation duration (s)	40 s
Ablation pit depth / ablation rate	12 µm pit depth, measured using an optical microscope, equivalent to 35 nm/pulse
Spot diameter (µm)	24 µm
Sampling mode / pattern	Static spot ablation
Carrier gas	He (1.000 L/min) and H ₂ (0.008 L/min) cell gas flow, Ar make-up gas combined using a Y-piece 50% along the sample transport line to the torch.
Cell carrier gas flow (l min ⁻¹)	1.008 l min ⁻¹
ICP-MS Instrument	
Make, Model and type	Elan DRC-e (Perkin Elmer) ICP-QMS
RF power (W)	1550 W
Make-up gas flow (l min ⁻¹)	0.65 - 0.70 l min ⁻¹ Ar
Detection system	Dual (cross-calibrated pulse/analoge modes)
Masses measured	27, 29, 202, 204, 206, 207, 208, 232, 235, 238
Total integration time per output data point (s)	dwelt time: 180 ms sweep ⁻¹ ~220 sweeps acquired per spot
IC Dead time (ns)	55 ns
Data Processing	
Gas blank	60 s on-peak zero subtracted
Calibration strategy	Plešovice as primary standard
Reference Material info	Plešovice (Slama <i>et al.</i> 2008) Bona (Burn <i>et al.</i> 2017) CAPb (Burn <i>et al.</i> 2017)
Data processing package used / Correction for LIEF	In-house package (see text)
Common-Pb correction, composition and uncertainty	Common-Pb correction applied to the data (see text).
Uncertainty level and propagation	Ages are quoted at <i>2sigma</i> absolute. Age uncertainty of reference material and common-Pb composition uncertainty are propagated where appropriate.

Tableau A.21 : Résumé des analyses chimiques sur les monazites de Peisey-Nancroix (PN) et Macôt-La Plagne (MP) à l'EPMA

Analysis n°	CaO	Y ₂ O ₃	ThO ₂	SiO ₂	UO ₂	P ₂ O ₅	PbO	La ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Total
PN16-R05a_mnz6_pt1	1.55	0.68	6.76	0.15	1.17	29.91	0.34	5.60	19.81	22.70	3.86	3.84	2.09	-	-	98.48
PN16-R05a_mnz11_pt4	0.13	0.54	0.23	0.03	0.24	29.88	0.32	19.77	14.08	30.04	3.43	2.00	0.48	-	-	101.18
PN16-R05a_mnz11_pt2	2.19	0.89	9.67	0.18	0.79	29.35	0.32	2.09	23.25	11.45	2.72	7.86	3.79	-	-	94.57
PN16-R05a_mnz11bis_pt1	0.67	0.56	2.47	0.09	1.06	29.69	0.02	11.51	16.98	28.65	3.73	2.66	1.21	-	-	99.31
PN16-R05a_mnz10_pt1	0.25	0.52	0.57	0.04	0.69	29.74	0.07	14.75	15.51	30.09	3.64	2.35	0.93	-	-	99.13
PN16-R05a_mnz10_pt2	0.13	0.53	0.28	0.04	0.33	30.07	0.02	19.42	13.93	29.72	3.42	1.93	0.53	-	-	100.35
PN16-R05a_mnz11_pt1	2.40	0.87	10.82	0.22	0.76	29.55	0.02	2.25	22.91	11.70	2.77	7.50	3.69	-	-	95.46
PN16-R05a_mnz11_pt3	0.37	0.65	1.01	0.04	1.12	29.68	bdl	12.44	16.60	29.90	3.78	2.65	1.24	-	-	99.48
PN16-R05a_mnz15_pt2	0.32	0.57	0.83	0.49	0.72	29.74	0.03	14.16	15.02	29.11	3.55	2.35	1.10	-	-	97.99
PN16-R05a_mnz23_pt1	2.05	0.79	8.68	0.19	1.04	29.93	0.02	3.53	22.70	15.50	3.33	6.12	3.01	-	-	96.89
PN16-R05a_mnz23_pt2	0.35	0.52	0.74	0.06	1.20	30.12	0.04	13.06	16.63	29.61	3.95	2.62	1.21	-	-	100.10
PN16-R05a_mnz24_pt1	1.17	0.77	5.13	0.18	1.24	29.76	bdl	7.38	19.19	23.37	3.62	4.28	2.19	-	-	98.28
PN16-R05a_mnz24_pt2	0.39	0.51	1.03	0.09	1.12	30.27	0.06	13.66	16.12	29.99	3.71	2.38	1.09	-	-	100.44
PN16-R05a_mnz8_pt1	1.60	0.74	6.79	0.11	1.08	29.48	0.08	4.85	20.78	20.97	3.88	4.33	2.36	-	-	97.06
PN16-R05a_mnz8_pt2	0.27	0.47	0.56	0.07	0.79	29.61	0.03	14.55	15.82	29.94	3.74	2.33	0.99	-	-	99.16
PN16-R05a_mnz15_pt1	1.58	0.72	7.09	0.14	0.85	28.95	0.02	4.25	20.39	20.89	3.80	4.17	2.25	-	-	95.09
PN16-R05a_mnz17_pt1	0.96	0.63	3.95	0.10	1.01	30.45	0.03	8.12	18.90	27.13	4.06	3.17	1.65	-	-	100.16
PN16-R05a_mnz17_pt2	0.36	0.54	1.29	0.07	0.66	30.35	0.02	13.89	15.77	29.66	3.76	2.54	1.12	-	-	100.01
PN16-R05a_mnz18_pt1	2.36	0.86	10.28	0.22	0.88	30.05	0.01	2.59	22.34	13.93	3.07	6.10	3.17	-	-	95.85
PN16-R05a_mnz18_pt2	0.30	0.41	0.98	0.06	0.57	30.22	0.02	14.19	15.66	30.07	3.76	2.38	1.04	-	-	99.64
PN16-R05a_mnz18_pt3	0.28	0.57	0.62	0.04	0.58	30.09	0.03	15.11	15.29	29.75	3.68	2.21	0.80	-	-	99.06
PN16-R05a_mnz26_pt1	0.41	0.57	1.17	0.08	1.03	29.78	0.04	13.55	15.09	28.89	3.56	2.26	0.91	-	-	97.34
PN16-R05a_mnz27_pt1	0.58	0.54	1.93	0.08	1.24	29.74	0.06	12.07	15.85	28.81	3.61	2.36	1.00	-	-	97.86
PN16-R05a_mnz25_pt1	1.26	0.76	5.47	0.13	1.18	29.24	0.06	6.22	20.27	21.01	3.58	4.37	2.25	-	-	95.83
PN16-R05a_mnz25_pt2	0.31	0.50	1.23	0.07	0.52	29.75	0.02	16.24	14.66	29.14	3.55	2.10	0.78	-	-	98.86
PN16-R05a_mnz28_pt1	0.75	0.49	2.81	0.10	0.61	29.64	0.02	12.65	15.87	28.95	3.64	2.57	1.27	-	-	99.35
PN16-R05a_mnz29_pt1	1.43	0.64	6.50	0.44	0.71	29.40	0.03	8.50	16.91	25.54	3.68	2.93	1.54	-	-	98.25
PN16-R05a_mnz29_pt2	1.09	0.55	4.84	0.35	0.72	29.58	0.02	10.37	16.29	27.15	3.58	2.84	1.42	-	-	98.79
PN16-R05a_mnz29_pt5	2.47	0.73	10.43	0.40	0.78	28.83	bdl	5.24	18.69	20.75	3.44	3.92	2.22	-	-	97.89
PN16-R05a_mnz29_pt6	0.43	0.58	1.39	0.18	0.58	30.68	bdl	12.11	16.40	29.87	3.88	2.69	1.32	-	-	100.13
PN16-R05a_mnz30_pt1	1.92	0.71	8.92	0.40	0.59	30.01	0.32	8.05	16.45	21.32	3.13	4.18	2.36	-	-	98.38
PN16-R05a_mnz30_pt3	2.27	0.76	10.34	0.50	0.56	29.37	0.33	5.75	17.56	17.37	2.85	5.30	2.98	-	-	95.93
3501-5B_mnz53_pt1	0.72	0.27	1.72	0.58	0.03	29.62	bdl	18.48	11.97	31.25	3.14	1.76	0.91	-	-	100.46
3501-5B_mnz53bis_pt1	0.53	0.56	1.44	0.29	0.01	29.40	0.04	15.81	13.27	30.59	3.41	2.34	1.35	-	-	99.07
3501-5B_mnz47_pt1	0.81	0.50	1.63	0.23	0.41	30.16	bdl	15.03	13.19	31.77	3.49	1.94	0.73	-	-	99.89
3501-5B_mnz50_pt1	0.72	0.38	2.44	0.46	0.25	29.65	0.02	13.22	14.05	32.50	3.63	1.85	0.41	-	-	99.58
3501-5B_mnz46_pt1	0.62	0.35	1.43	0.33	0.04	29.54	0.01	18.16	12.25	31.89	3.29	1.66	0.82	-	-	100.40
3501-5B_mnz35_pt1	0.85	0.36	2.86	0.26	0.20	29.65	bdl	14.68	13.30	30.96	3.39	2.02	0.81	-	-	99.34
3501-5B_mnz35_pt2	0.60	0.40	1.55	0.23	0.19	29.82	bdl	15.85	12.80	31.88	3.40	1.71	0.56	-	-	98.98
PN16-R05a_mnz18_pt4	2.35	0.80	8.05	0.18	0.96	28.60	0.04	3.94	22.34	17.01	3.86	5.49	3.15	0.51	4.88	102.19
PN16-R05a_mnz30_pt5	2.98	0.89	19.59	0.76	0.70	28.62	0.03	0.65	4.35	7.24	2.86	18.77	8.63	2.16	6.05	104.27
PN16-R05a_mnz11_pt5	1.66	0.80	7.11	0.16	1.33	28.68	0.02	0.53	3.52	6.06	3.94	23.49	16.93	3.80	5.39	103.41
PN16-R05a_mnz18_pt4	2.35	0.80	8.05	0.18	0.96	28.60	0.04	0.51	3.15	5.49	3.86	22.34	17.01	3.94	4.88	102.19

bdl : Analysis below the detection limit

- : Non measured data

Tableau A.22 : Résumé des analyses monazite de LGV (LGV19-02 et LGV19-07) à l'EPMA. La composition chimique élémentaire est exprimée en pourcentage massique normalisé (wt%). L'âge est calculé à partir des compositions en U-Th-Pb à l'aide du programme NileDAM (Villa-Vialaneix et al., 2013). Les valeurs de PbO, ThO₂, et UO₂ en dessous des limites de détection et les âges qui en découlent sont grisés.

Sample	Analysis n°	SiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	Y ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	PbO	ThO ₂	UO ₂ *	Total	age (Ma)	1σ
LGV19-02_Mnz2-pt1		0.15	29.63	0.15	1.19	11.79	28.38	3.77	17.14	4.24	2.99	0.62	0.01	0.02	0.01	100.1	3018	1360
LGV19-02_Mnz3-pt1		0.08	29.80	0.15	0.38	17.38	32.35	3.61	13.49	1.98	1.02	0.25	0.01	0.01	0.01	100.5	3258	7816825
LGV19-02_Mnz3-pt2		0.13	29.46	0.14	0.37	14.26	30.63	3.65	15.29	2.83	1.46	0.22	0.01	0.97	0.01	99.4	241	55
LGV19-02_Mnz3-pt3		0.14	29.69	0.13	0.25	18.58	32.16	3.42	12.93	1.81	0.83	0.13	0.01	0.20	0.01	100.3	962	298
LGV19-02_Mnz4-pt1		0.12	29.42	0.15	0.50	14.93	30.40	3.66	15.09	3.09	1.67	0.26	0.01	0.56	0.01	99.9	406	115
LGV19-02_Mnz4-pt2		0.11	29.55	0.15	0.51	15.11	30.18	3.65	15.23	3.32	1.80	0.29	0.01	0.26	0.01	100.2	801	572
LGV19-02_Mnz4-pt3		0.33	29.28	0.08	0.21	18.72	33.37	3.37	12.09	1.25	0.64	0.14	0.02	0.06	0.03	99.6	2148	249
LGV19-02_Mnz4-pt5		0.15	28.76	0.12	0.21	16.60	32.98	3.70	13.85	1.66	0.81	0.17	0.01	0.01	0.01	99.0	3698	4753
LGV19-02_Mnz4-pt11		0.28	29.21	0.09	0.20	15.43	31.66	3.76	15.19	2.32	1.08	0.17	0.03	0.38	0.01	99.8	1435	122
LGV19-02_Mnz5-pt1		0.15	29.78	0.20	0.25	16.14	32.22	3.64	14.27	2.07	0.99	0.14	0.04	0.92	0.01	100.8	914	55
LGV19-02_Mnz5-pt2		0.19	29.87	0.17	0.40	15.09	30.99	3.79	15.75	2.92	1.43	0.23	0.02	0.27	0.01	101.1	1643	169
LGV19-02_Mnz9-pt1		0.15	29.98	0.18	0.48	14.18	30.13	3.72	15.88	3.46	1.82	0.32	0.01	1.00	0.01	101.3	235	118
LGV19-02_Mnz9-pt2		0.17	29.92	0.19	0.62	13.63	29.48	3.71	16.19	3.69	2.15	0.35	0.01	1.10	0.01	101.2	215	73
LGV19-02_Mnz9-pt3		0.16	29.72	0.20	0.60	13.84	30.32	3.79	16.26	3.39	1.86	0.37	0.02	0.89	0.01	101.5	570	53
LGV19-02_Mnz9-pt4		0.19	29.90	0.20	0.66	13.68	30.35	3.88	16.51	3.52	1.97	0.35	0.02	0.71	0.01	101.9	536	67
LGV19-02_Mnz9-pt5		0.16	29.91	0.14	0.65	13.80	30.44	3.86	16.35	3.41	1.94	0.45	0.04	0.39	0.02	101.6	1828	110
LGV19-02_Mnz11-pt1		0.12	29.48	0.19	0.53	14.81	30.41	3.63	15.44	3.15	1.71	0.29	0.01	0.64	0.01	100.4	397	77
LGV19-02_Mnz11-pt2		0.11	29.48	0.15	0.63	14.31	30.68	3.74	15.84	3.17	1.73	0.38	0.03	0.33	0.01	100.6	1547	363
LGV19-02_Mnz11-pt3		0.14	29.50	0.28	0.74	14.04	29.61	3.67	15.90	3.67	2.13	0.43	0.02	0.68	0.01	100.8	502	97
LGV19-02_Mnz13-pt1		0.19	29.35	0.33	0.91	13.24	28.74	3.59	15.74	3.82	2.42	0.51	0.01	0.88	0.01	99.7	264	134
LGV19-02_Mnz13-pt2		0.15	29.62	0.19	0.66	14.28	30.49	3.72	15.60	3.28	1.84	0.40	0.01	0.24	0.01	100.5	828	1584
LGV19-02_Mnz13-pt3		0.20	29.53	0.19	0.62	14.55	30.71	3.68	15.48	3.14	1.79	0.35	0.01	0.32	0.01	100.6	659	1493
LGV19-02_Mnz13-pt4		0.17	28.97	0.39	0.82	14.41	29.41	3.56	15.37	3.57	2.15	0.38	0.01	0.66	0.01	99.9	347	252
LGV19-02_Mnz13-pt5		0.84	28.81	0.27	0.75	13.85	28.98	3.58	15.51	3.65	2.18	0.39	0.01	0.65	0.01	99.5	354	170
LGV19-02_Mnz14-pt1		0.30	29.88	0.22	0.64	14.47	30.63	3.81	15.62	3.19	1.80	0.32	0.01	0.49	0.01	101.4	473	100
LGV19-02_Mnz15-pt1		0.19	29.73	0.16	0.47	14.40	32.09	3.79	15.34	2.23	1.12	0.31	0.01	0.93	0.03	100.8	241	121
LGV19-02_Mnz15-pt2		0.12	29.66	0.23	0.68	14.36	30.47	3.61	15.43	3.11	1.80	0.38	0.01	0.53	0.01	100.4	428	208
LGV19-02_Mnz15-pt3		0.20	28.98	0.43	0.89	13.42	28.75	3.62	15.76	3.76	2.35	0.49	0.02	1.29	0.01	100.0	383	40
LGV19-02_Mnz16-pt1		0.20	29.66	0.28	0.73	13.73	28.97	3.83	16.31	4.08	2.44	0.45	0.01	1.13	0.01	101.8	211	105
LGV19-02_Mnz16-pt2		0.25	29.21	0.43	0.66	14.21	30.44	3.78	15.70	3.23	1.83	0.38	0.01	0.37	0.01	100.5	587	955
LGV19-02_Mnz17-pt2		0.26	29.95	0.30	1.28	12.29	28.17	3.78	16.69	4.28	3.00	0.70	0.01	0.49	0.01	101.2	460	231
LGV19-02_Mnz18-pt1		0.28	29.30	0.08	0.44	14.59	31.09	3.75	15.51	2.68	1.27	0.24	0.01	0.92	0.02	100.2	252	63
LGV19-02_Mnz18-pt2		0.28	29.23	0.08	0.47	14.47	30.52	3.76	15.83	2.98	1.44	0.22	0.01	1.01	0.02	100.3	325	49
LGV19-02_Mnz18-pt3		0.22	29.66	0.05	0.22	17.62	34.03	3.65	13.15	1.31	0.56	0.09	0.03	0.65	0.03	101.3	1049	66
LGV19-02_Mnz19-pt1		0.23	29.60	0.15	0.79	11.86	27.69	3.73	17.19	4.56	2.92	0.46	0.01	1.28	0.01	100.5	235	40
LGV19-02_Mnz19-pt2		0.18	28.56	0.19	0.55	14.47	30.09	3.68	15.52	3.26	1.79	0.31	0.01	0.70	0.01	99.3	337	175
LGV19-02_Mnz20-pt1		0.13	29.32	0.21	1.30	11.78	28.06	3.73	17.22	4.46	3.13	0.74	0.01	0.18	0.01	100.3	1052	501
LGV19-02_Mnz20-pt2		0.21	29.53	0.31	1.17	12.33	27.32	3.69	17.01	4.65	3.33	0.65	0.01	0.76	0.01	101.0	303	147
LGV19-02_Mnz20-pt3		0.19	29.26	0.12	0.65	12.17	28.42	3.76	17.22	4.22	2.59	0.36	0.01	1.16	0.01	100.1	203	62
LGV19-02_Mnz20-pt4		0.39	28.89	0.20	0.53	13.52	29.10	3.68	16.36	3.83	2.15	0.37	0.01	1.16	0.01	100.2	294	42
LGV19-02_Mnz20-pt7		0.15	29.34	0.12	0.95	11.73	28.57	3.81	17.42	4.28	2.75	0.51	0.01	0.29	0.01	99.9	762	144
LGV19-02_Mnz27-pt1		0.29	29.53	0.23	0.57	15.96	30.91	3.50	14.11	2.66	1.50	0.33	0.01	0.01	0.01	99.6	3238	82578
LGV19-02_Mnz29-pt1		0.12	29.57	0.17	0.63	14.71	30.94	3.75	15.60	3.15	1.69	0.42	0.01	0.22	0.01	101.0	920	662
LGV19-02_Mnz30-pt1		0.18	29.21	0.15	0.77	12.54	28.61	3.71	16.87	4.10	2.58	0.47	0.01	0.64	0.01	99.9	414	76
LGV19-02_Mnz30-pt2		0.20	29.26	0.20	0.64	14.02	30.46	3.67	15.66	3.14	1.75	0.30	0.01	0.29	0.01	99.6	727	1125
LGV19-02_Mnz31-pt1		0.16	29.52	0.42	1.20	12.64	27.42	3.61	16.41	4.41	3.10	0.70	0.03	0.41	0.01	100.0	1558	135

Sample	Analysis n°	SiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	Y ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	PbO	ThO ₂	UO ₂ *	Total age (Ma)	1σ	
LGV19-02_Mnz32-pt1		0.17	29.21	0.19	0.46	13.76	29.31	3.67	15.77	3.58	1.85	0.25	0.01	1.20	0.01	99.4	199	100
LGV19-02_Mnz32-pt2		0.13	29.45	0.23	0.66	14.77	30.82	3.70	15.24	3.06	1.68	0.38	0.01	0.39	0.01	100.5	564	277
LGV19-02_Mnz32-pt3		0.20	29.64	0.21	0.90	11.97	27.65	3.80	17.37	4.67	3.08	0.54	0.01	1.46	0.01	101.5	165	104
LGV19-02_Mnz33-pt1		0.11	29.11	0.24	0.72	14.39	29.46	3.73	15.99	3.84	2.25	0.42	0.01	0.61	0.01	100.9	376	191
LGV19-02_Mnz33-pt2		0.09	29.29	0.09	0.91	12.00	28.62	3.84	17.49	4.38	2.81	0.51	0.01	0.13	0.03	100.2	1022	471
LGV19-02_Mnz33-pt3		0.09	29.28	0.17	1.05	12.16	28.52	3.84	17.17	4.35	2.92	0.66	0.01	0.14	0.02	100.4	1219	562
LGV19-02_Mnz33-pt4		0.28	29.08	0.28	0.80	13.62	28.79	3.68	16.00	3.90	2.34	0.49	0.01	0.77	0.01	100.0	300	191
LGV19-02_Mnz33-pt5		0.74	29.57	0.17	0.53	14.58	30.74	3.73	15.24	3.06	1.61	0.26	0.01	0.40	0.01	100.6	544	272
LGV19-02_Mnz33-pt6		0.11	29.62	0.17	0.58	14.10	29.82	3.83	16.28	3.61	2.00	0.31	0.01	0.69	0.01	101.1	334	242
LGV19-02_Mnz33-pt7		0.11	29.43	0.27	0.98	12.83	27.85	3.71	16.90	4.63	3.12	0.58	0.01	0.49	0.01	100.9	456	220
LGV19-02_Mnz33-pt8		0.11	29.31	0.25	0.91	13.75	29.42	3.77	16.34	3.90	2.56	0.53	0.01	0.42	0.01	101.3	604	113
LGV19-02_Mnz33-pt9		0.12	29.49	0.16	0.58	14.41	30.11	3.78	16.10	3.54	1.99	0.39	0.01	0.66	0.01	101.4	350	76
LGV19-02_Mnz33-pt10		0.12	29.43	0.21	0.65	14.48	30.68	3.81	16.04	3.36	1.92	0.35	0.01	0.40	0.01	101.5	549	273
LGV19-02_Mnz33-pt11		0.48	29.25	0.16	0.54	14.05	29.26	3.78	16.21	3.80	2.13	0.32	0.01	0.84	0.02	100.9	270	90
LGV19-02_Mnz34-pt1		0.27	29.43	0.10	0.46	14.71	30.86	3.68	15.24	2.75	1.38	0.20	0.05	1.08	0.01	100.2	1062	46
LGV19-02_Mnz34-pt2		0.30	29.35	0.10	0.47	14.68	30.25	3.82	16.08	3.29	1.64	0.31	0.05	1.18	0.03	101.6	956	39
LGV19-02_Mnz35-pt1		0.13	29.24	0.05	0.38	14.01	30.26	3.79	16.45	3.52	1.70	0.29	0.02	0.36	0.01	100.2	952	127
LGV19-02_Mnz36-pt1		0.33	29.72	0.11	0.46	14.60	30.43	3.75	15.59	2.99	1.50	0.32	0.07	1.28	0.02	101.2	1202	37
LGV19-02_Mnz37-pt1		0.13	29.23	0.29	0.84	13.62	29.60	3.69	16.03	3.42	2.17	0.47	0.01	0.16	0.01	99.6	1162	296
LGV19-02_Mnz37-pt2		0.15	29.21	0.09	0.52	14.43	30.99	3.72	15.55	2.90	1.51	0.33	0.01	0.17	0.01	99.6	1109	890
LGV19-02_Mnz38-pt1		0.12	29.35	0.21	0.56	15.52	29.79	3.57	14.77	3.30	1.89	0.40	0.14	0.70	0.01	100.3	3909	205
LGV19-02_Mnz39-pt1		0.22	29.00	0.24	0.76	13.40	28.62	3.68	16.33	3.93	2.35	0.39	0.01	1.12	0.04	100.1	200	103
LGV19-02_Mnz39-pt		0.20	29.60	0.29	0.78	13.86	29.66	3.73	16.21	3.80	2.28	0.36	0.01	1.11	0.03	101.9	203	99
LGV19-02_Mnz40-pt1		0.74	29.36	0.28	0.92	12.27	27.31	3.68	16.80	4.54	3.06	0.60	0.01	1.13	0.03	100.8	203	49
LGV19-02_Mnz41-pt1h		0.54	27.68	0.08	0.40	14.12	29.86	3.79	15.84	2.85	1.39	0.28	0.03	1.49	0.02	98.4	397	34
LGV19-02_Mnz41-pt2b		0.51	29.76	0.13	0.48	16.39	30.76	3.56	14.44	2.81	1.50	0.26	0.03	0.22	0.01	100.8	2595	266
LGV19-02_Mnz42-pt1		0.28	29.16	0.21	0.56	14.15	29.30	3.67	15.81	3.67	2.10	0.40	0.01	0.95	0.02	100.3	249	106
LGV19-02_Mnz42-pt2		0.23	29.44	0.16	0.60	13.74	30.46	3.70	15.42	3.09	1.73	0.35	0.01	0.52	0.01	99.5	427	225
LGV19-02_Mnz43-pt1		0.20	29.35	0.15	0.53	14.54	31.14	3.73	15.27	2.70	1.44	0.34	0.02	0.57	0.01	100.0	811	188
LGV19-02_Mnz44-pt1		0.17	28.70	0.22	0.61	13.99	29.07	3.54	15.67	3.67	2.11	0.37	0.04	1.12	0.01	99.3	871	43
LGV19-02_Mnz44-pt2		0.19	28.46	0.32	0.78	13.98	28.97	3.59	15.47	3.59	2.13	0.45	0.02	0.95	0.01	98.9	567	52
LGV19-02_Mnz44-pt3		0.19	28.29	0.29	0.76	13.94	29.07	3.58	15.67	3.70	2.20	0.40	0.07	0.67	0.01	98.8	2248	77
LGV19-02_Mnz45-pt1		0.20	29.68	0.22	0.77	13.90	28.96	3.68	16.00	3.91	2.37	0.41	0.01	0.63	0.01	100.7	362	182
Mean		0.22	29.38	0.20	0.65	14.16	29.93	3.70	15.76	3.39	1.97	0.38	0.02	0.65	0.02	100.4	857	
Min		0.08	27.68	0.05	0.20	11.73	27.31	3.37	12.09	1.25	0.56	0.09	0.01	0.01	0.01	98.4	165	
Max		0.84	29.98	0.43	1.30	18.72	34.03	3.88	17.49	4.67	3.33	0.74	0.14	1.49	0.04	101.9	3909	
1σ		0.14	0.39	0.08	0.23	1.37	1.35	0.10	0.98	0.74	0.61	0.13	0.02	0.38	0.01	0.8	809	
LGV19-07_Mnz1-pt1		0.27	29.21	0.25	0.54	13.91	30.06	3.69	15.74	3.19	1.76	0.37	0.01	1.21	0.02	100.2	191	61
LGV19-07_Mnz2-pt1		0.56	29.59	0.27	0.67	14.52	29.32	3.58	15.12	3.35	1.97	0.35	0.01	0.59	0.01	99.9	387	125
LGV19-07_Mnz3-pt1		0.21	29.61	0.25	0.68	13.61	28.95	3.59	15.98	3.80	2.14	0.38	0.01	1.06	0.01	100.3	222	109
LGV19-07_Mnz4-pt1		0.20	29.33	0.39	0.89	13.73	29.13	3.60	15.47	3.72	2.29	0.49	0.02	1.02	0.01	100.3	541	50
LGV19-07_Mnz4-pt2		0.24	29.97	0.40	1.00	12.91	28.93	3.71	16.35	4.03	2.50	0.51	0.01	0.54	0.01	101.1	421	207
Mean		0.30	29.54	0.31	0.76	13.74	29.28	3.63	15.73	3.62	2.13	0.42	0.01	0.88	0.02	100.4	352	
Min		0.20	29.21	0.25	0.54	12.91	28.93	3.58	15.12	3.19	1.76	0.35	0.01	0.54	0.01	99.9	191	
Max		0.56	29.97	0.40	1.00	14.52	30.06	3.71	16.35	4.03	2.50	0.51	0.02	1.21	0.02	101.1	541	
1σ		0.15	0.29	0.08	0.19	0.58	0.47	0.06	0.47	0.34	0.29	0.07	0.01	0.30	0.00	0.44	145	

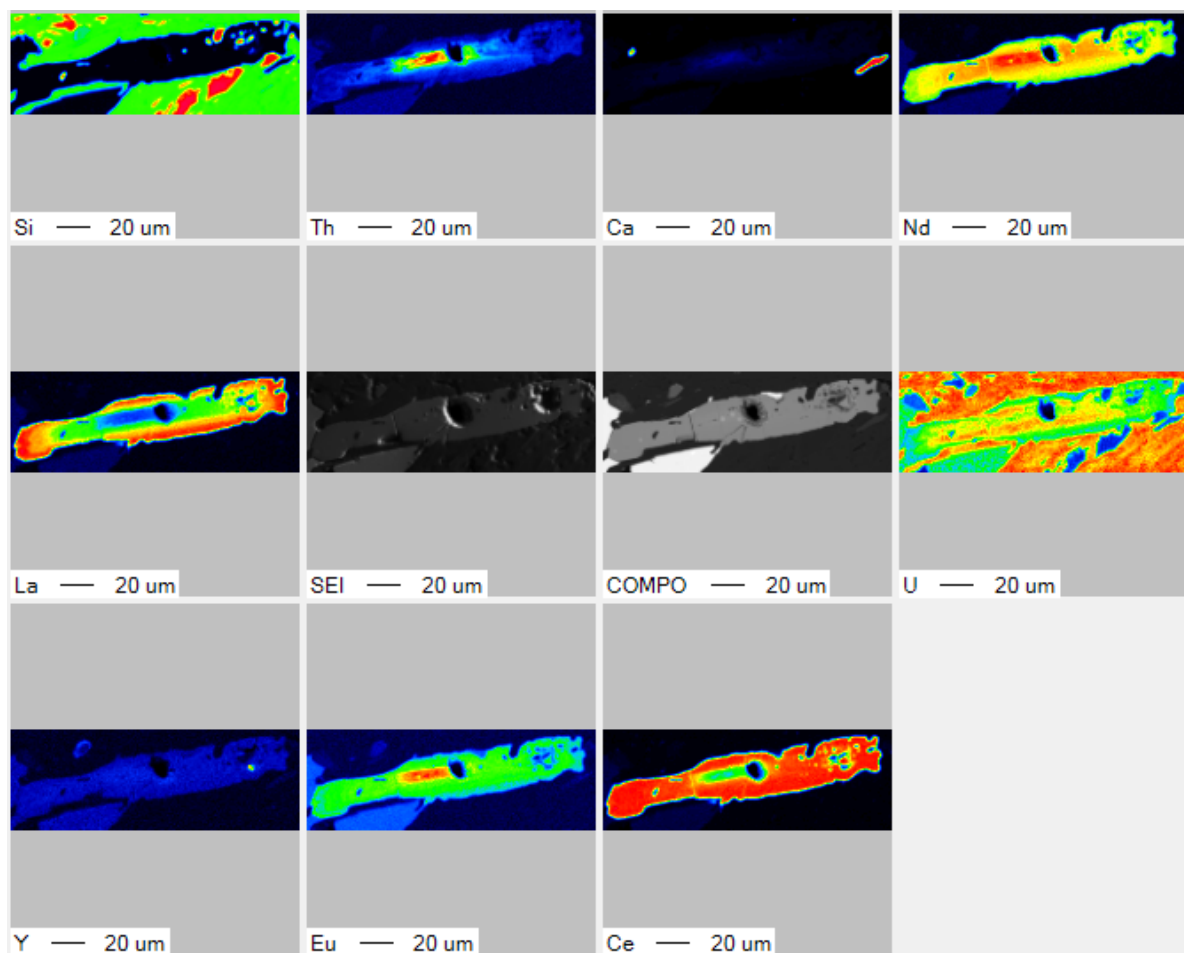


Figure A.43 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz11" de monazite de PN (PN16-R05a).

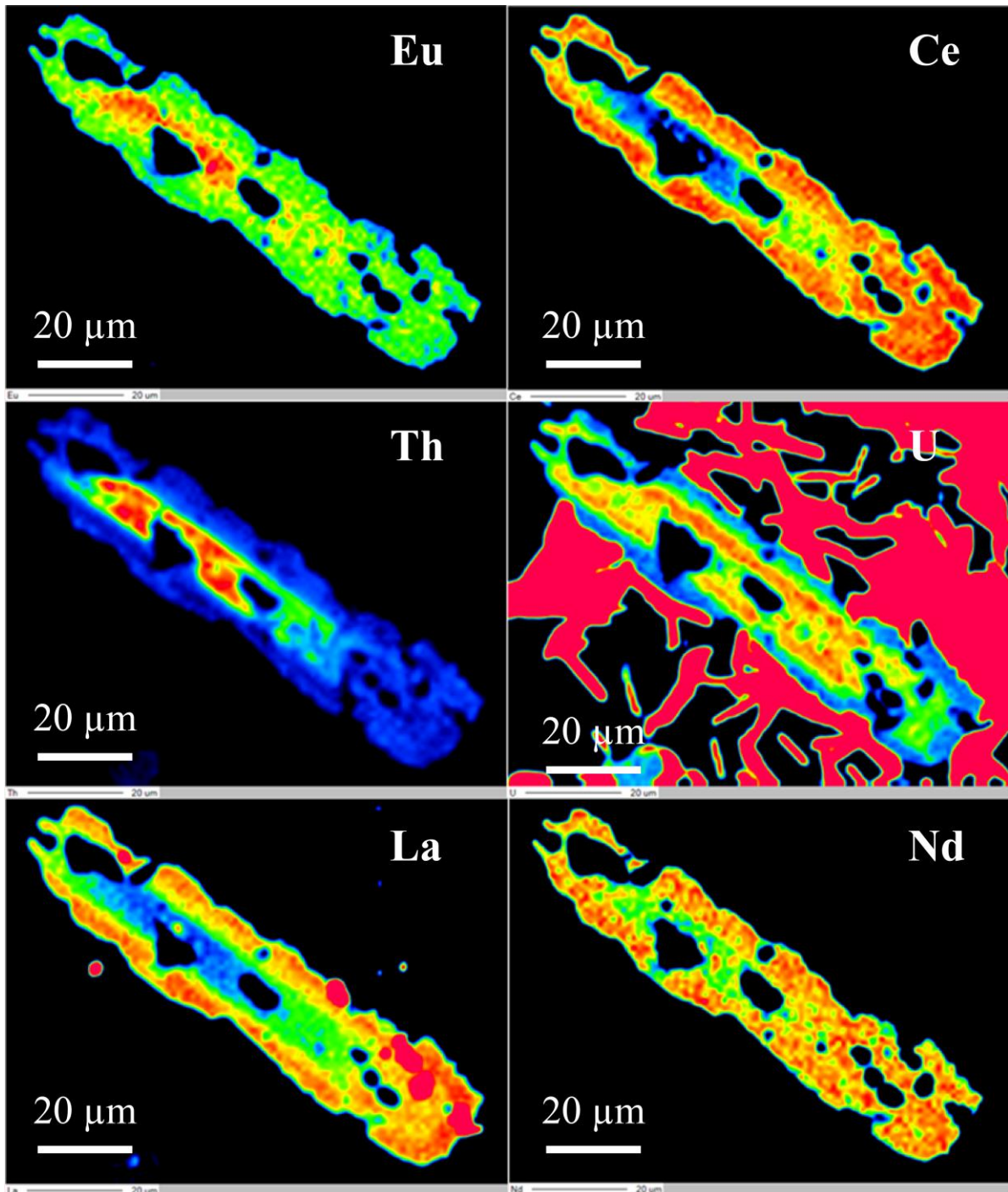


Figure A.44 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz15" de monazite de PN (PN16-R05a).

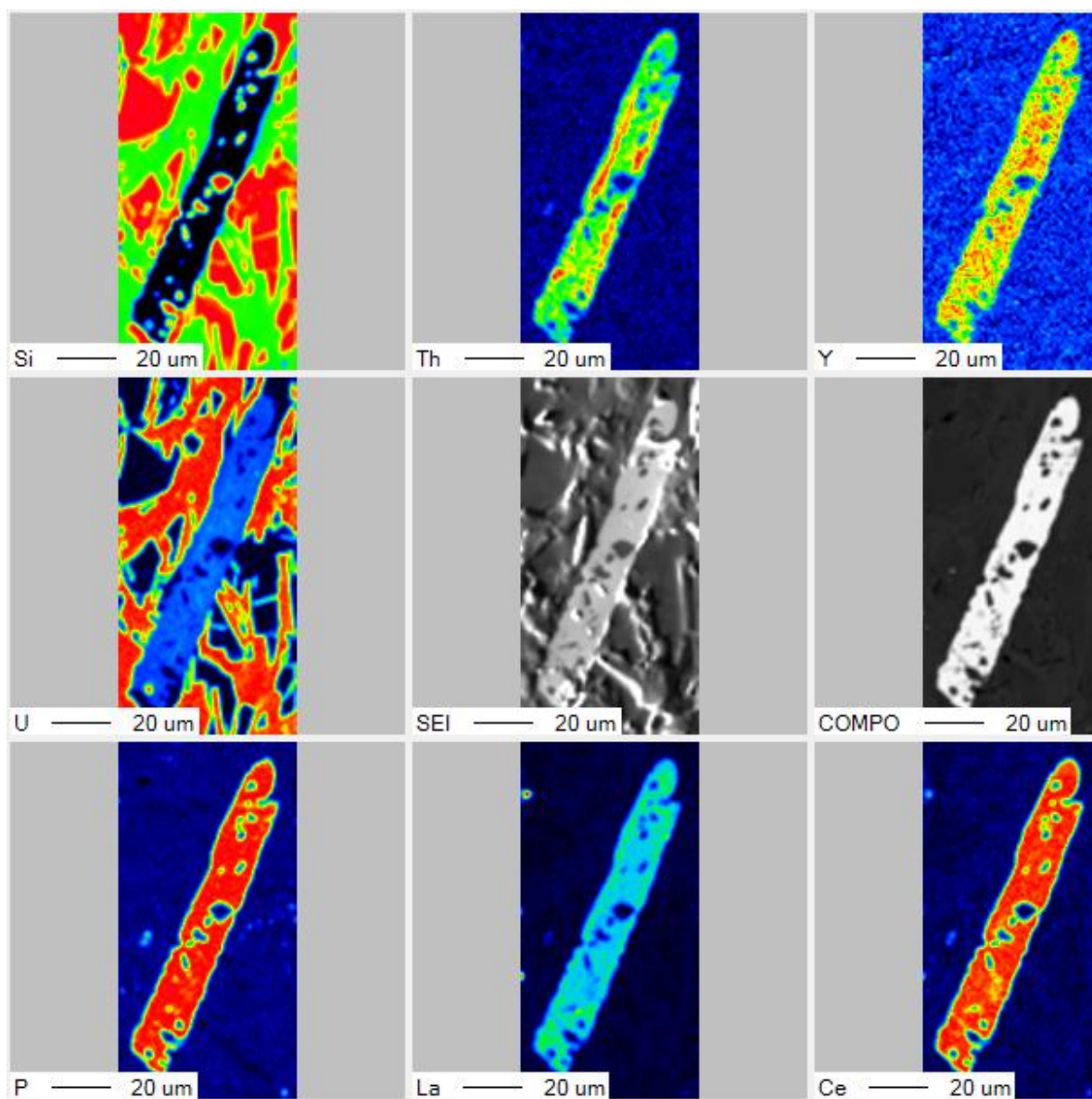


Figure A.45 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz26" de monazite de PN (PN16-R05a).

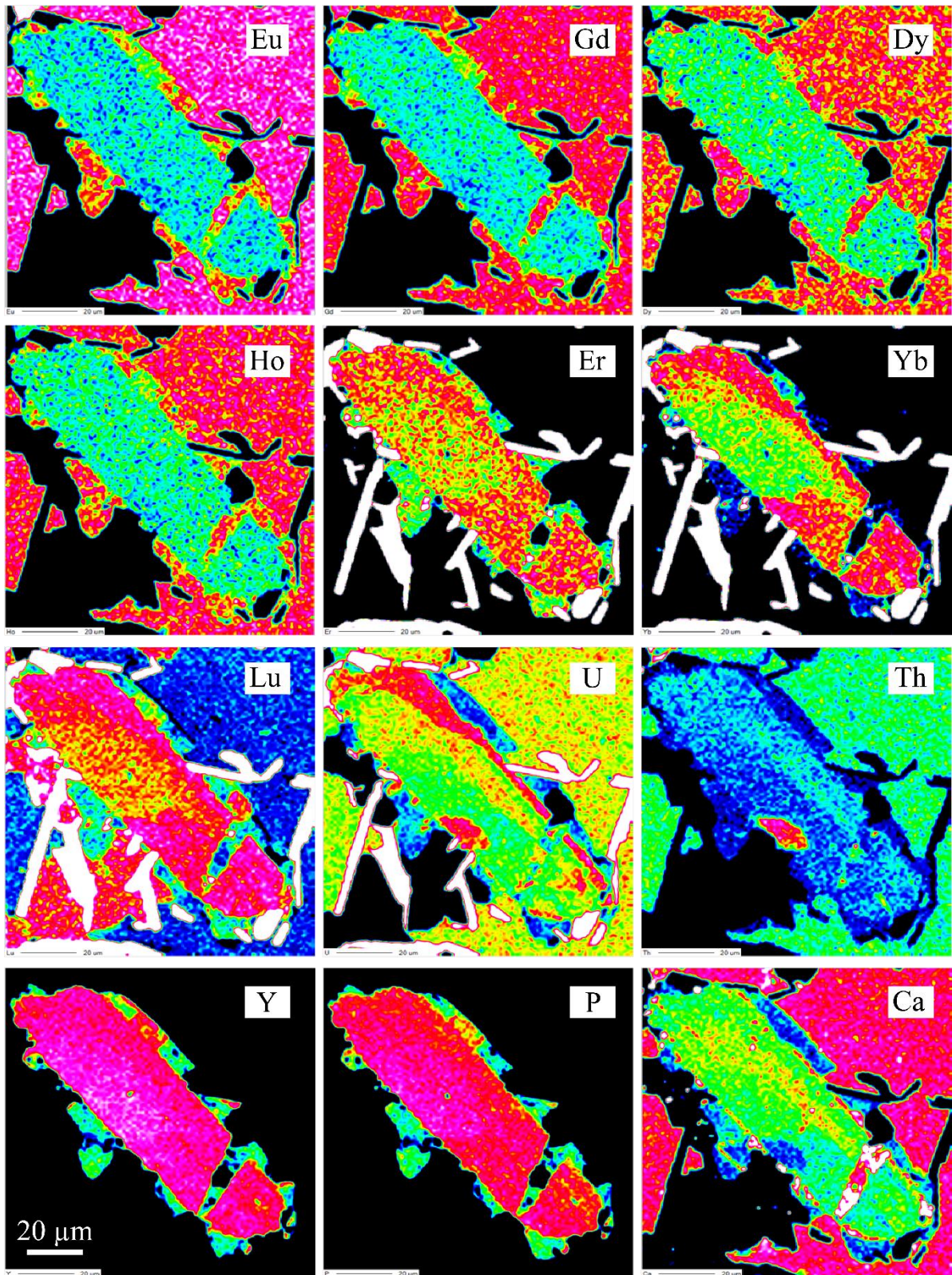


Figure A.46 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "XEN1" de monazite de PN (PN16-R05a).

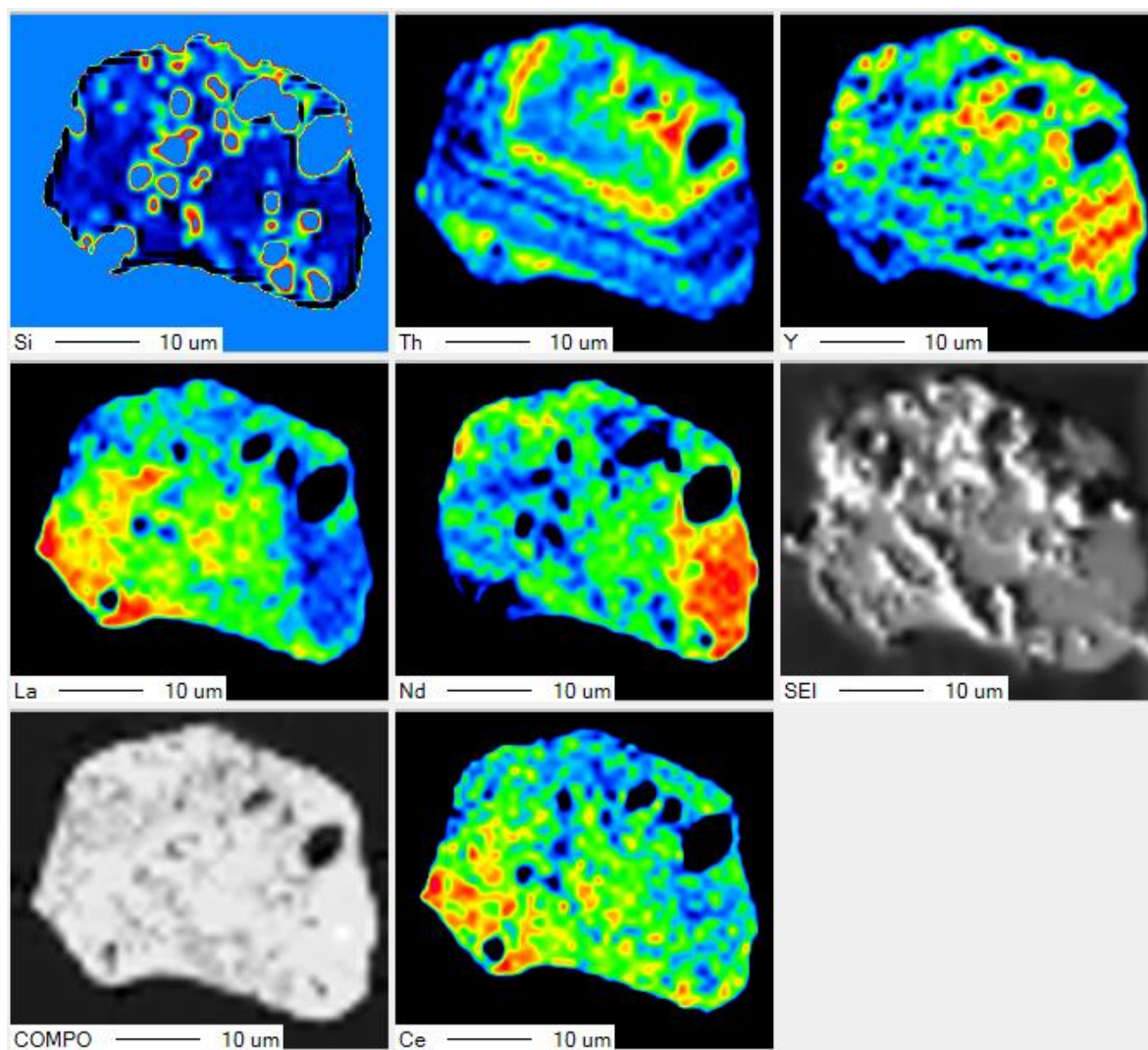


Figure A.47 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz2" de monazite de LGV (LGV19-02).

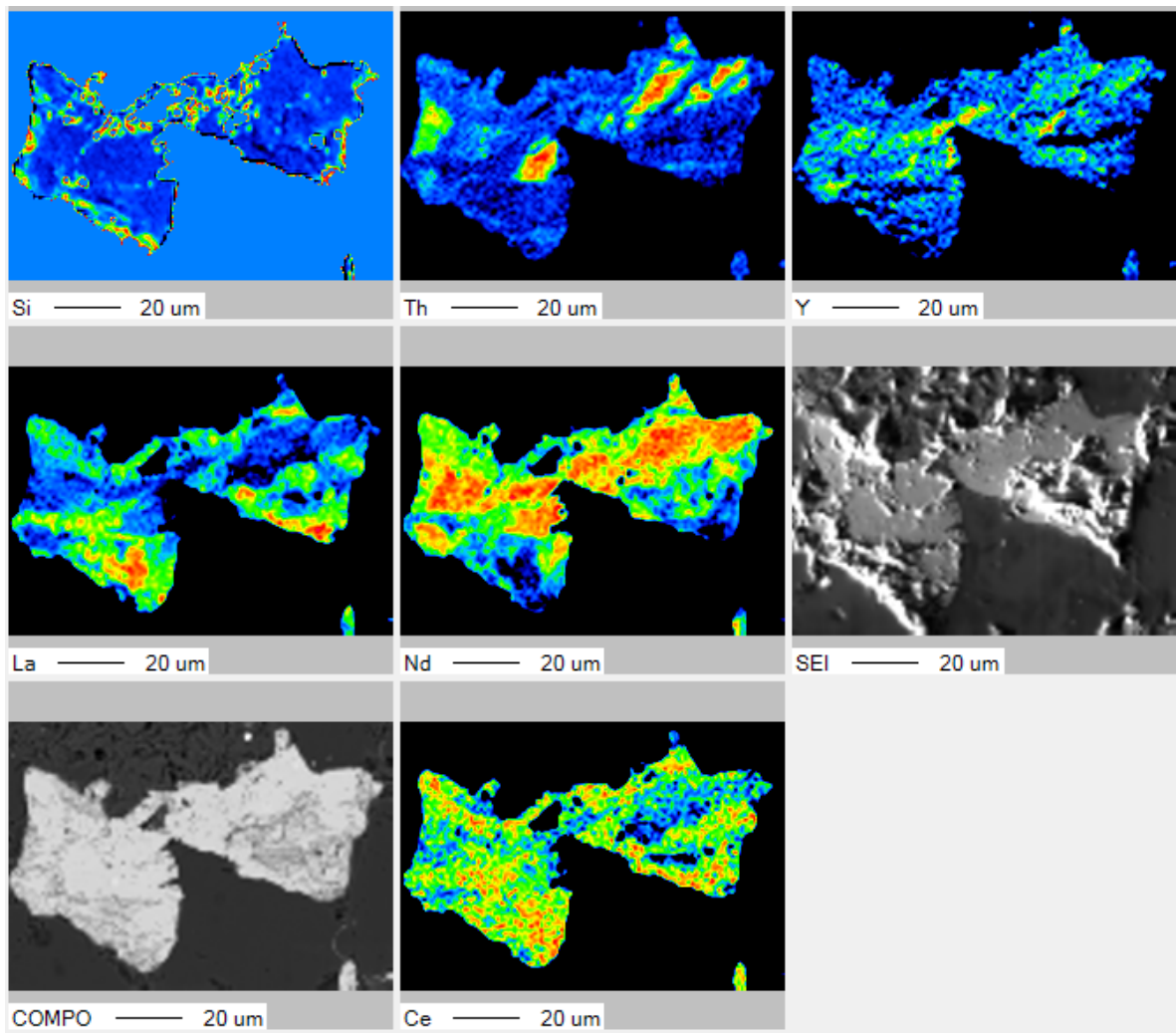


Figure A.48 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz3" de monazite de LGV (LGV19-02).

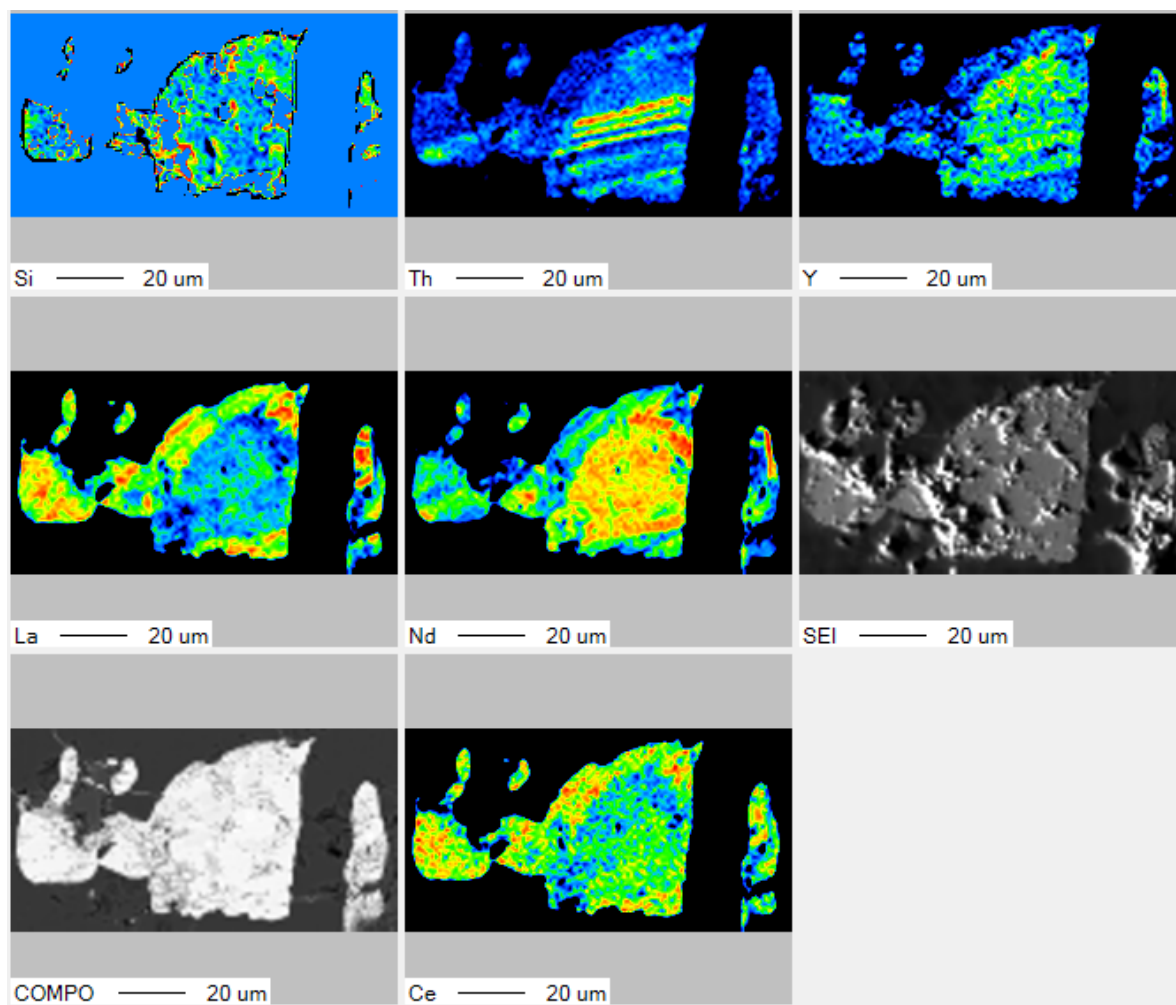


Figure A.49 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz4" de monazite de LGV (LGV19-02).

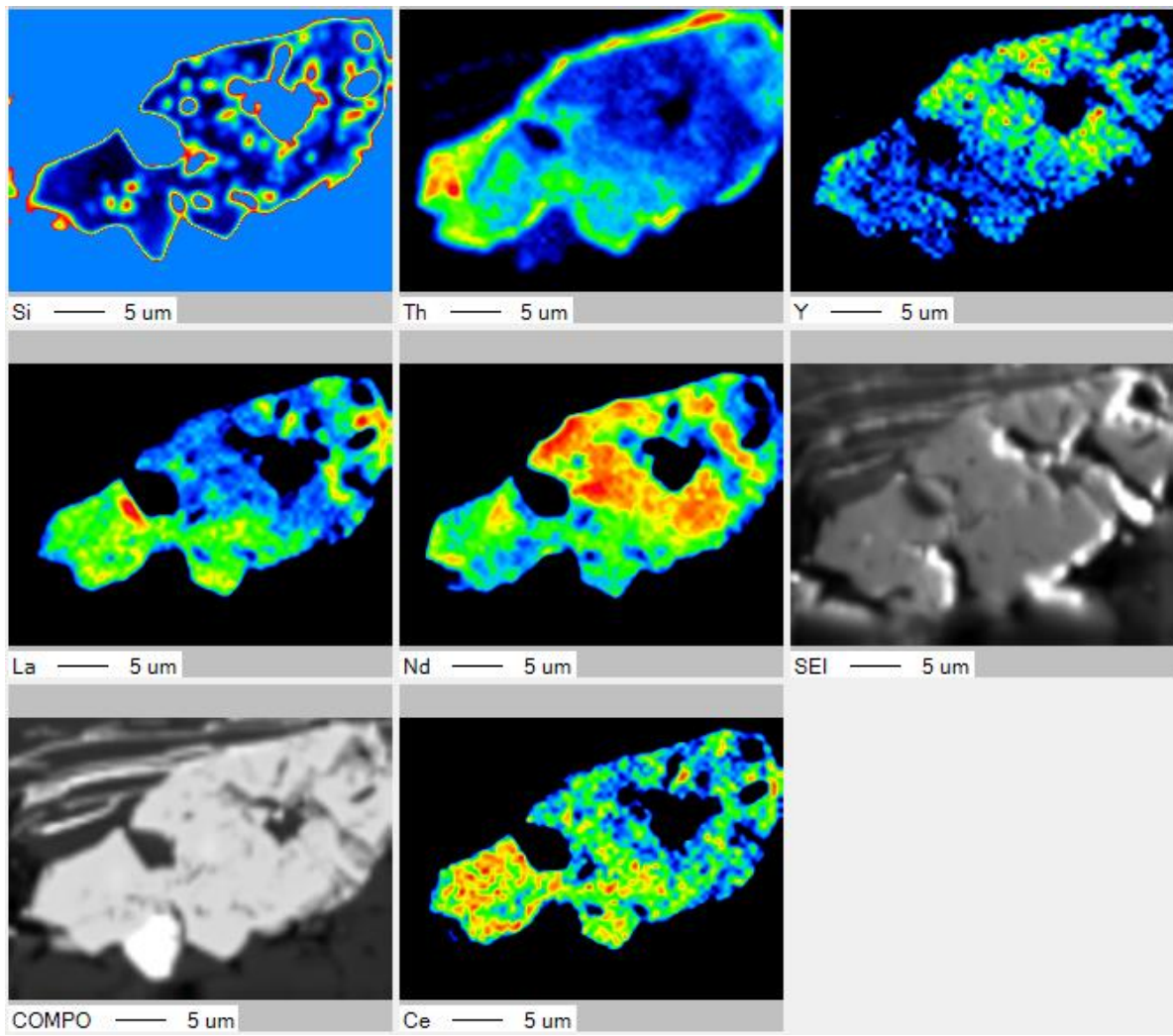


Figure A.50 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz7" de monazite de LGV (LGV19-02).

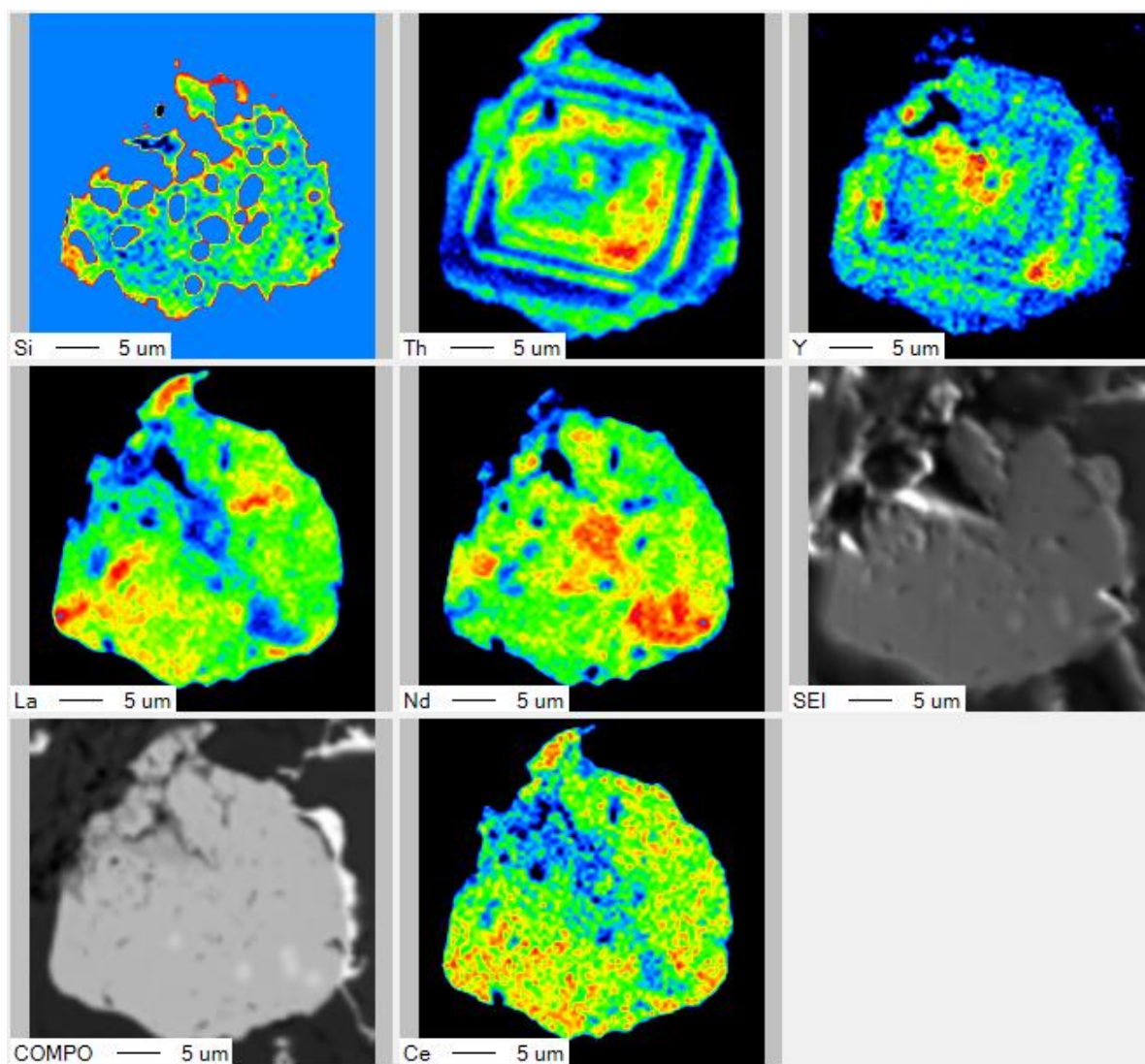


Figure A.51 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz9" de monazite de LGV (LGV19-02).

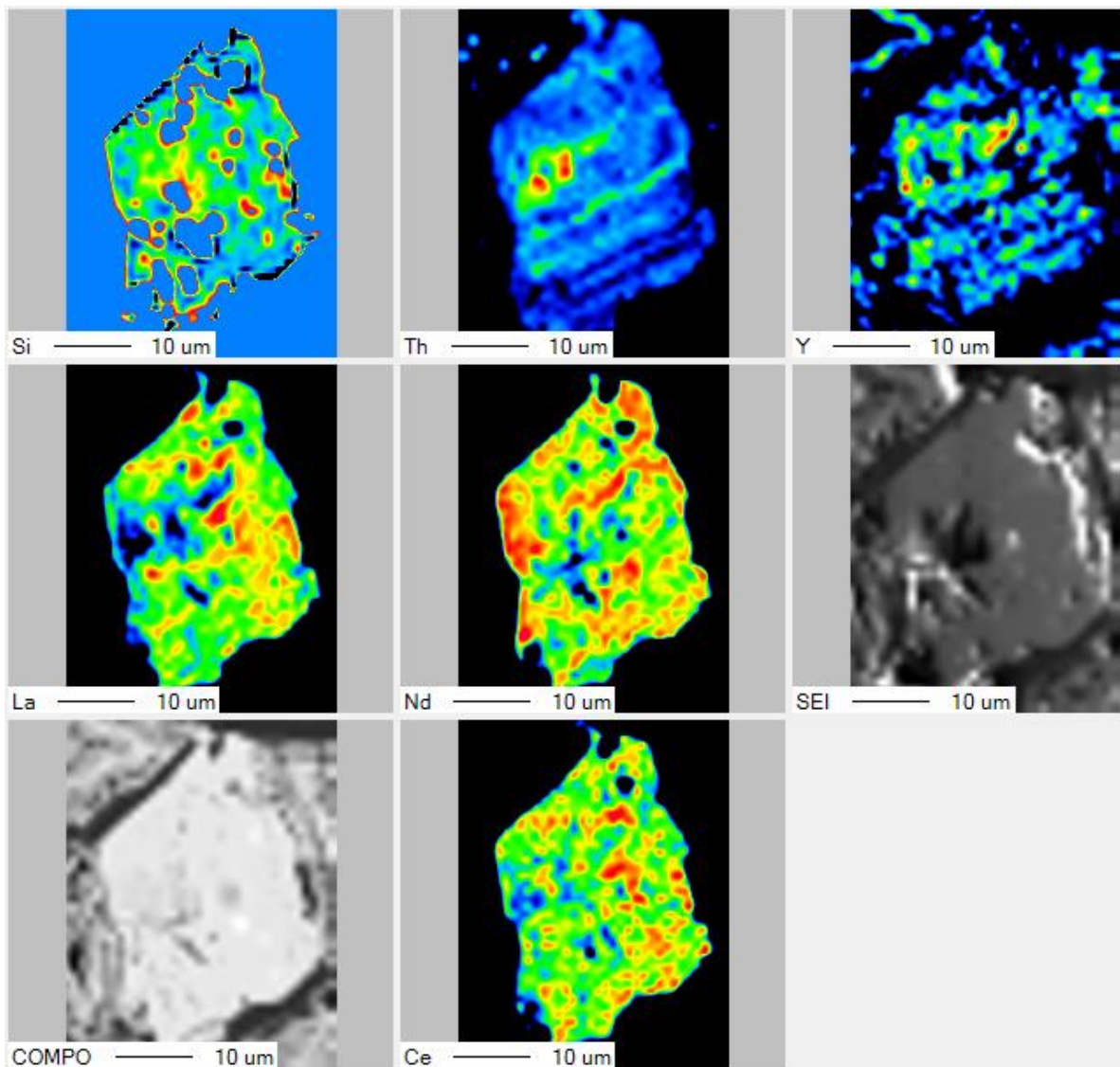


Figure A.52 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz11" de monazite de LGV (LGV19-02).

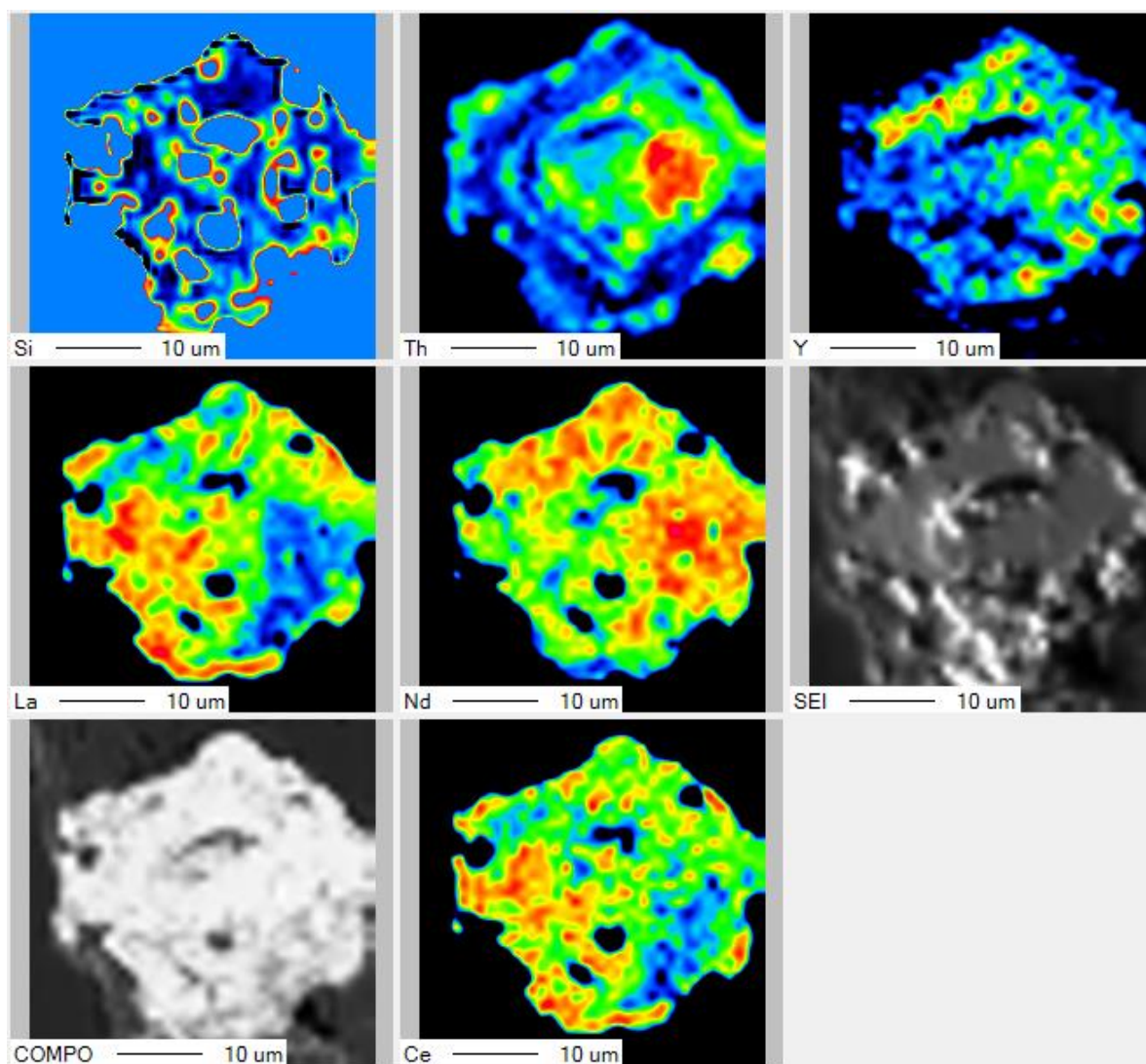


Figure A.53 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz12" de monazite de LGV (LGV19-02).

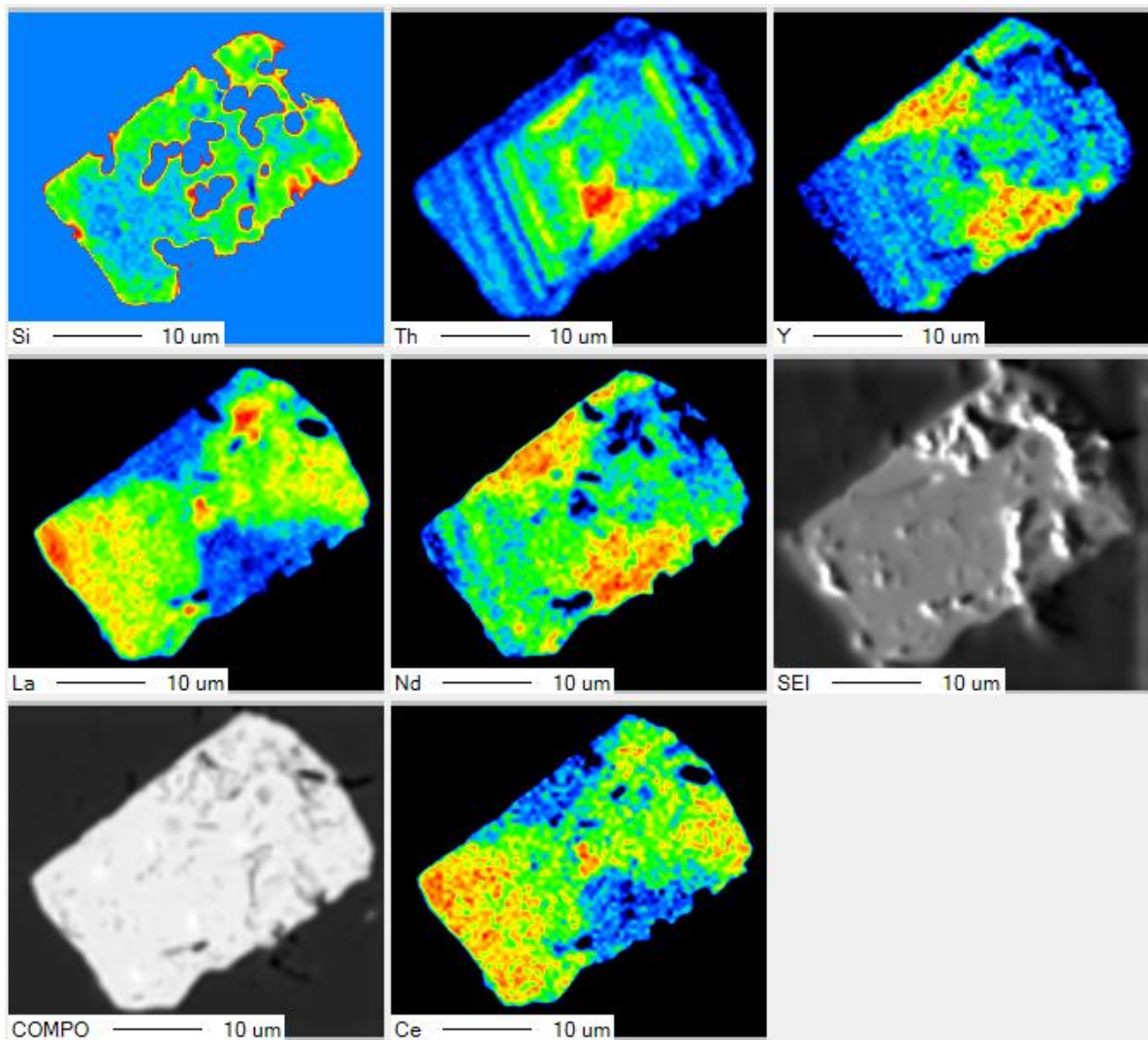


Figure A.54 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz13" de monazite de LGV (LGV19-02).

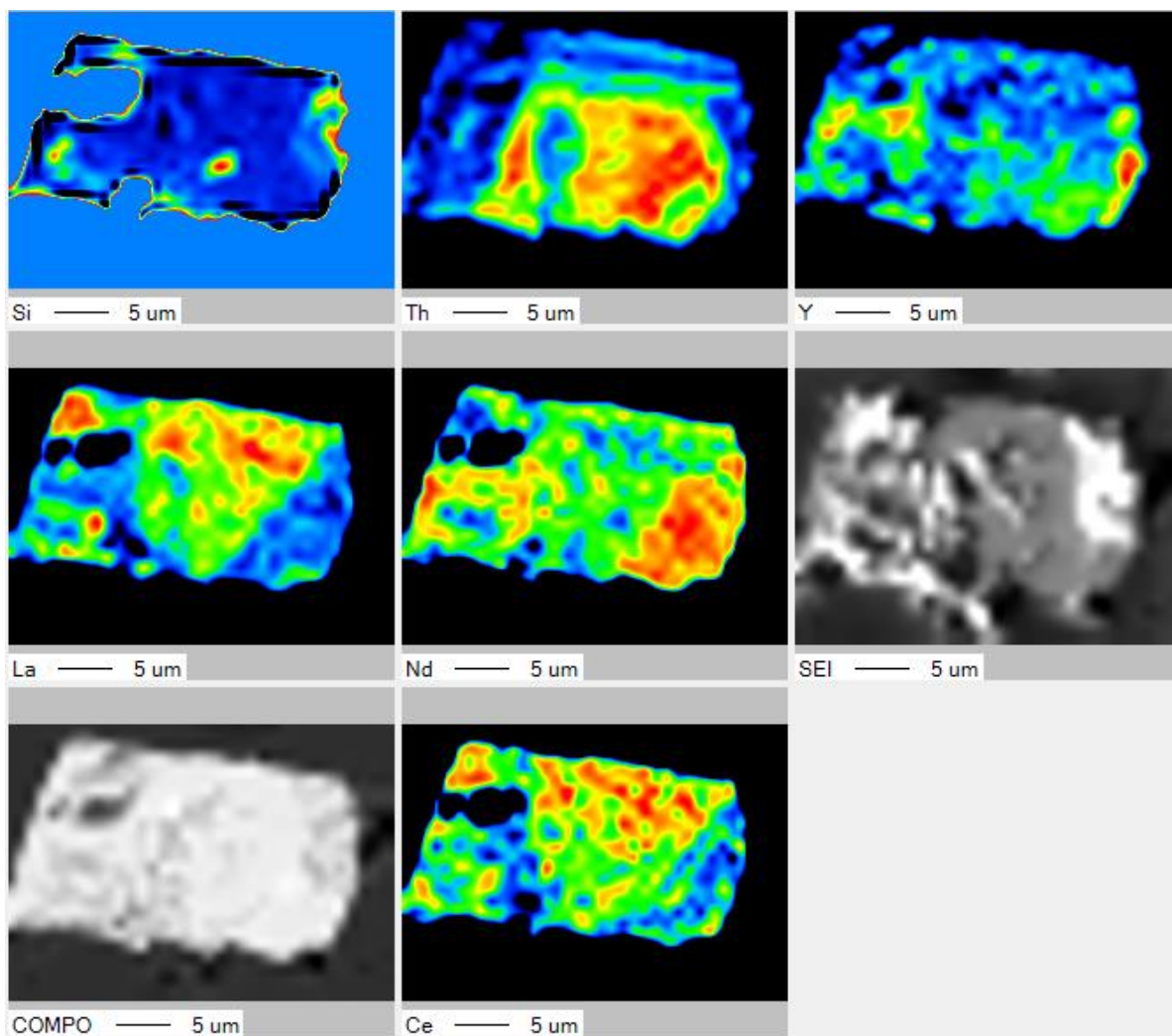


Figure A.55 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz19" de monazite de LGV (LGV19-02).

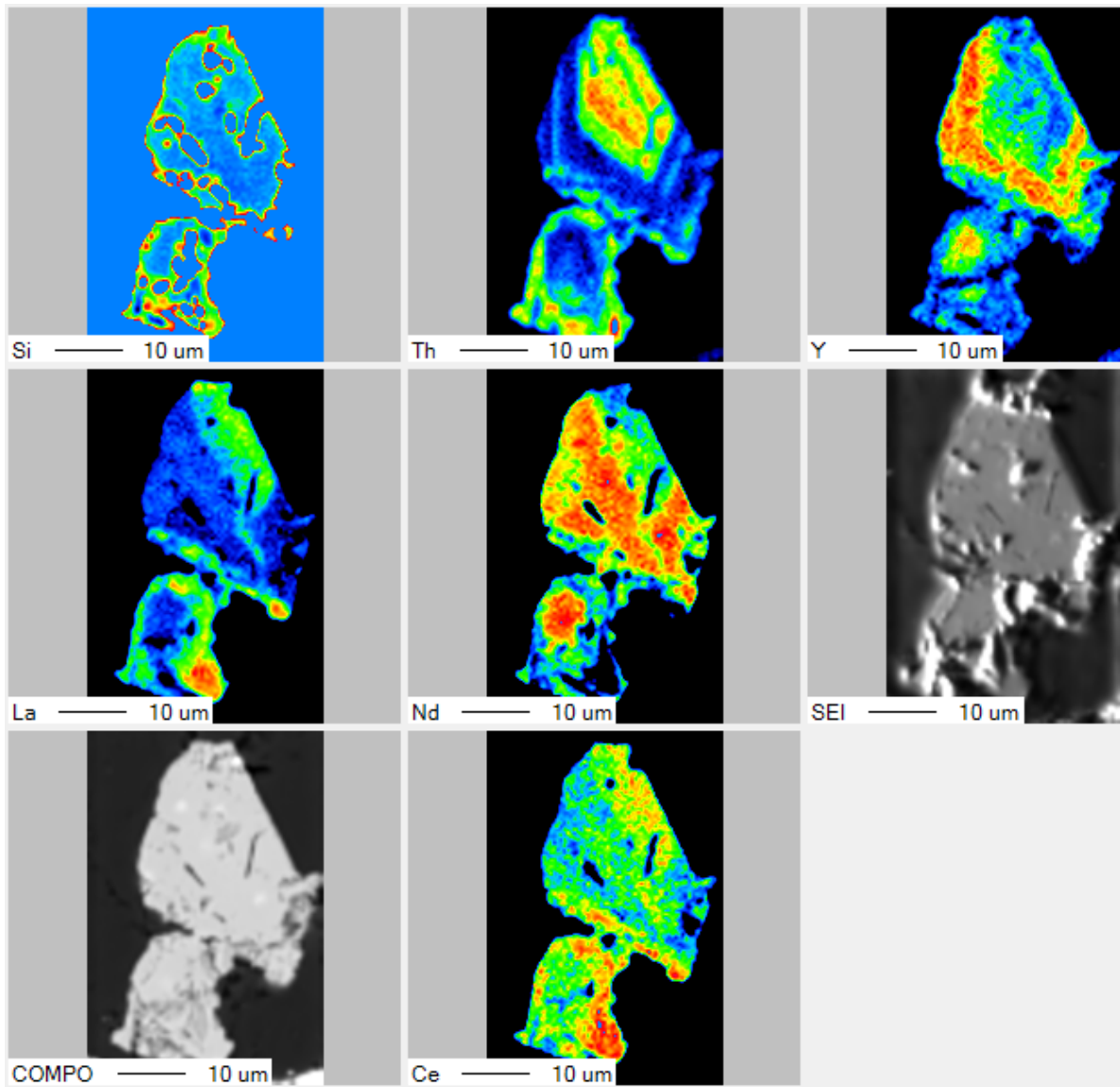


Figure A.56 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz20" de monazite de LGV (LGV19-02).

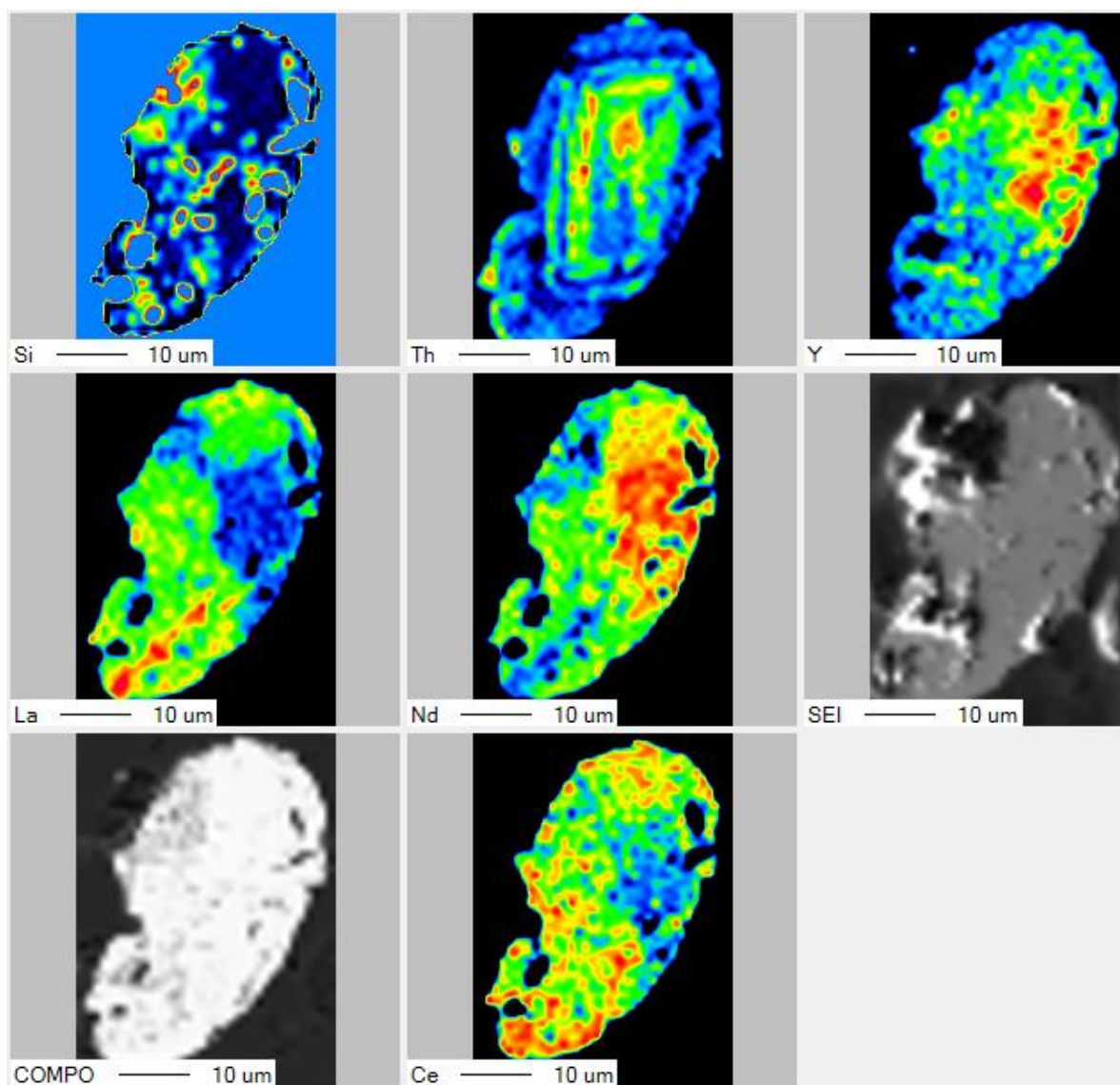


Figure A.57 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz21" de monazite de LGV (LGV19-02).

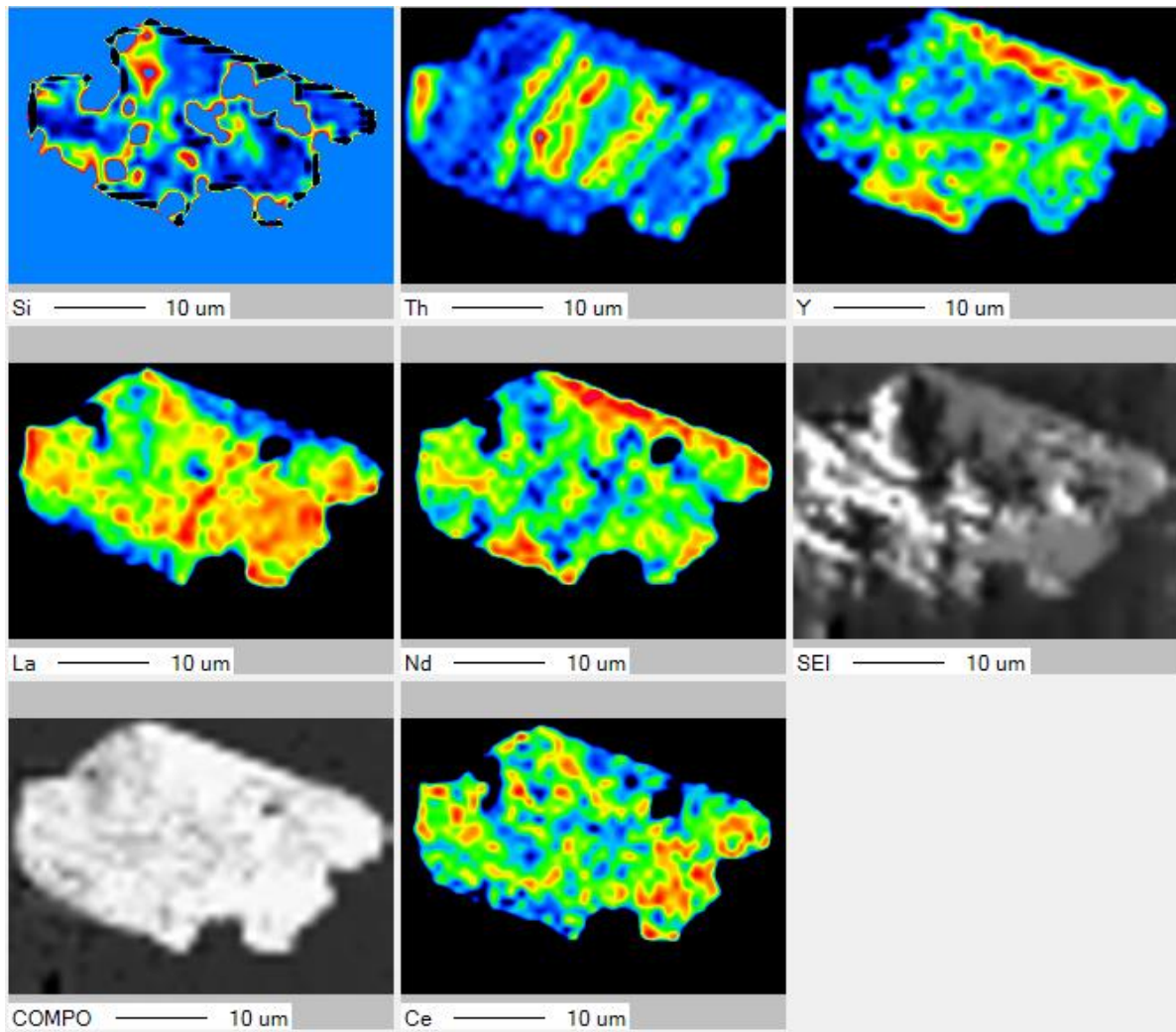


Figure A.58 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz25" de monazite de LGV (LGV19-02).

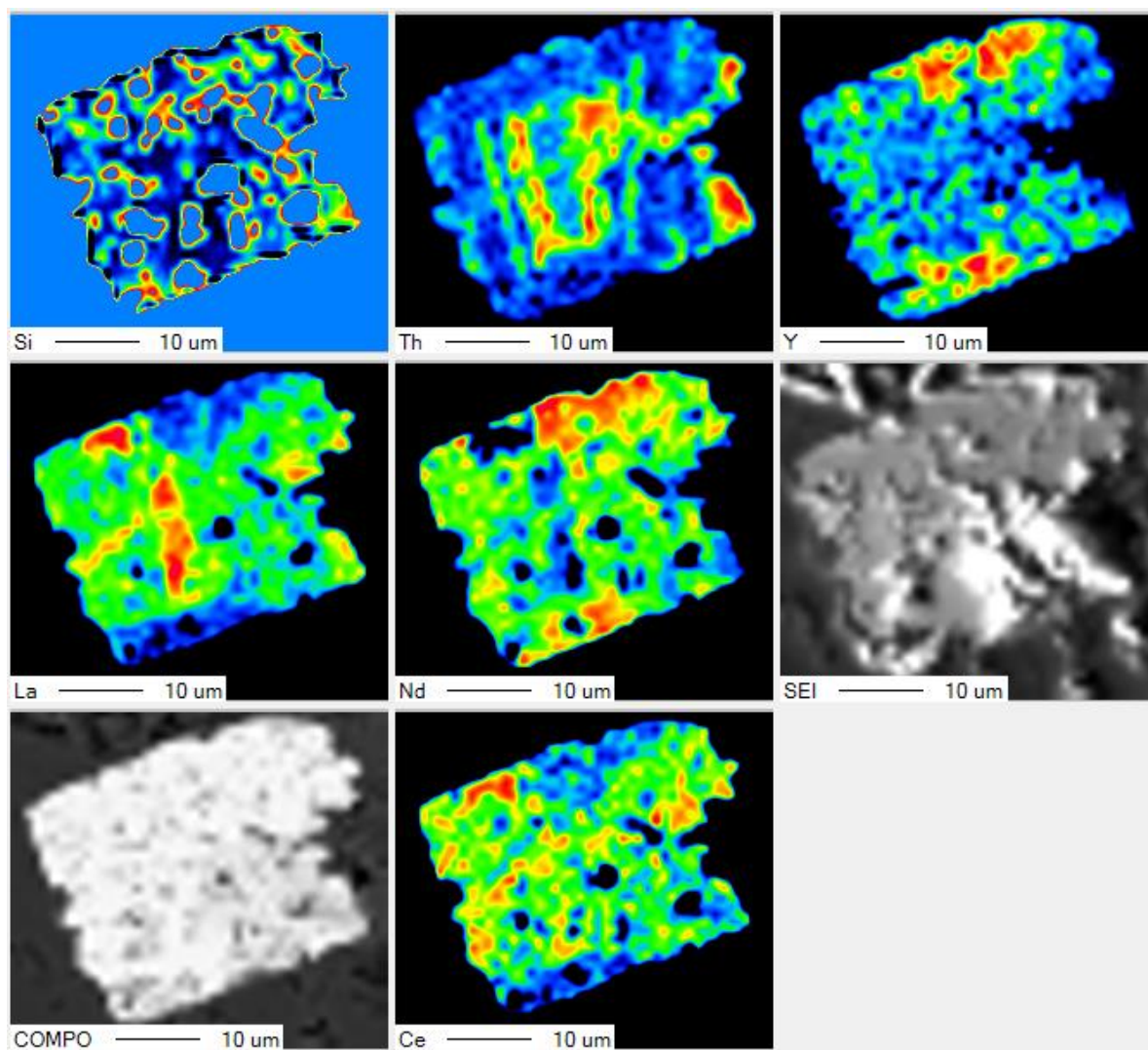


Figure A.59 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz26" de monazite de LGV (LGV19-02).

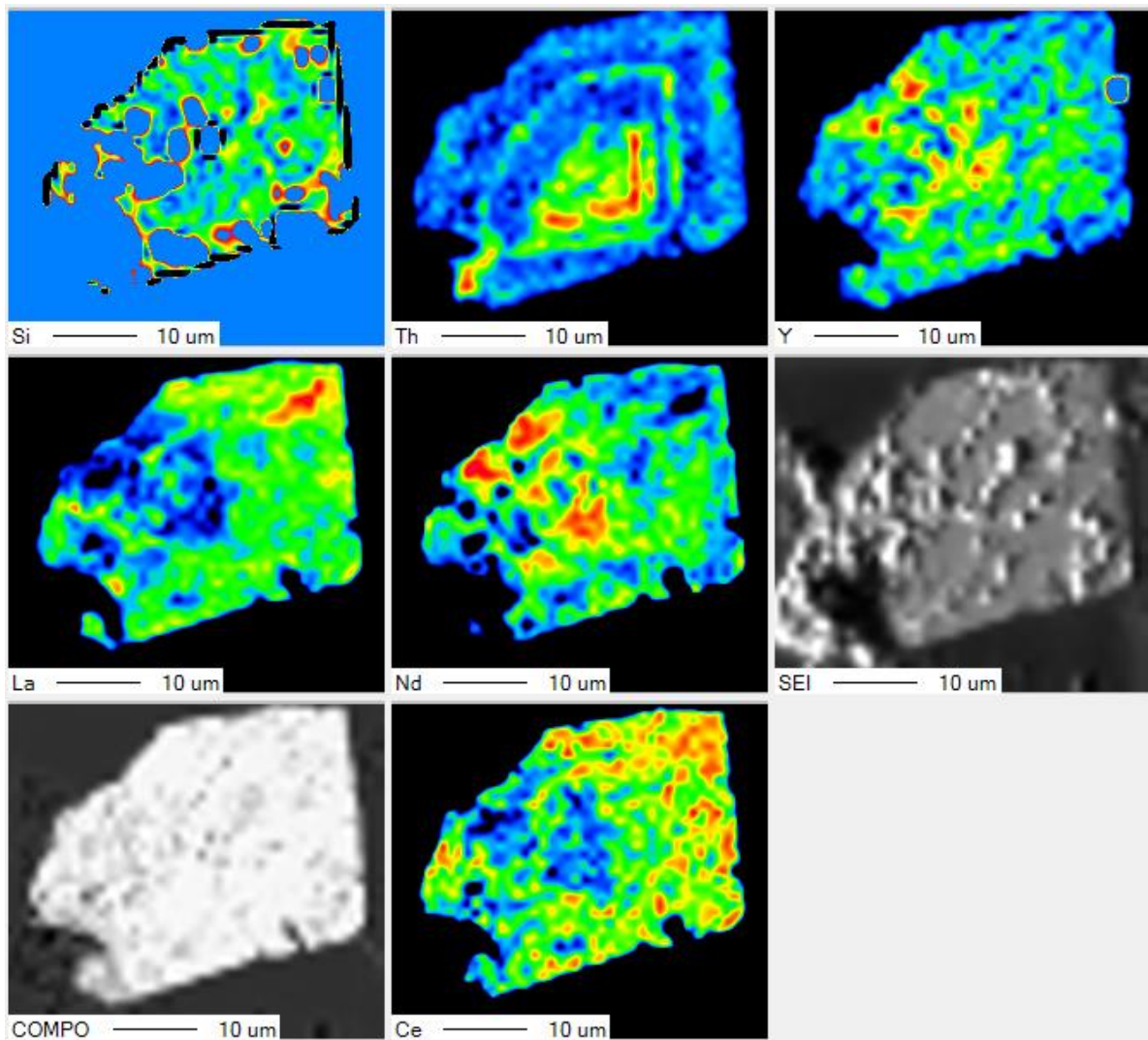


Figure A.60 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz28" de monazite de LGV (LGV19-02).

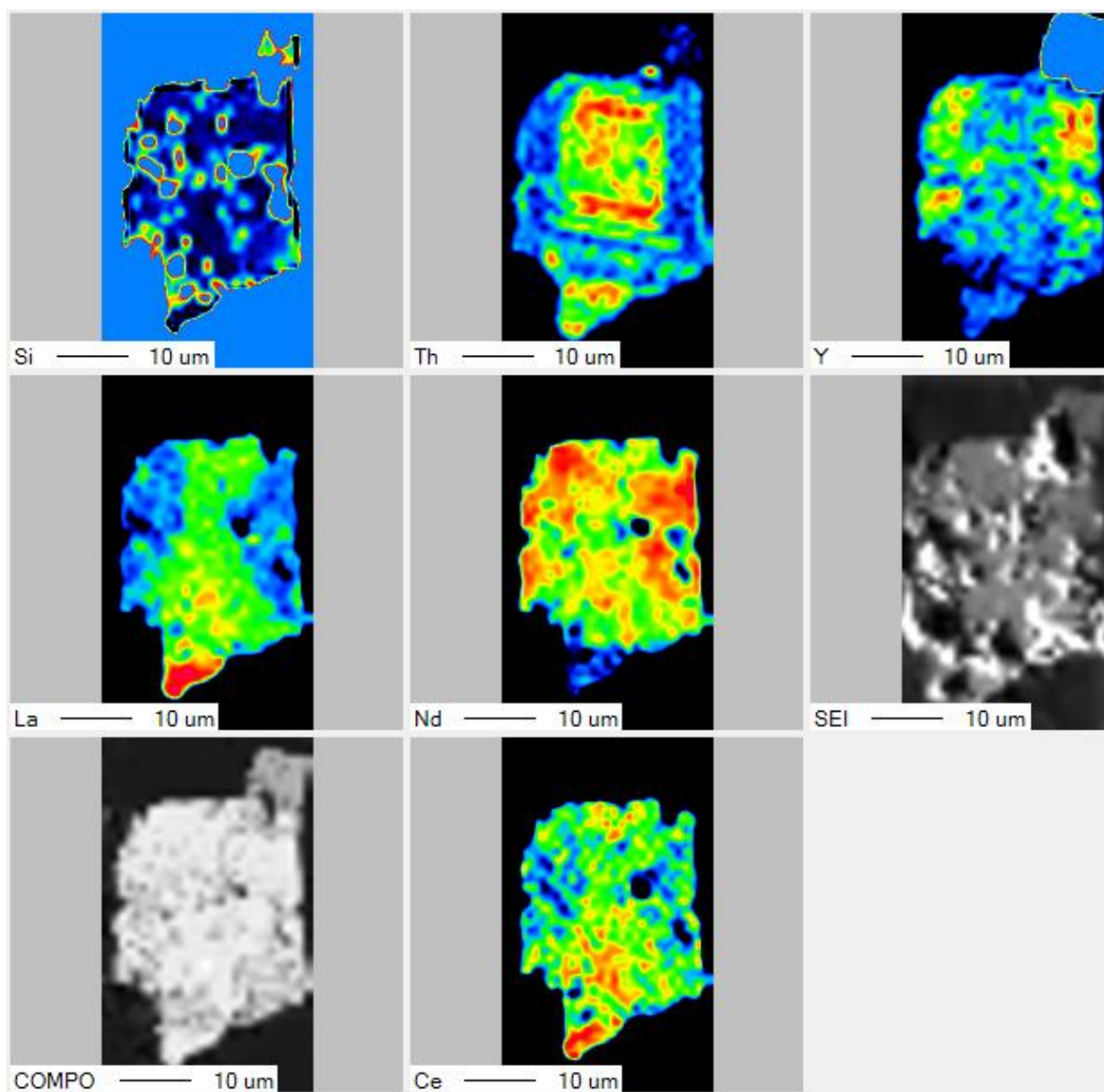


Figure A.61 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz29" de monazite de LGV (LGV19-02).

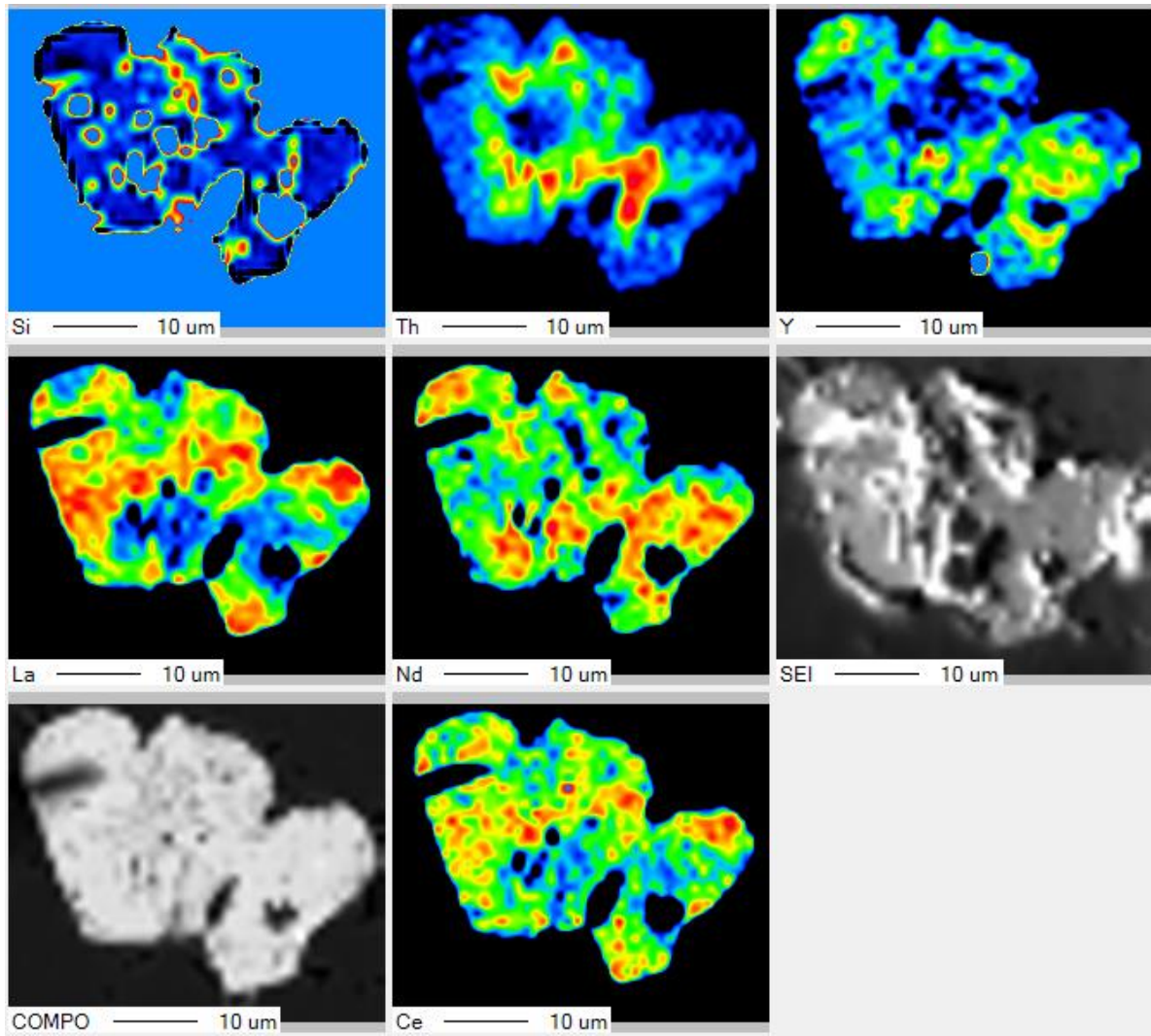


Figure A.62 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz31" de monazite de LGV (LGV19-02).

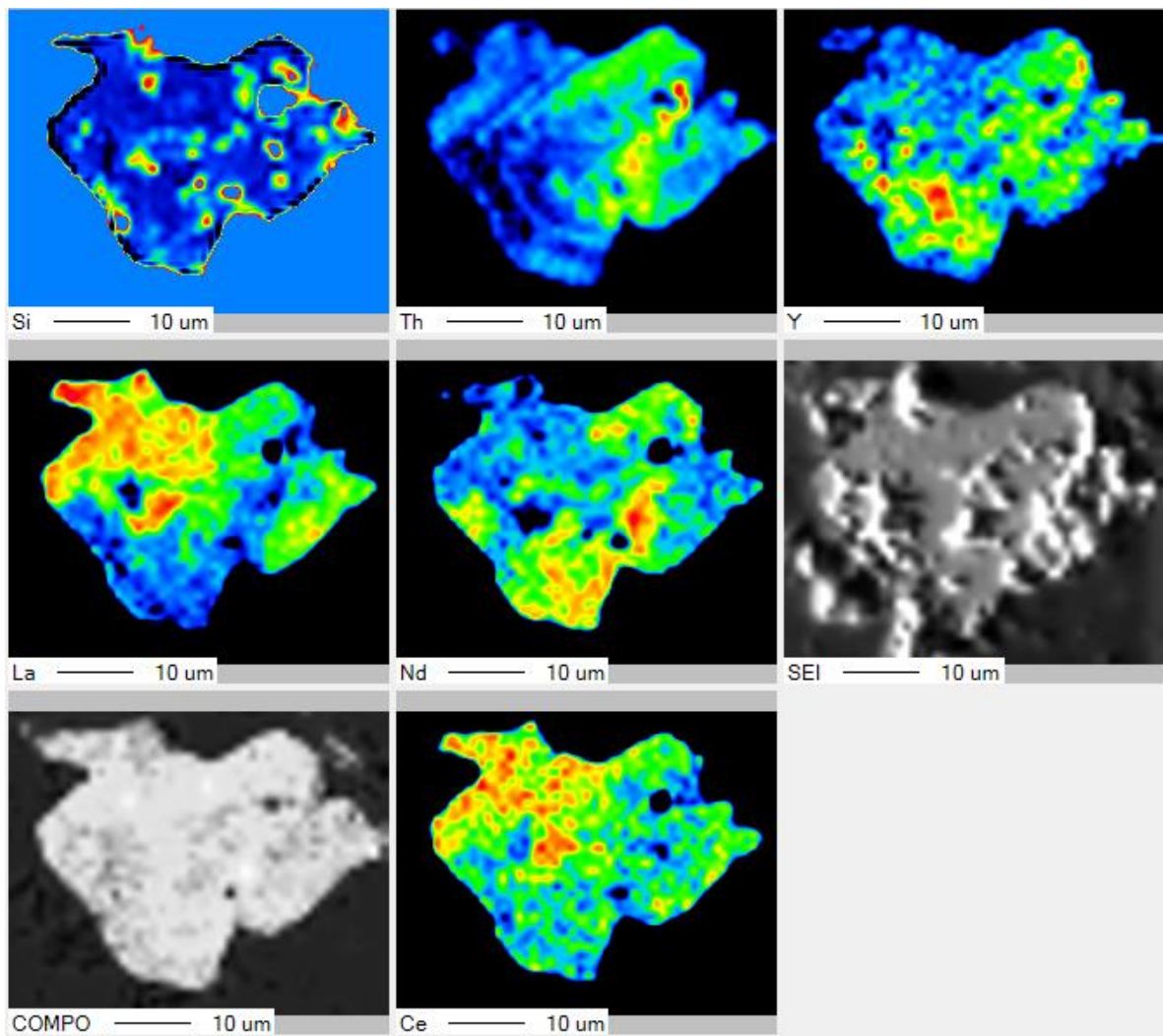


Figure A.63 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz32" de monazite de LGV (LGV19-02).

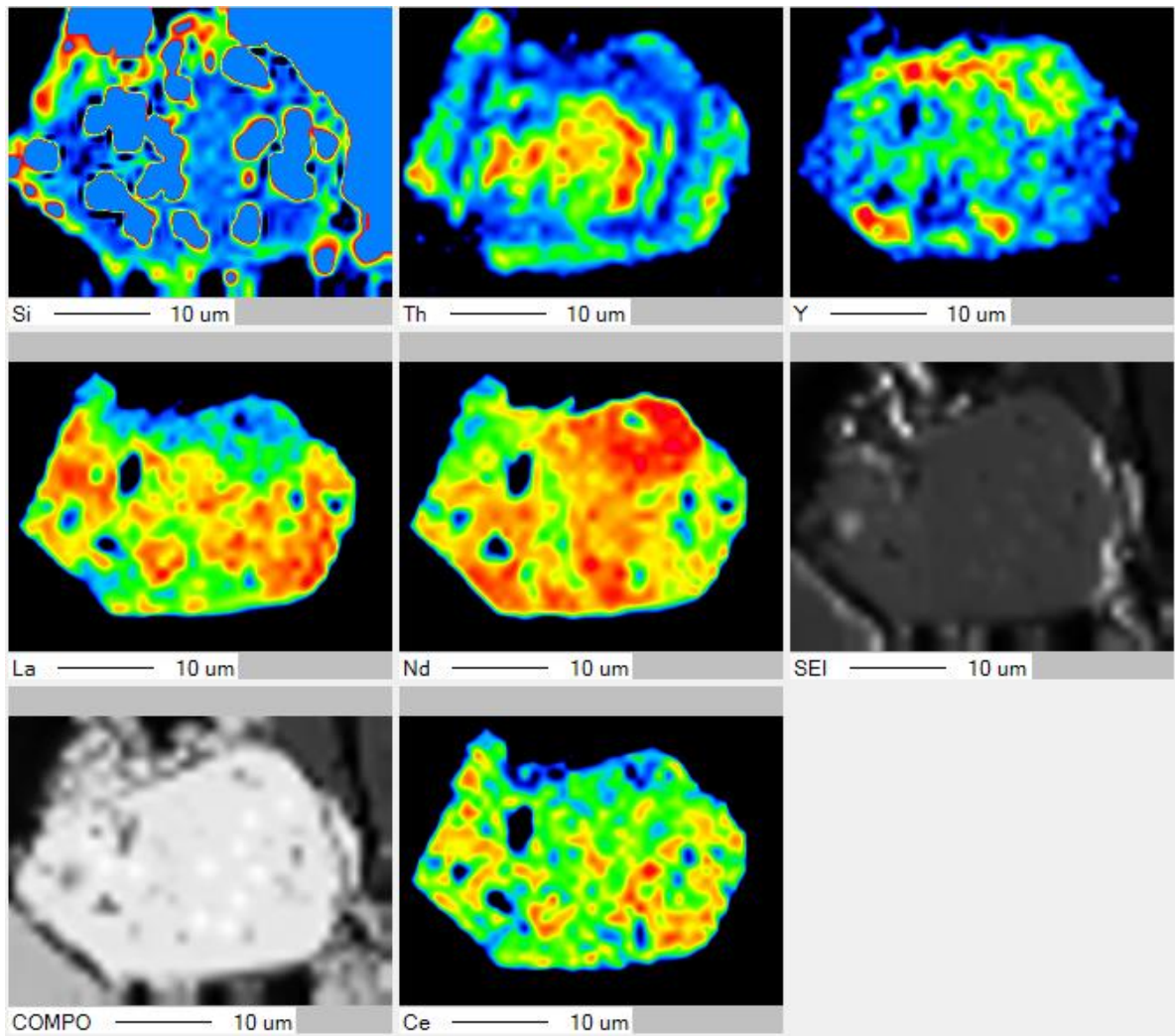


Figure A.64 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz33" de monazite de LGV (LGV19-02).

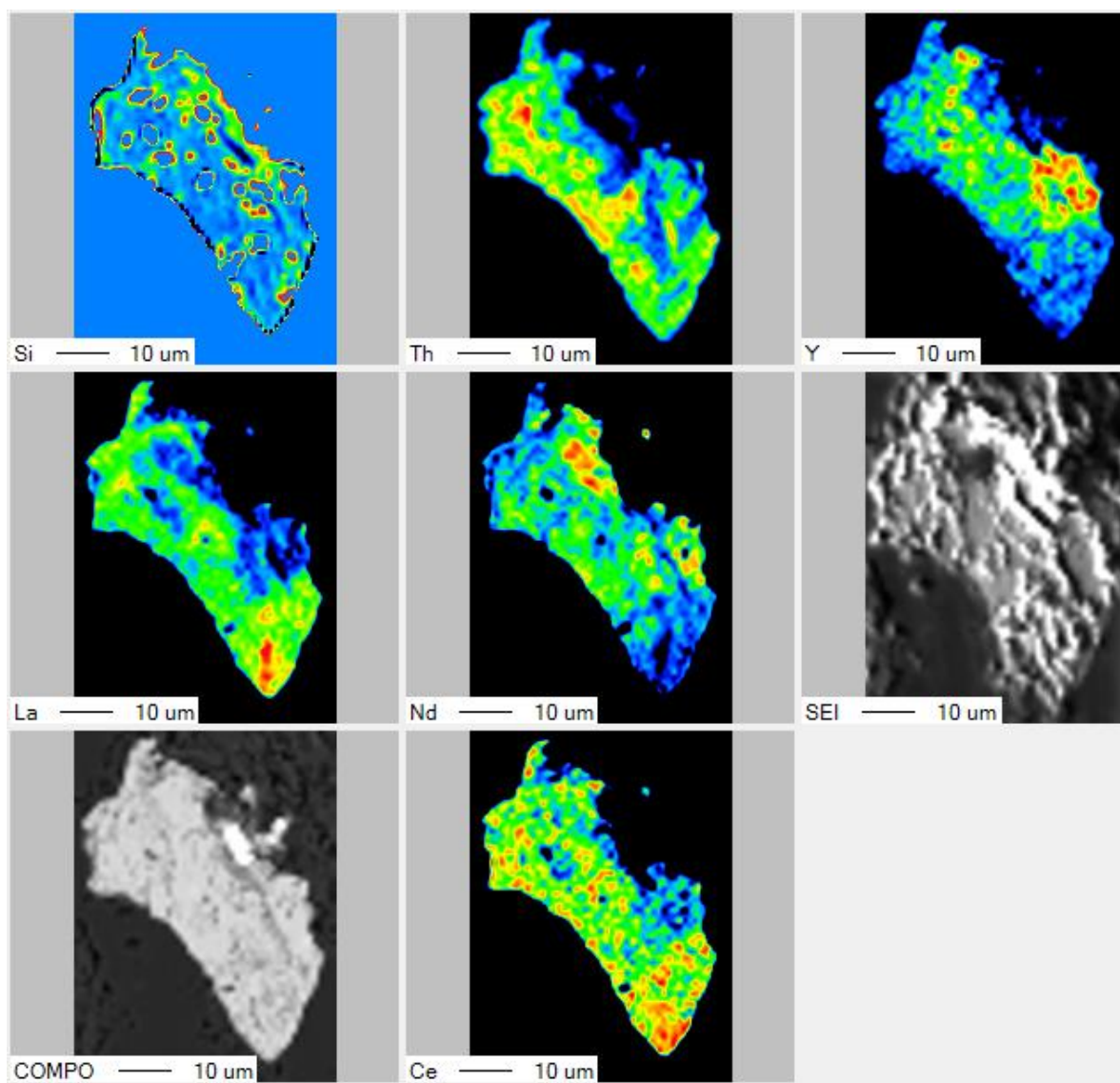


Figure A.65 : Cartographies chimiques à l'EPMA du cristal "Mnz2" de monazite de LGV (LGV19-07).

Tableau A.23 : Résumé des données brutes LA-ICP-MS pour la monazite de Peisey-Nancroix (PN16 signifie PN16-R05a) et de Macôt-la Plagne (4b, 5b et 10a signifient : 3501-4b, 3501-5b et 3501-10a, respectivement). Notez que les cristaux de monazite sont référencés par le premier chiffre du n° d'analyse après les noms d'échantillons, et les numéros de spots dans chaque cristal de monazite sont affichés par le troisième et dernier chiffre.

Analysis n°	Measured ratio				Analysis n°	Measured ratio			
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)
PN16-1	0.813	0.016	8.168	0.123	PN16-6-2*	0.133	0.012	140.6	4.154
PN16-1-2	0.726	0.018	29.43	0.520	PN16-15-1*	0.101	0.008	170.6	4.368
PN16-2	0.360	0.014	107.5	2.312	PN16-15-2*	0.208	0.015	145.6	4.238
PN16-3-1	0.695	0.033	23.16	0.735	PN16-17-1*	0.268	0.015	120.3	3.041
PN16-4	0.665	0.033	43.35	1.390	PN16-17-2*	0.236	0.013	145.8	3.612
PN16-6-1	0.125	0.006	162.9	2.918	PN16-18-1*	0.825	0.024	4.212	0.053
PN16-22-1	0.077	0.005	170.1	3.471	PN16-23-1*	0.420	0.021	106.6	2.728
PN16-22-2	0.111	0.007	159.5	3.561	PN16-23-2*	0.856	0.027	1.035	0.014
PN16-11-1	0.619	0.013	47.19	0.646	PN16-24-1*	0.845	0.028	2.736	0.037
PN16-11-2	0.425	0.015	93.98	1.943	PN16-7-1*	0.378	0.020	105.2	2.764
PN16-10-1	0.171	0.006	157.0	2.711	PN16-25-1*	0.482	0.025	88.65	2.358
PN16-10-2	0.229	0.012	137.0	3.378	PN16-16-1*	0.154	0.017	167.2	6.432
PN16-12-1	0.117	0.005	188.3	3.192	PN16-21-2*	0.332	0.025	135.5	4.957
PN16-12-2	0.227	0.007	145.1	2.317	5b-13-1	0.799	0.043	8.834	0.310
PN16-12-3	0.213	0.008	137.0	2.439	5b-16-1	0.703	0.045	21.53	0.867
PN16-12-4	0.297	0.012	123.3	2.433	5b-16-2	0.791	0.068	9.173	0.537
PN16-14-1	0.226	0.010	139.7	2.731	5b-17-1	0.586	0.037	55.01	2.057
PN16-14-2	0.216	0.010	154.6	3.344	5b-24-1	0.231	0.030	137.2	7.150
PN16-8-1	0.325	0.012	129.0	2.497	5b-28-1	0.644	0.101	20.73	2.068
PN16-8-2	0.274	0.009	136.8	2.433	5b-30-1	0.509	0.043	78.06	3.656
PN16-8-3	0.260	0.009	129.4	2.343	5b-37-1	0.539	0.046	79.74	3.879
PN16-13	0.087	0.003	211.4	3.129	5b-42-1	0.499	0.033	89.21	3.183
PN16-13-2	0.251	0.012	133.9	3.047	5b-53-1	0.503	0.065	84.75	6.176
PN16-19-1	0.094	0.005	173.0	3.293	5b-53-bis	0.482	0.043	115.5	5.600
PN16-19-2	0.087	0.006	179.2	4.175	4b-1-1	0.501	0.035	65.75	2.550
PN16-5-1	0.647	0.024	50	1.150	4b-1-2	0.475	0.029	83.26	2.704
PN16-9-1	0.189	0.007	174.5	3.046	4b-2-1	0.600	0.028	59.99	1.403
PN16-9-2	0.219	0.008	153.1	2.580	10A-13-2	0.802	0.044	11.90	0.438
PN16-20-1	0.220	0.010	143.1	3.070	10A-12-1	0.859	0.032	7.130	0.177
PN16-20-2	0.194	0.009	155.5	3.386	10A-12-2	0.878	0.028	1.638	0.037
PN16-21-1	0.192	0.007	142.2	2.428					

* 15µm spot size

All others 10µm spot size

Tableau A.24 : Résumé des analyses U-Th-Pb sur les allanites du Penay (PEN) au LA-ICP-MS

Analysis n°	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	2σ	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	f208	f206	f207	U/Th	2σ
Aln-1	0.2267	0.0725	0.2463	0.0783	0.0247	0.0127	0.481	0.0282	0.8338	0.052	98%	99%	100%	0.0135	6.25E-04
Aln-2	0.1232	0.0455	0.8879	0.4108	0.0068	0.0058	0.4866	0.0248	0.8307	0.0772	99%	99%	100%	0.0226	8.96E-04
Aln-3	0.0054	0.0012	2.2396	0.7449	0.0028	0.0015	0.4123	0.0336	0.8474	0.0534	86%	101%	100%	0.0027	1.36E-04
Aln-4	0.1821	0.0537	0.6382	0.1908	0.0096	0.0043	0.4852	0.0387	0.8432	0.0461	100%	100%	100%	0.0388	0.0017
Aln-5	0.0482	0.0205	1.5921	0.5306	0.004	0.0022	0.4797	0.0292	0.8691	0.0552	102%	104%	100%	0.021	0.001
Aln-6	0.003	6.93E-04	15.6645	4.0199	4.20E-04	7.56E-04	0.3929	0.0485	0.9022	0.219	87%	108%	100%	0.0128	7.06E-04
Aln-7	0.2203	0.0918	0.4345	0.1978	0.0147	0.0076	0.4394	0.0387	0.8745	0.064	94%	104%	100%	0.0236	0.0016
Aln-8	0.0351	0.0076	5.3887	1.4438	0.0011	8.99E-04	0.5083	0.0663	0.7949	0.1235	99%	94%	100%	0.0556	0.0026
Aln-9	0.004	3.49E-04	7.9066	0.8735	7.64E-04	5.36E-04	0.3831	0.0282	0.8288	0.0789	78%	99%	100%	0.0069	2.74E-04
Aln-10	0.0262	0.0053	3.6854	0.8751	0.0017	0.0013	0.4641	0.0433	0.8654	0.1174	99%	103%	100%	0.0252	0.0012

Tableau A.25 : Résumé des données brutes U-Th-Pb pour la monazite LGV (LGV19-2 et LGV19-7 pour LGV19-02 et LGV19-07, respectivement) au LA-ICP-MS. Notez que les cristaux de monazite sont référencés par le premier chiffre du n° d'analyse après le nom des échantillons, et que les numéros de spot dans chaque grain de monazite sont affichés par le troisième et dernier chiffre.

Analysis n°	Isotopic ratios								Rho			Th/U	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	f206	f208
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1σ	(6/8)/(7/5)	(8/2)/(7/5)	(8/2)/(6/8)						
LGV19-2-mnz2-1	0.82697	0.03929	59.6843	2.52181	0.52369	0.02022	0.00891	0.00019	0.91	0.50	0.55	114	9	64	1957	99%	78%
LGV19-2-mnz2-2	0.77131	0.04768	14.55594	0.72215	0.13693	0.00595	0.00584	0.00015	0.88	0.52	0.59	49	16	31	1554	92%	67%
LGV19-2-mnz3-1	0.92313	0.08105	22.38676	1.52917	0.17597	0.01158	0.00574	0.0002	0.96	0.51	0.53	71	7	18	1012	112%	74%
LGV19-2-mnz3-2	0.72399	0.05015	15.50604	0.86889	0.15541	0.00753	0.0091	0.00027	0.86	0.53	0.61	32	9	20	574	86%	71%
LGV19-2-mnz3-3	0.71967	0.16376	2.92427	0.5105	0.02948	0.00443	0.00287	0.00024	0.86	0.48	0.56	25	9	4	428	86%	55%
LGV19-2-mnz3-4	0.74608	0.09744	6.61284	0.6673	0.06431	0.00569	0.00232	0.00008	0.88	0.34	0.39	138	4	4	1113	89%	27%
LGV19-2-mnz4-1	0.84824	0.05135	28.90019	1.43101	0.24722	0.01123	0.00795	0.00021	0.92	0.53	0.58	59	11	36	1219	102%	82%
LGV19-2-mnz4-2	0.73435	0.07077	8.12818	0.61479	0.08031	0.00525	0.00534	0.00021	0.86	0.52	0.60	30	12	13	710	88%	66%
LGV19-2-mnz4-3	0.79377	0.0354	41.90585	1.62299	0.38306	0.01307	0.01544	0.00032	0.88	0.54	0.61	41	14	75	1129	95%	87%
LGV19-2-mnz4-4*	0.82602	0.04082	76.92619	3.56668	0.67573	0.02529	0.09131	0.00199	0.81	0.47	0.58	12	6	59	136	98%	95%
LGV19-2-mnz10*	0.84885	0.03294	183.97847	7.5051	1.57248	0.0496	0.03249	0.00049	0.77	0.37	0.48	81	8	329	1683	100%	90%
LGV19-2-mnz12	0.85779	0.04038	35.23546	1.40446	0.29808	0.01049	0.00659	0.00013	0.88	0.49	0.56	98	13	54	2453	102%	72%
LGV19-2-mnz15-1	0.8593	0.03007	143.15317	5.10964	1.2089	0.03824	0.01938	0.00031	0.89	0.45	0.51	105	11	187	2240	102%	93%
LGV19-2-mnz16	0.82493	0.03569	40.52317	1.50547	0.35644	0.01191	0.0045	0.00008	0.90	0.48	0.53	214	9	44	3686	99%	56%
LGV19-2-mnz17	0.82311	0.05238	38.88812	2.08882	0.34282	0.01669	0.00514	0.00013	0.91	0.47	0.52	153	12	57	3519	98%	65%
LGV19-2-mnz19-2*	0.73751	0.07852	18.30115	1.59157	0.18006	0.01329	0.0037	0.00013	0.85	0.40	0.48	133	7	33	2406	87%	48%
LGV19-2-mnz21-1	0.7466	0.05934	13.31751	0.84265	0.12943	0.00717	0.00538	0.00016	0.88	0.47	0.54	58	15	27	1692	89%	56%
LGV19-2-mnz22	0.81993	0.02284	181.42786	5.48356	1.60558	0.04483	0.06317	0.00091	0.92	0.48	0.52	41	14	305	1092	99%	94%
LGV19-2-mnz23-1	0.77116	0.02361	97.32103	2.91584	0.91577	0.02494	0.04001	0.00062	0.91	0.52	0.57	36	11	144	797	93%	90%
LGV19-2-mnz23-2	0.8753	0.05266	42.85843	2.15697	0.35531	0.01692	0.01841	0.00052	0.95	0.56	0.59	33	15	73	963	107%	95%
LGV19-2-mnz24-1	0.80268	0.04441	25.32924	1.14587	0.22899	0.00941	0.00813	0.00019	0.91	0.52	0.57	59	10	32	1135	97%	72%
LGV19-2-mnz24-2	0.82694	0.04212	22.56409	0.93222	0.198	0.00748	0.00908	0.00021	0.91	0.56	0.61	40	11	29	838	101%	83%
LGV19-2-mnz25	0.79357	0.03643	31.22733	1.20249	0.28555	0.00995	0.01003	0.00021	0.90	0.54	0.60	53	10	38	1005	96%	78%
LGV19-2-mnz26-1	0.88163	0.13878	5.30358	0.62038	0.04365	0.00481	0.00325	0.00016	0.94	0.42	0.45	52	10	6	1022	107%	42%
LGV19-2-mnz26-2*	0.7252	0.04444	101.40745	6.17556	1.01485	0.05556	0.09867	0.00288	0.90	0.48	0.53	16	4	113	178	88%	84%
LGV19-2-mnz26-3*	0.76732	0.06284	44.04142	3.11637	0.41656	0.02649	0.03277	0.00126	0.90	0.54	0.60	20	6	67	312	93%	91%

LGV19-2-mnz27-1	0.67642	0.06223	11.96468	0.88882	0.12835	0.00798	0.00448	0.00015	0.84	0.45	0.54	70	13	23	1751	81%	51%
LGV19-2-mnz27-2	0.8228	0.05272	14.6466	0.73885	0.12917	0.00595	0.00549	0.00014	0.91	0.51	0.55	54	12	22	1279	100%	66%
LGV19-2-mnz28-1	0.74187	0.0742	9.49337	0.74401	0.09286	0.00637	0.00387	0.00012	0.88	0.40	0.45	79	9	12	1443	89%	41%
LGV19-2-mnz28-2*	0.89251	0.02646	476.14334	19.02723	3.87183	0.14352	0.15926	0.00233	0.93	0.37	0.39	39	4	391	386	110%	104%
LGV19-2-mnz29	0.80659	0.01691	184.63416	4.156	1.66095	0.03248	0.03439	0.00038	0.87	0.49	0.57	77	13	298	1931	97%	93%
LGV19-2-mnz31-1	0.77299	0.03204	120.45493	5.03789	1.1307	0.04322	0.01836	0.00035	0.91	0.46	0.50	107	12	180	2385	92%	81%
LGV19-2-mnz31-2*	0.65842	0.02768	210.03069	10.28674	2.31496	0.0987	0.03616	0.00073	0.87	0.41	0.47	77	7	444	1465	78%	98%
LGV19-2-mnz32-1	0.94361	0.04771	64.56283	2.84754	0.49647	0.0209	0.00556	0.00011	0.95	0.45	0.47	227	8	55	3485	114%	69%
LGV19-2-mnz32-2	0.81912	0.02489	186.01302	6.15091	1.64777	0.04981	0.01949	0.00028	0.91	0.43	0.48	149	10	234	2936	98%	85%
LGV19-2-mnz32-3*	0.69934	0.08829	11.24685	1.13934	0.11671	0.0099	0.00399	0.00016	0.84	0.40	0.47	97	5	17	1367	83%	38%
LGV19-2-mnz37	0.73282	0.04862	15.69284	0.84262	0.15538	0.00722	0.00449	0.00011	0.87	0.46	0.53	95	11	23	1973	88%	49%
LGV19-2-mnz44*	0.74542	0.05625	48.95568	3.26992	0.4766	0.02769	0.00369	0.0001	0.87	0.41	0.47	342	3	37	2641	89%	51%
LGV19-7-mnz2-1	0.8538	0.04021	47.15348	1.93118	0.40077	0.0145	0.00682	0.00013	0.88	0.47	0.53	128	12	66	2944	101%	71%
LGV19-7-mnz2-2	0.90897	0.03785	114.88115	4.63994	0.91714	0.03366	0.01253	0.00023	0.91	0.45	0.50	135	15	195	3980	108%	90%
LGV19-7-mnz4*	0.83523	0.05086	191.08559	12.73673	1.65977	0.09841	0.03684	0.00097	0.89	0.40	0.44	76	1	63	287	98%	88%
LGV19-7-mnz5-2*	0.72404	0.05094	49.9493	3.18789	0.50048	0.02525	0.05093	0.00178	0.79	0.55	0.69	14	5	65	175	84%	92%
LGV19-7-mnz6*	0.854	0.05104	52.23581	2.78168	0.44374	0.01944	0.00987	0.00024	0.82	0.46	0.56	82	7	87	1593	100%	83%

Gray analysis was removed from the age calculation

* 10 µm spot size; 15 µm spot size to all other.

Tableau A.26 : Résumé des analyses U-Th-Pb sur les allanites du Roc Blanc (RB) au LA-ICP-MS

Spot	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{U}$	2σ	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	f208	f206	f207	U/Th	2σ
											%	%	%		
All-1	0.0186	0.0013	5.6673	0.2876	0.001	6.16E-04	0.4807	0.0195	0.7944	0.0379	0.9569	0.9582	0.9976	0.0213	3.88E-04
All-2	0.0143	0.0011	7.0733	0.3762	8.61E-04	6.54E-04	0.4601	0.0207	0.8358	0.0502	0.9667	1.0112	1.0006	0.0197	3.37E-04
All-3	0.1272	0.0099	3.0327	0.264	0.002	8.94E-04	0.4858	0.0338	0.8234	0.0645	1.0047	0.9954	0.9997	0.0792	0.0031
All-4	0.0144	0.0011	8.1421	0.4888	7.26E-04	6.64E-04	0.4646	0.0232	0.8115	0.0587	0.9461	0.9801	0.9989	0.0224	4.39E-04
All-5	0.0059	4.49E-04	22.0704	1.5051	2.41E-04	2.59E-04	0.4464	0.0302	0.7309	0.0621	0.8133	0.8769	0.9922	0.025	4.79E-04
All-6	0.2113	0.0149	3.9098	0.1614	0.0015	5.71E-04	0.4953	0.013	0.8215	0.0241	1.0219	0.9929	0.9996	0.1771	0.0044

All-7	0.0082	6.63E-04	10.8077	0.7951	5.52E-04	3.63E-04	0.441	0.024	0.8182	0.0506	0.9058	0.9887	0.9994	0.0173	3.27E-04
All-8	0.0121	9.20E-04	7.0339	0.449	8.40E-04	4.93E-04	0.4541	0.0227	0.811	0.0569	0.9242	0.9795	0.9988	0.0161	4.77E-04
All-9	0.0084	8.39E-04	8.7294	1.0083	6.57E-04	6.94E-04	0.4684	0.0319	0.7868	0.0923	0.923	0.9485	0.997	0.0166	4.94E-04
All-10	0.0246	0.0018	4.461	0.209	0.0013	5.47E-04	0.4694	0.0165	0.8121	0.0323	0.9566	0.9809	0.9989	0.0218	3.74E-04
All-11	0.0108	5.03E-04	5.7163	0.4411	0.001	8.38E-04	0.4273	0.0243	0.795	0.0636	0.8513	0.959	0.9976	0.0147	4.43E-04
All-12	0.0109	4.14E-04	9.892	0.6812	6.01E-04	3.90E-04	0.4471	0.0226	0.8155	0.0511	0.9152	0.9852	0.9992	0.0275	5.17E-04
All-13	0.012	3.73E-04	9.2683	0.5411	6.90E-04	4.25E-04	0.4116	0.0216	0.8772	0.0522	0.91	1.0643	1.0034	0.0258	4.88E-04
All-14	0.0111	3.95E-04	7.2331	0.3856	8.20E-04	4.94E-04	0.4423	0.0178	0.814	0.0358	0.9037	0.9834	0.9991	0.0204	3.84E-04
All-15	0.0155	6.29E-04	5.1269	0.3371	0.0011	5.76E-04	0.4534	0.0197	0.8032	0.0424	0.9132	0.9694	0.9982	0.02	4.86E-04
All-16	0.0269	0.001	6.7076	0.4712	8.99E-04	7.22E-04	0.4819	0.0312	0.8276	0.0643	1.0021	1.0008	1	0.0483	0.0015
All-17	0.0097	3.77E-04	13.1331	0.8507	4.36E-04	3.34E-04	0.4574	0.0267	0.7854	0.0582	0.8996	0.9467	0.9968	0.0331	7.05E-04
All-18	0.0191	5.71E-04	4.4123	0.2804	0.0013	8.09E-04	0.4676	0.0241	0.8158	0.0473	0.9576	0.9857	0.9992	0.0219	5.25E-04
All-19	0.1582	0.0045	5.9215	0.253	0.001	4.70E-04	0.4891	0.0191	0.8358	0.0369	1.0275	1.0112	1.0006	0.256	0.0049
All-20	0.0802	0.0041	4.2888	0.2526	0.0013	4.67E-04	0.4887	0.0271	0.7942	0.0439	0.9727	0.9579	0.9975	0.0885	0.0037
All-21	0.084	0.004	3.5409	0.1799	0.0016	6.88E-04	0.4938	0.0256	0.8013	0.0399	0.9922	0.9671	0.9981	0.0765	0.0021
All-22	0.0184	8.35E-04	5.3532	0.2166	0.0011	5.71E-04	0.4549	0.0139	0.8165	0.0332	0.9323	0.9865	0.9992	0.024	4.19E-04
All-23	0.0164	7.16E-04	5.835	0.2581	0.001	6.27E-04	0.4642	0.0167	0.8041	0.0397	0.9362	0.9707	0.9983	0.0235	4.92E-04
All-24	0.0113	5.01E-04	6.1458	0.2789	9.66E-04	5.41E-04	0.4439	0.0172	0.8145	0.0394	0.9075	0.984	0.9991	0.0163	2.14E-04
All-25	0.0297	0.0014	4.336	0.1813	0.0014	7.46E-04	0.48	0.0176	0.8207	0.0351	0.9892	0.9919	0.9995	0.0324	6.83E-04
All-26	0.0146	6.09E-04	5.8014	0.2274	0.001	5.35E-04	0.4417	0.0152	0.8211	0.0337	0.9107	0.9925	0.9996	0.0199	2.82E-04
All-27	0.0154	6.61E-04	5.034	0.1828	0.0012	5.99E-04	0.4419	0.014	0.8453	0.0327	0.9396	1.0235	1.0013	0.0184	2.54E-04
All-28	0.017	7.93E-04	4.6282	0.2125	0.0013	7.08E-04	0.4671	0.0164	0.797	0.0355	0.9332	0.9616	0.9978	0.0197	3.65E-04
All-29	0.0149	6.62E-04	7.279	0.2798	7.99E-04	4.06E-04	0.4541	0.0152	0.7984	0.0321	0.9089	0.9633	0.9979	0.0261	3.62E-04
All-30	0.0222	0.0017	4.7116	0.393	0.0012	6.71E-04	0.4897	0.0459	0.7904	0.0841	0.9696	0.9531	0.9972	0.0273	0.0013
All-31	0.0103	5.54E-04	7.2548	0.4026	7.96E-04	5.44E-04	0.4634	0.0214	0.792	0.0468	0.9197	0.9552	0.9974	0.0185	3.05E-04
All-32	0.0138	6.97E-04	5.8437	0.2278	0.001	4.86E-04	0.4579	0.0156	0.8186	0.0308	0.9411	0.9892	0.9994	0.0194	2.73E-04
All-33	0.0134	7.13E-04	6.7356	0.4009	8.81E-04	6.58E-04	0.4488	0.0205	0.8139	0.0481	0.9168	0.9833	0.999	0.0211	4.69E-04
All-34	0.0344	0.0018	5.1323	0.3437	0.0011	8.73E-04	0.4647	0.0266	0.8061	0.0646	0.9396	0.9733	0.9984	0.0444	0.0013
All-35	0.0113	6.67E-04	6.3964	0.3617	9.03E-04	4.82E-04	0.4468	0.0222	0.7922	0.0419	0.8868	0.9554	0.9974	0.0171	4.70E-04

All-36	0.0204	0.0012	3.2914	0.225	0.0017	0.0014	0.472	0.0295	0.7645	0.0782	0.9022	0.9199	0.9951	0.0171	5.35E-04
All-37	0.0121	6.12E-04	6.9062	0.3699	8.71E-04	5.80E-04	0.4509	0.0203	0.825	0.0475	0.9342	0.9974	0.9999	0.0198	3.72E-04
All-38	0.0157	0.0012	5.5521	0.308	0.0011	4.91E-04	0.4602	0.0277	0.8017	0.0511	0.9251	0.9676	0.9981	0.0207	0.0011
All-39	0.0128	7.34E-04	5.2709	0.3091	0.0011	6.01E-04	0.4497	0.02	0.8143	0.0453	0.919	0.9837	0.9991	0.0167	3.91E-04

A.5.2 Résumé des protocoles et analyses Rb-Sr sur Mica blanc, feldspath, fluorite et carbonate au LA-ICP-MS-MS

La datation isotopique Rb-Sr in situ a été obtenue à la Plateforme Micro-Analytique d'ISTerre (IMAP) sur un ICP-MS/MS Agilent 8900 connecté à un système d'ablation laser Resolution-SE. Le protoxyde d'azote (N₂O) a été utilisé comme gaz de réaction. La réduction des données a été effectuée hors ligne à l'aide d'une version modifiée du schéma de réduction des données Rb-Sr (DRS) de Iolite-4 (Paton et al., 2011). Le verre NIST-612 a été utilisé pour calibrer les rapports isotopiques Sr, tandis que la poudre nanométrique de phlogopite Mica-Mg a été utilisée pour calibrer les valeurs ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr, conformément aux protocoles publiés (Hogmalm et al., 2017; Jegal et al., 2022; Tillberg et al., 2020). Les valeurs de Rho ont été calculées hors ligne en utilisant les signaux bruts de ⁸⁵Rb/⁸⁶Sr, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr et ⁸⁵Rb/⁸⁷Sr et les incertitudes associées. Les conditions analytiques pour les analyses isotopiques Rb-Sr sont décrites dans le [Tableau A.27](#). Toutes les incertitudes citées sont rapportées à un écart-type de 2, y compris la surdispersion éventuelle et les incertitudes systématiques telles que calculées dans IsoplotR (Vermeesch, 2018, 2020). L'ensemble complet des données Rb-Sr est présenté dans le [Tableau A.28](#).

Tableau A.27 :Résumé des conditions d'analyses in situ Rb-Sr dans les micas feldspaths de PN, LGV, PEN, BF et SAP au LA-ICP-MS du laboratoire ISTerre.

Laboratory & Sample Preparation	
Laboratory name	ISTerre Micro-Analysis Platform (IMAP) – Université Grenoble Alpes (UGA), France
Sample type/mineral	Phengite sheets on thick section (150 μm)
Sample preparation	Double polished surface
Imaging	Conventional optical microscope, backscattered electron imaging and EPMA mapping
Laser ablation system	
Make, Model & type	RESOLUTION SE ArF excimer (Applied Spectra)
Ablation cell	Laurin Technic S-155
Laser wavelength	193 nm
Pulse width	4 ns
Fluence	4 J.cm ⁻²
Repetition rate	5 Hz
Ablation/Washout duration	40 secs / 35 secs
Ablation rate	ca. 0.15 μm/shot
Spot diameter nominal	50 to 80 μm
Sampling mode / pattern	Static spot ablation
Carrier gas	100% He in the cell, Ar and N ₂ make-up gas combined using a Y-piece 50% along the sample transport line to the torch.
Cell carrier gas flow	200 mL/min
Rb–Sr isotope measurements	
Make, Model & type	Agilent 8900 ICP–QQQ used in MS/MS mode
Sample introduction	Ablation aerosol introduced through PTFE tubing.

	Ni Sample cone and Ni X-Skimmer cone.
RF power	1350W
Make-up gas flow	Total gas is made of ~1.0 L/min ¹ of Ar and 2.0 to 2.5 mL/min of N ₂ (plus 200 mL/min of He carried gas)
Reaction gas	Nitrous protoxide (N ₂ O, 6.0 quality). Gas flow: 14%
Reaction expected	Sr ⁺ → SrO ⁺ , Rb ⁺ → Rb ⁺
Detection system	Electron multiplier. EM voltage calibrated on a daily basis. Calibration between pulse and analogue mode (P/A factor) completed on a weekly basis.
Masses wanted	84 (Sr), 85 (Rb), 86 (Sr), 87 (Sr)
Masses actually measured	100 (⁸⁴ Sr + ¹⁶ O), 85, 102 (⁸⁶ Sr + ¹⁶ O) and 103 (⁸⁷ Sr + ¹⁶ O)
Integration time per peak/ dwell times	5 ms on masses 84 (measured on mass 100) and 85 75 ms on masses 86 and 87 (measured on masses 102 and 103)
Total integration time	174 ms for each output datapoint
IC Dead time	39.4 ns
Data Processing	
Gas blank	30 second on-peak zero subtracted
Calibration strategy	NIST612-G-G was used as calibration material for ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr value. Mica-MG was used as calibration material for ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr value. BHVO-2-G and BCR-2-G were used as validation material ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr value
Reference Material info	NIST-612G (Jochum et al., 2011) Mica-Mg-NP (Hogmalm et al., 2017) BHVO-2G & BCR-2G (Elburg et al., 2005)
Data processing package used / Correction for LIEF	For Rb-Sr isotope analysis: Iolite-4 software package (Paton et al., 2011, 2010) using an in-house modified version of the Rb-Sr DRS downloaded from Iolite Github (https://github.com/iolite-LA-ICP-MS). The approach followed is that described in (Redaa et al., 2021).
Mass discrimination	Standard-sample bracketing normalized to primary reference material (NIST-612-G for ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr values and Mica-Mg-NP for ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr).
Sr mass bias coefficient	Not included in this approach, ratios are only drift corrected with calibration to reference material.
Rb and REE ²⁺ interference	Avoided by the use of N ₂ O in the ICP-QQQ octopole reaction cell.
Uncertainty level & propagation	Uncertainty in isotopic ratios and isochron age/intercept are quoted at a confidence interval of 95% unless stated otherwise (e.g., in the supplementary data table, ratios are reported at 1SE relative). Uncertainty propagation workflow is built-in Iolite software and included measurement and calibration uncertainty. Uncertainty in isochron age and intercept is calculated in IsoplotR (Vermeesch, 2018) and include systematics uncertainty unless stated otherwise.
Quality control / Validation	Results of Rb-Sr analyses on validation glass reference material are reported in Figure 3.28.

Tableau A.28 : Résumé des analyses isotopiques in situ Rb-Sr obtenues au LA-ICP-MS sur mica blanc, feldspath, fluorite et carbonate dans les minéralisations de Peisey-Nancroix (PN), Le Gros Villan (LGV), Le Penay (PEN), Le Sapey (SAP) et Bois-Feuillet (BF).

Analysis label	Material	Integration time (s)	⁸⁴ Sr~(cps)	⁸⁵ Rb(cps)	⁸⁶ Sr~(cps)	⁸⁴ Sr/ ⁸⁶ Sr	ISE (%)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	ISE (%)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	ISE (%)	Rho
PN20-11_Ph1 - 1	Phengite	35	157	4 775 744	2 690	0.06053	8.14	481	1.00	1.03704	1.03	0.53
PN20-11_Ph1 - 2	Phengite	17	136	5 876 475	2 704	0.05013	12.95	590	0.97	1.06805	1.04	0.60
PN20-11_Ph1 - 3	Phengite	17	167	5 673 025	3 181	0.05466	10.13	485	0.83	1.00047	1.01	0.59
PN20-11_Ph1 - 4	Phengite	16	200	6 473 104	3 817	0.05265	10.39	460	0.69	0.99953	0.85	0.67
PN20-11_Ph1 - 5	Phengite	13	192	5 647 673	3 323	0.05756	13.69	463	0.95	1.01344	1.37	0.82
PN20-11_Ph1 - 6	Phengite	16	215	6 130 897	4 002	0.05757	10.66	418	1.02	0.97317	1.04	0.50
PN20-11_Ph1 - 7	Phengite	18	149	6 668 122	3 096	0.05109	12.37	586	0.80	1.04178	0.96	0.54
PN20-11_Ph1 - 8	Phengite	18	181	6 778 074	3 537	0.05424	11.44	524	0.85	1.01757	0.89	0.58
PN20-11_Ph1 - 9	Phengite	29	176	6 605 752	3 257	0.05589	7.75	554	0.84	1.02912	0.78	0.58
PN20-11_Ph1 - 10	Phengite	30	194	6 671 709	3 947	0.05270	7.55	459	0.65	0.98381	0.80	0.53
PN20-11_Ph1 - 11	Phengite	9	163	7 024 448	4 060	0.04174	15.65	473	1.28	0.99323	1.47	0.75
PN20-11_Ph1 - 12	Phengite	24	173	6 691 521	3 610	0.05390	9.24	507	0.83	0.99332	0.76	0.44
PN20-11_Ph1 - 13	Phengite	11	227	5 821 237	3 701	0.07259	12.69	429	1.07	0.97323	1.21	0.55
PN20-11_Ph1 - 14	Phengite	14	137	6 260 393	2 810	0.05060	13.90	606	0.73	1.07043	1.03	0.72
PN20-11_Ph1 - 15	Phengite	17	255	7 174 438	4 012	0.06629	10.74	490	1.06	0.99172	1.10	0.68
PN20-11_Ph1 - 17	Phengite	27	183	6 666 466	3 373	0.05796	8.21	540	0.69	1.05378	0.75	0.59
PN20-11_Ph2 - 1	Phengite	16	121	5 656 140	2 327	0.05474	13.24	681	0.91	1.08228	1.09	0.78
PN20-11_Ph2 - 2	Phengite	9	140	4 732 108	2 546	0.05779	15.80	508	1.24	1.06042	1.39	0.72
PN20-11_Ph2 - 3	Phengite	21	116	5 307 508	1 973	0.05856	13.01	736	0.85	1.15397	1.09	0.55
PN20-11_Ph2 - 4	Phengite	26	92	5 633 153	2 045	0.05028	11.14	757	0.82	1.16416	0.89	0.72
PN20-11_Ph2 - 5	Phengite	10	99	5 409 595	3 022	0.03481	18.26	491	1.21	1.00597	1.29	0.55
PN20-11_Ph2 - 6	Phengite	16	127	5 706 065	1 967	0.06884	11.37	796	0.91	1.18081	1.07	0.69
PN20-11_Ph2 - 7	Phengite	23	107	5 707 987	2 120	0.05264	10.55	744	0.88	1.14020	0.97	0.60
PN20-11_Ph2 - 8	Phengite	29	129	5 588 203	2 313	0.05964	10.36	664	0.77	1.12234	0.81	0.53
PN20-11_Ph2 - 9	Phengite	13	162	5 581 545	3 238	0.04917	12.20	468	0.94	1.01007	1.03	0.48
PN20-11_Ph3 - 1	Phengite	9	133	5 226 357	2 091	0.06564	17.16	687	1.22	1.16790	1.40	0.74
PN20-11_Ph3 - 2	Phengite	15	123	6 344 485	2 631	0.04617	13.70	663	0.92	1.10981	1.12	0.53
PN20-11_Ph3 - 3	Phengite	21	300	6 196 195	4 726	0.06672	7.32	359	0.63	0.96400	0.70	0.51
PN20-11_Ph3 - 4	Phengite	21	134	6 084 718	2 357	0.05852	10.22	708	0.81	1.12140	0.95	0.56
PN20-11_Ph3 - 5	Phengite	21	137	6 048 842	2 389	0.06052	10.36	695	0.80	1.10305	1.08	0.61
PN20-11_Ph3 - 7	Phengite	18	84	5 737 181	2 251	0.04168	14.42	702	0.66	1.11313	0.96	0.46
PN20-11_Ph3 - 8	Phengite	13	131	4 642 015	2 230	0.06094	14.94	573	1.16	1.09236	1.35	0.63
PN20-11_Ph3 - 9	Phengite	15	110	5 499 331	2 068	0.05647	14.38	733	1.05	1.14876	1.36	0.69
PN20-11_Ph3 - 10	Phengite	14	103	5 778 240	2 267	0.04721	15.21	700	0.84	1.12635	0.96	0.48
PN20-11_Ph4 - 1	Phengite	13	161	6 030 563	3 452	0.04933	13.36	502	0.86	1.03345	1.07	0.55

PN20-11_Ph4 - 2	Phengite	12	103	5 126 296	2 631	0.04080	14.05	565	0.94	1.03169	0.99	0.52
PN20-11_Ph4 - 3	Phengite	27	125	4 802 665	2 128	0.05703	10.22	652	0.89	1.10938	0.89	0.58
PN20-11_Ph4 - 4	Phengite	14	109	5 204 311	2 179	0.05136	15.84	688	1.10	1.09155	1.11	0.48
PN20-11_Ph4 - 5	Phengite	8	1 318	5 781 086	23 712	0.05613	5.49	69	1.29	0.76325	0.51	0.20
PN20-11_Ph4 - 6	Phengite	9	108	5 485 803	2 182	0.05202	19.46	710	1.37	1.11537	1.88	0.71
PN20-11_Ph4 - 7	Phengite	10	186	6 119 344	4 238	0.04674	12.62	407	1.08	1.02860	1.24	0.63
PN20-11_Ph4 - 8	Phengite	11	148	5 797 407	2 956	0.05259	15.95	555	1.69	1.03446	1.51	0.75
PN20-11_Ph4 - 9	Phengite	13	139	5 328 143	2 443	0.05906	14.24	608	1.67	1.07999	1.43	0.53
PN20-11_Ph5 - 1	Phengite	26	161	5 793 542	2 512	0.06871	9.15	641	0.79	1.06407	0.91	0.71
PN20-11_Ph5 - 2	Phengite	11	1 682	5 960 509	32 188	0.05461	4.16	54	0.49	0.74001	0.49	0.37
PN20-11_Ph5 - 3	Phengite	27	127	5 921 861	2 621	0.04915	9.00	656	0.74	1.06947	0.90	0.72
PN20-11_Ph5 - 4	Phengite	32	101	4 223 494	1 854	0.05523	9.36	657	0.84	1.05959	0.97	0.70
PN20-11_Ph5 - 5	Phengite	26	115	5 577 641	2 485	0.04866	11.61	640	0.81	1.05252	0.82	0.63
PN20-11_Ph5 - 6	Phengite	16	134	5 061 142	2 348	0.06315	12.26	616	0.87	1.06598	1.08	0.45
PN20-11_Ph5 - 7	Phengite	28	143	5 670 048	2 492	0.06006	8.50	645	0.77	1.06457	1.02	0.78
PN20-11_Ph5 - 8	Phengite	21	127	5 515 710	2 357	0.05616	12.02	664	0.72	1.08006	0.95	0.64
PN20-11_Ph5 - 9	Phengite	25	123	6 055 462	2 410	0.05417	11.52	706	0.74	1.09817	0.92	0.64
PN20-11_Ph5 - 10	Phengite	25	168	7 031 366	2 902	0.06180	9.10	678	0.75	1.06953	0.76	0.47
PN20-11_Ph5 - 11	Phengite	25	257	6 421 173	4 091	0.06600	6.38	440	0.69	0.94308	0.65	0.48
LGV19-02_Ph4 - 1	Phengite	15	763	9 224 364	15 756	0.05162	6.26	155	0.43	0.76597	0.46	0.38
LGV19-02_Ph4 - 2	Phengite	27	631	10 504 999	12 190	0.05367	4.36	229	0.47	0.79191	0.43	0.49
LGV19-02_Ph4 - 3	Phengite	29	674	10 377 931	11 791	0.06009	4.16	235	0.38	0.78283	0.39	0.47
LGV19-02_Ph4 - 4	Phengite	25	694	9 919 988	11 438	0.06299	4.46	232	0.65	0.77899	0.47	0.38
LGV19-02_Ph4 - 5	Phengite	32	693	11 509 904	12 545	0.05685	4.18	248	0.45	0.78358	0.40	0.33
LGV19-02_Ph4 - 6	Phengite	32	1 002	12 288 619	19 622	0.05277	2.96	169	0.52	0.76462	0.36	0.29
LGV19-02_Ph4 - 7	Phengite	35	735	11 989 177	14 123	0.05461	3.66	229	0.49	0.78388	0.37	0.28
LGV19-02_Ph4 - 8	Phengite	17	735	10 972 200	13 181	0.05779	5.57	227	0.61	0.77682	0.56	0.54
LGV19-02_Ph4 - 9	Phengite	35	915	12 400 813	15 892	0.05955	3.33	207	0.47	0.78127	0.34	0.24
LGV19-02_Ph5 - 1	Phengite	26	676	8 044 111	12 743	0.05520	4.36	166	0.35	0.76362	0.43	0.59
LGV19-02_Ph5 - 2	Phengite	19	676	7 735 854	11 910	0.05906	5.12	171	0.39	0.77829	0.52	0.52
LGV19-02_Ph5 - 3	Phengite	29	817	9 229 284	14 425	0.05883	3.77	168	0.41	0.77456	0.42	0.48
LGV19-02_Ph5 - 4	Phengite	26	687	7 941 838	12 105	0.05845	5.05	172	0.49	0.77127	0.43	0.52
LGV19-02_Ph5 - 5	Phengite	27	654	8 978 715	12 134	0.05615	4.26	194	0.43	0.79028	0.42	0.42
LGV19-02_Ph5 - 6	Phengite	24	769	8 633 689	13 572	0.05895	4.84	166	0.43	0.76665	0.42	0.41
LGV19-02_Ph5 - 7	Phengite	13	725	9 775 818	13 985	0.05268	5.67	183	0.79	0.77285	0.59	0.27
LGV19-02_Ph5 - 8	Phengite	33	834	10 848 747	14 594	0.05885	3.56	195	0.47	0.80231	0.38	0.47
LGV19-02_Ph5 - 9	Phengite	26	792	10 235 309	14 042	0.05892	4.30	192	0.59	0.78722	0.45	0.28
LGV19-02_Ph5 - 10	Phengite	21	818	10 208 375	14 351	0.05922	4.62	192	0.40	0.79016	0.40	0.26
LGV19-02_Ph6 - 1	Phengite	13	617	8 526 561	11 561	0.05707	6.59	199	0.47	0.79036	0.63	0.55

LGV19-02_Ph6 - 2	Phengite	32	776	8 523 372	14 308	0.05641	3.75	161	0.32	0.77106	0.39	0.55
LGV19-02_Ph6 - 3	Phengite	30	752	8 341 629	13 069	0.05979	3.84	172	0.35	0.77560	0.39	0.55
LGV19-02_Ph6 - 4	Phengite	30	695	8 923 154	13 469	0.05420	4.29	178	0.42	0.77264	0.39	0.33
LGV19-02_Ph6 - 5	Phengite	24	572	7 992 946	11 319	0.05261	5.40	189	0.61	0.77099	0.46	0.43
LGV19-02_Ph6 - 7	Phengite	26	662	8 626 414	12 564	0.05466	4.78	182	0.37	0.78744	0.44	0.56
LGV19-02_Ph7 - 1	Phengite	9	1 578	13 062 745	28 341	0.05787	4.73	122	0.46	0.82254	0.61	0.27
LGV19-02_Ph7 - 2	Phengite	20	1 226	13 990 645	21 888	0.05907	3.86	168	0.37	0.86256	0.38	0.50
LGV19-02_Ph7 - 3	Phengite	11	1 150	15 107 991	22 366	0.05452	5.47	183	0.49	0.85492	0.49	0.43
LGV19-02_Ph7 - 5	Phengite	12	1 716	14 832 118	30 684	0.05810	4.26	130	0.62	0.81673	0.47	0.56
LGV19-02_Ph7 - 6	Phengite	10	1 477	14 435 359	26 756	0.05712	4.64	145	0.44	0.83914	0.79	0.74
LGV19-02_Ph7 - 8	Phengite	18	1 314	13 209 391	23 755	0.05752	3.95	148	0.53	0.82979	0.35	0.52
LGV19-02_Ph7 - 10	Phengite	23	1 400	15 320 722	25 797	0.05637	3.33	157	0.55	0.84058	0.36	0.53
LGV19-02_Ph7 - 11	Phengite	13	1 566	14 198 254	28 258	0.05767	4.19	132	0.82	0.82226	0.42	0.22
LGV19-02_Ph7 - 12	Phengite	26	1 674	16 633 229	29 111	0.06025	3.05	149	0.56	0.83737	0.30	0.24
LGV19-02_Ph7 - 13	Phengite	26	1 197	15 471 704	22 985	0.05399	3.61	180	0.49	0.85347	0.30	0.34
LGV19-02_Ph7 - 14	Phengite	22	1 452	15 706 847	25 887	0.05821	3.19	161	0.47	0.85291	0.31	0.28
LGV19-02_Ph8 - 1	Phengite	21	635	8 829 921	11 272	0.05922	5.02	207	0.43	0.81754	0.51	0.66
LGV19-02_Ph8 - 2	Phengite	26	622	8 769 134	11 677	0.05539	4.77	196	0.31	0.78936	0.45	0.54
LGV19-02_Ph8 - 3	Phengite	33	699	10 182 730	13 487	0.05398	3.83	195	0.33	0.82831	0.38	0.47
LGV19-02_Ph8 - 4	Phengite	35	667	9 689 287	12 631	0.05378	3.74	196	0.40	0.80222	0.36	0.49
LGV19-02_Ph9 - 1	Phengite	15	571	8 893 774	11 246	0.05278	6.21	200	0.42	0.78165	0.67	0.70
LGV19-02_Ph9 - 2	Phengite	13	673	8 709 220	12 380	0.05630	5.24	177	0.52	0.76524	0.59	0.49
LGV19-02_Ph10 - 1	Phengite	20	624	9 059 796	11 753	0.05419	5.31	193	0.42	0.77002	0.56	0.49
LGV19-02_Ph10 - 2	Phengite	27	580	9 793 499	10 887	0.05539	4.72	226	0.50	0.78169	0.45	0.54
LGV19-02_Ph10 - 3	Phengite	16	632	9 875 918	10 731	0.06099	6.59	258	0.52	0.77640	0.51	0.53
LGV19-02_Ph10 - 4	Phengite	26	596	10 232 575	10 486	0.06078	5.28	276	0.47	0.78593	0.44	0.50
LGV19-02_Ph10 - 6	Phengite	27	595	11 390 607	10 800	0.05708	5.19	296	0.55	0.79309	0.48	0.34
LGV19-02_Ph1 - 2	Phengite	17	1 489	9 718 657	27 637	0.05615	4.10	94	0.45	0.74410	0.37	0.36
LGV19-02_Ph1 - 3	Phengite	24	1 183	10 676 819	22 911	0.05386	3.88	124	0.57	0.75130	0.33	0.22
LGV19-02_Ph1 - 4	Phengite	22	1 210	10 654 409	22 602	0.05587	4.08	125	0.52	0.74194	0.36	0.41
LGV19-02_Ph1 - 5	Phengite	31	963	11 089 730	17 827	0.05645	3.75	165	0.61	0.75828	0.38	0.15
LGV19-02_Ph1 - 6	Phengite	22	1 349	9 540 706	25 809	0.05478	3.28	98	0.56	0.73730	0.32	0.26
LGV19-02_Ph1 - 9	Phengite	24	2 454	10 214 191	43 896	0.05819	2.37	62	0.47	0.73553	0.24	0.26
LGV19-02_Ph1 - 10	Phengite	13	2 284	10 884 423	42 790	0.05550	3.16	68	0.49	0.73458	0.35	0.36
LGV19-02_Ph7 - 1	Phengite	15	1 205	11 761 664	21 880	0.05686	4.65	151	0.66	0.83032	0.51	0.42
LGV19-02_Ph7 - 2	Phengite	15	1 424	14 106 305	25 396	0.05859	4.06	156	0.69	0.82514	0.43	0.31
LGV19-02_Ph7 - 3	Phengite	13	1 752	14 317 879	30 858	0.05925	4.39	130	0.80	0.80618	0.51	0.15
LGV19-02_Ph7 - 4	Phengite	28	1 545	16 252 303	27 799	0.05754	2.92	164	0.42	0.84133	0.29	0.25
LGV19-02_Ph7 - 5	Phengite	13	3 335	15 736 446	59 738	0.05763	3.49	74	1.15	0.76592	0.56	0.48

LGV19-02_Ph7 - 6	Phengite	12	1 922	13 651 459	36 196	0.05526	4.31	105	1.00	0.78479	0.60	0.59
LGV19-02_Ph7 - 8	Phengite	29	1 359	15 712 869	24 949	0.05697	2.96	174	0.52	0.83167	0.33	0.35
LGV19-02_Ph7 - 9	Phengite	19	1 439	17 409 799	26 457	0.05630	3.76	182	0.66	0.84759	0.41	0.25
LGV19-02_Ph7 - 10	Phengite	24	1 726	17 326 103	31 717	0.05631	2.96	153	0.47	0.83636	0.30	0.37
LGV19-02_Ph7 - 11	Phengite	13	1 518	16 269 814	27 248	0.05771	4.21	167	0.67	0.84470	0.44	0.43
LGV19-02_Ph7 - 12	Phengite	30	1 391	15 488 490	25 376	0.05681	2.95	170	0.68	0.83295	0.32	0.04
LGV19-02_Ph7 - 13	Phengite	31	1 348	16 446 665	24 168	0.05790	3.05	188	0.49	0.84243	0.31	0.30
LGV19-02_Ph7 - 14	Phengite	18	1 740	17 696 012	32 938	0.05454	3.30	148	0.59	0.83242	0.35	0.28
LGV19-02_Ph7 - 16	Phengite	26	1 577	16 603 618	30 195	0.05452	3.03	149	0.55	0.82858	0.27	0.24
LGV19-02_Ph7 - 18	Phengite	19	1 670	17 174 841	29 677	0.05776	3.44	155	0.59	0.83608	0.39	0.36
LGV19-02_Ph7 - 19	Phengite	35	1 266	15 908 077	26 139	0.05024	3.04	164	0.57	0.83769	0.28	0.41
LGV19-02_Ph7 - 21	Phengite	14	1 472	14 877 283	27 421	0.05650	4.10	157	0.84	0.83953	0.40	0.32
LGV19-02_Ph7 - 22	Phengite	35	1 382	15 728 218	26 591	0.05421	2.61	171	0.45	0.83247	0.29	0.34
LGV19-02_Ph7 - 23	Phengite	29	1 385	15 190 460	26 980	0.05285	3.30	162	0.52	0.83199	0.31	0.12
LGV19-02_Ph7 - 24	Phengite	17	1 889	15 900 976	32 919	0.05952	3.38	139	0.75	0.81173	0.36	0.35
LGV19-02_Ph7 - 25	Phengite	14	1 960	15 767 837	36 400	0.05562	3.77	124	0.73	0.80205	0.39	0.45
LGV19-02_Ph7 - 26	Phengite	33	1 594	14 781 864	29 409	0.05562	2.78	142	0.47	0.82403	0.32	0.25
LGV19-02_Ph7 - 27	Phengite	21	1 613	16 355 481	28 607	0.05847	3.48	162	0.47	0.84703	0.33	0.35
LGV19-02_Ph10 - 1	Phengite	12	823	7 839 105	14 648	0.05778	5.98	150	0.87	0.75224	0.90	0.54
LGV19-02_Ph10 - 2	Phengite	23	542	9 992 623	9 909	0.05656	5.29	283	0.68	0.78443	0.53	0.33
LGV19-02_Ph10 - 4	Phengite	9	890	8 753 548	17 832	0.05161	6.74	139	1.06	0.74315	0.89	0.53
LGV19-02_Ph10 - 6	Phengite	20	541	10 963 561	10 273	0.05474	6.51	300	0.83	0.78564	0.60	0.28
LGV19-02_Ph10 - 7	Phengite	31	614	10 220 844	11 277	0.05644	4.62	252	0.55	0.78689	0.42	0.34
LGV19-02_Ph10 - 8	Phengite	24	682	10 386 555	12 448	0.05696	4.82	232	0.72	0.79271	0.46	0.09
LGV19-02_Ph10 - 9	Phengite	23	1 025	10 919 067	19 937	0.05313	3.83	153	0.83	0.75320	0.53	0.13
LGV19-02_Ph10 - 10	Phengite	10	840	9 515 287	14 818	0.05858	6.03	177	1.18	0.75968	0.66	0.23
LGV19-02_Ph10 - 11	Phengite	11	879	9 465 337	14 174	0.06424	6.72	185	0.68	0.76213	0.77	0.47
LGV19-02_Ph10 - 12	Phengite	26	641	9 543 776	11 428	0.05853	4.76	232	0.46	0.77729	0.45	0.53
LGV19-07_Ph5 - 1	Phengite	11	236	2841429	4920	0.04961	15.50	168	0.66	0.76306	1.19	0.20
LGV19-07_Ph5 - 2	Phengite	18	229	3255285	4519	0.05245	14.22	208	0.67	0.76802	0.88	0.38
LGV19-07_Ph3 - 1	Phengite	14	262	3067624	4879	0.05549	11.65	183	0.67	0.77122	1.14	0.40
LGV19-07_Ph3 - 2	Phengite	13	288	3139565	5641	0.05314	11.01	161	0.88	0.76578	1.08	0.56
LGV19-07_Ph3 - 3	Phengite	14	339	3312452	5982	0.05919	10.65	161	1.05	0.76154	0.90	0.08
LGV19-07_Ph3 - 4	Phengite	19	365	3252570	7161	0.05289	9.39	131	0.87	0.75982	0.66	0.35
LGV19-07_Ph3 - 5	Phengite	16	306	3414140	5824	0.05450	11.17	169	0.68	0.77343	0.98	0.46
LGV19-07_Ph6 - 1	Phengite	22	324	2667308	4849	0.06681	9.61	159	0.61	0.77119	0.67	0.30
LGV19-07_Ph5 - 3	Phengite	9	250	3255505	4937	0.05294	20.42	189	0.75	0.81711	1.06	0.27
LGV19-07_Ph5 - 4	Phengite	10	233	2874448	4102	0.06055	18.14	202	1.17	0.87160	1.29	0.43
LGV19-07_Ph5 - 5	Phengite	11	230	3229421	5084	0.04778	13.59	183	0.92	0.79222	0.78	0.33

LGV19-07_Ph5 - 6	Phengite	20	353	3661291	5330	0.06944	9.76	198	0.92	0.77040	0.76	0.20
LGV19-07_Ph5 - 8	Phengite	26	311	3271400	5974	0.05650	9.95	158	0.66	0.76177	0.58	0.13
LGV19-07_Ph5 - 9	Phengite	9	105	2813272	5059	0.02709	25.42	161	1.18	0.77297	1.09	0.49
LGV19-07_Ph5 - 10	Phengite	11	294	3429546	6062	0.05468	15.21	163	1.26	0.76558	1.17	0.31
LGV19-07_Ph5 - 11	Phengite	12	350	3886332	6129	0.05957	12.99	182	0.95	0.79048	1.00	0.32
LGV19-07_Ph1 - 2	Phengite	16	271	2987915	4899	0.05730	14.91	175	0.70	0.76169	0.87	0.28
LGV19-07_Ph3 - 6	Phengite	20	345	3605678	6202	0.05766	10.79	168	0.93	0.75748	0.79	0.12
LGV19-07_Ph3 - 7	Phengite	24	353	4002963	7142	0.05173	9.72	162	1.26	0.76495	0.61	0.12
LGV19-07_Ph2 - 1	Phengite	21	297	3072115	5280	0.05837	9.24	168	0.61	0.77124	0.79	0.46
LGV19-07_Ph2 - 2	Phengite	23	332	3109412	5705	0.05990	9.90	158	0.57	0.76127	0.66	0.51
LGV19-07_Ph4 - 1	Phengite	19	279	2532258	5543	0.05244	12.26	133	0.66	0.75225	0.84	0.42
LGV19-07_Ph6 - 2	Phengite	22	326	3078048	5769	0.05828	10.02	161	0.55	0.76212	0.74	0.27
LGV19-07_Ph6 - 3	Phengite	23	326	3104310	6063	0.05573	9.55	156	0.49	0.75268	0.69	0.01
LGV19-07_Ph6 - 4	Phengite	23	365	3309679	5920	0.06416	9.80	171	0.93	0.76773	0.62	0.38
LGV19-07_Ph6 - 5	Phengite	18	331	3044957	5414	0.06347	9.58	174	0.96	0.76451	0.80	0.35
LGV19-07_Ph5 - 12	Phengite	18	418	3999612	6363	0.06813	8.99	196	0.92	0.84410	0.75	0.05
LGV19-07_Ph5 - 13	Phengite	15	222	4187641	4652	0.04976	18.14	279	1.28	0.85604	0.84	0.35
LGV19-07_Ph5 - 14	Phengite	25	334	3638325	6575	0.05283	9.27	171	0.95	0.75800	0.66	0.26
LGV19-07_Ph5 - 15	Phengite	18	444	3987909	7357	0.06322	10.08	166	1.12	0.75688	0.68	0.28
PEN19-2-14a_Ph1 - 1	Phengite	23	1 483	7 262 010	28 804	0.05341	3.40	70	0.29	0.73842	0.32	0.48
PEN19-2-14a_Ph1 - 2	Phengite	21	1 592	7 509 272	29 709	0.05601	3.44	69	0.23	0.73564	0.30	0.39
PEN19-2-14a_Ph1 - 3	Phengite	26	1 906	7 685 235	33 934	0.05821	2.65	61	0.27	0.73905	0.28	0.34
PEN19-2-14a_Ph1 - 4	Phengite	20	2 539	8 129 151	44 500	0.05903	2.84	49	0.31	0.73420	0.25	0.47
PEN19-2-14a_Ph1 - 5	Phengite	26	2 174	7 892 021	40 381	0.05579	2.77	52	0.28	0.73517	0.22	0.37
PEN19-2-14a_Ph2 - 1	Phengite	22	1 673	7 360 790	30 870	0.05618	3.66	63	0.26	0.73953	0.31	0.50
PEN19-2-14a_Ph2 - 2	Phengite	23	1 458	7 668 965	28 019	0.05396	3.22	75	0.24	0.74380	0.28	0.46
PEN19-2-14a_Ph2 - 3	Phengite	23	1 631	7 825 933	28 969	0.05833	3.32	74	0.30	0.73882	0.33	0.50
PEN19-2-14a_Ph2 - 4	Phengite	21	1 672	7 508 554	28 594	0.06054	3.62	71	0.30	0.74094	0.31	0.37
PEN19-2-14a_Ph2 - 5	Phengite	21	1 544	7 460 109	28 433	0.05627	3.28	70	0.29	0.73940	0.30	0.49
PEN19-2-14a_Ph2 - 6	Phengite	28	1 407	7 088 601	28 043	0.05297	3.49	67	0.26	0.73746	0.30	0.26
PEN19-2-14a_Ph2 - 7	Phengite	20	1 509	7 269 505	28 773	0.05444	3.61	66	0.26	0.73707	0.31	0.45
PEN19-2-14a_Ph2 - 8	Phengite	20	1 643	7 610 813	30 760	0.05522	3.29	64	0.33	0.73971	0.34	0.50
PEN19-2-14a_Ph2 - 9	Phengite	29	1 685	7 427 575	31 868	0.05472	2.74	59	0.26	0.73700	0.25	0.49
PEN19-2-14a_Ph2 - 10	Phengite	25	1 611	7 400 534	29 841	0.05582	3.06	63	0.26	0.74337	0.31	0.45
PEN19-2-14a_Ph2 - 11	Phengite	16	1 724	7 587 123	30 678	0.05800	3.65	62	0.34	0.74011	0.35	0.53
PEN19-2-14a_Ph2 - 12	Phengite	23	1 721	7 885 136	31 457	0.05652	2.96	72	0.34	0.74201	0.29	0.56
PEN19-2-14a_Ph2 - 13	Phengite	27	1 788	7 520 866	34 808	0.05304	2.58	63	0.34	0.73449	0.26	0.34
PEN19-2-14a_Ph2 - 14	Phengite	26	1 768	7 558 647	33 603	0.05448	3.10	66	0.34	0.73793	0.26	0.23
PEN19-2-14a_Ph2 - 15	Phengite	29	1 635	7 404 403	30 996	0.05462	2.93	70	0.31	0.73550	0.26	0.16

PEN19-2-14a_Ph2 - 16	Phengite	24	1 844	7 153 941	33 639	0.05658	2.88	62	0.38	0.73577	0.31	0.28
PEN19-2-14a_Ph2 - 17	Phengite	24	1 646	7 219 967	30 816	0.05511	2.90	68	0.29	0.73863	0.25	0.31
PEN19-2-14a_Ph2 - 18	Phengite	18	1 615	7 614 441	30 665	0.05448	3.58	71	0.34	0.73896	0.39	0.47
PEN19-2-14a_Ph2 - 19	Phengite	27	1 445	7 316 344	26 116	0.05675	3.11	79	0.26	0.74044	0.26	0.37
PEN19-2-14a_Ph2 - 20	Phengite	23	1 605	7 682 730	27 781	0.05977	3.43	77	0.35	0.74348	0.34	0.45
PEN19-2-14a_Ph2 - 21	Phengite	19	1 487	7 232 451	27 842	0.05506	3.27	72	0.37	0.73755	0.36	0.45
PEN19-2-14a_Ph2 - 22	Phengite	35	1 219	6 442 586	24 768	0.05069	2.85	70	0.29	0.74365	0.25	0.41
PEN19-2-14a_Ph3 - 1	Phengite	20	1 672	7 596 534	29 197	0.05904	3.31	70	0.28	0.74221	0.33	0.63
PEN19-2-14a_Ph3 - 2	Phengite	27	1 922	6 953 657	35 015	0.05687	2.30	53	0.23	0.73594	0.29	0.34
PEN19-2-14a_Ph3 - 3	Phengite	19	1 898	7 642 957	33 526	0.05844	3.16	61	0.30	0.73477	0.30	0.36
PEN19-2-14a_Ph3 - 4	Phengite	28	1 652	7 858 959	30 060	0.05668	2.50	70	0.28	0.73753	0.27	0.43
PEN19-2-14a_Ph3 - 5	Phengite	21	1 785	7 683 574	33 816	0.05445	2.90	61	0.30	0.73399	0.31	0.41
PEN19-2-14a_Ph3 - 6	Phengite	18	1 943	7 521 482	33 606	0.05967	3.27	60	0.36	0.73699	0.35	0.46
PEN19-2-14a_Ph3 - 7	Phengite	19	2 271	7 877 808	38 179	0.06130	3.41	56	0.46	0.73245	0.32	0.13
PEN19-2-14a_Ph3 - 8	Phengite	29	1 869	8 221 659	35 636	0.05389	2.74	62	0.39	0.73712	0.28	0.12
SAP19-02_Ph1 - 1	Phengite	6	5 298	2 452 909	95 735	0.05715	3.54	6.8	0.76	0.72815	0.63	0.34
SAP19-02_Ph2 - 1	Phengite	6	5 195	3 283 034	96 095	0.05609	4.24	9.1	0.69	0.72094	0.38	0.38
SAP19-02_Ph2 - 2	Phengite	8	2 609	1 286 478	44 890	0.05894	4.42	7.6	0.83	0.72392	0.63	0.60
SAP19-02_Ph2 - 4	Phengite	8	4 671	2 651 192	81 814	0.05913	2.96	8.6	0.69	0.72593	0.38	0.14
SAP19-02_Ph2 - 5	Phengite	7	7 397	2 798 534	132 768	0.05769	2.37	5.5	0.66	0.71924	0.30	0.24
SAP19-02_Ph2 - 6	Phengite	8	2 895	2 125 286	55 929	0.05342	4.17	10.0	1.08	0.72162	0.91	0.36
SAP19-02_Ph2 - 8	Phengite	5	4 294	1 888 666	78 236	0.05652	3.25	6.3	0.66	0.71387	0.58	0.25
SAP19-02_Ph3 - 1	Phengite	9	795	1 814 832	14 729	0.05542	6.98	33.8	1.01	0.75988	0.70	0.37
SAP19-02_Ph3 - 2	Phengite	6	2 571	1 864 005	45 641	0.05812	4.70	11.3	0.99	0.72696	0.79	0.47
SAP19-02_Ph3 - 3	Phengite	7	5 616	2 295 601	104 995	0.05498	3.35	5.9	0.95	0.72630	0.84	0.24
SAP19-02_Ph3 - 4	Phengite	6	1 096	2 096 435	21 405	0.05460	6.55	26.5	1.09	0.74824	0.68	0.17
SAP19-02_Ph3 - 5	Phengite	9	7 538	2 230 670	137 966	0.05711	2.41	4.4	0.67	0.71685	0.42	0.73
SAP19-02_Ph3 - 6	Phengite	25	2 364	2 140 867	41 760	0.05793	2.72	14.2	1.57	0.72726	0.35	0.22
SAP19-02_Ph3 - 8	Phengite	8	5 593	1 655 943	109 887	0.05268	3.34	4.0	0.97	0.71414	0.77	0.47
SAP19-02_Ph4 - 1	Phengite	8	10 608	2 242 682	202 698	0.05446	2.15	2.9	0.77	0.72034	0.33	0.44
SAP19-02_Ph4 - 2	Phengite	10	1 767	2 306 038	33 042	0.05576	5.35	20.0	0.70	0.73742	0.53	0.41
SAP19-02_Ph4 - 4	Phengite	9	1 966	2 348 664	37 200	0.05529	4.86	18.6	0.79	0.72933	0.47	0.03
SAP19-02_Ph4 - 6	Phengite	8	1 790	2 329 242	32 768	0.05698	4.97	21.2	0.61	0.73190	0.71	0.66
SAP19-02_Ph5 - 1	Phengite	10	866	1 627 785	14 868	0.06163	7.36	32.9	0.78	0.74796	0.75	0.41
SAP19-02_Ph5 - 2	Phengite	11	803	1 654 771	14 655	0.05754	6.96	33.7	0.74	0.74608	0.66	0.52
SAP19-02_Ph5 - 3	Phengite	6	6 828	1 779 185	121 385	0.05962	3.69	4.4	1.33	0.70672	0.87	0.51
SAP19-02_Ph5 - 5	Phengite	5	666	1 396 168	12 607	0.05580	9.29	32.7	1.23	0.74461	0.95	0.26
SAP19-02_Ph5 - 6	Phengite	6	606	1 819 023	13 081	0.04869	11.61	35.8	1.36	0.76291	1.12	0.20
SAP19-02_Ph6 - 3	Phengite	7	2 877	2 719 490	52 834	0.05728	4.55	13.3	0.72	0.73284	0.48	0.20

SAP19-02_Ph6 - 6	Phengite	6	3 259	2 672 038	55 588	0.06128	4.08	12.7	0.96	0.73061	0.49	0.24
SAP19-02_Ph7 - 1	Phengite	6	5 933	2 308 003	110 758	0.05585	3.81	5.6	0.83	0.73109	0.41	0.22
SAP19-02_Ph7 - 2	Phengite	8	14 988	3 336 466	272 907	0.05745	1.89	3.3	0.48	0.71843	0.22	0.12
SAP19-02_Ph7 - 4	Phengite	7	5 268	3 161 678	95 763	0.05713	2.58	8.8	0.41	0.72191	0.33	0.25
SAP19-02_Ph8 - 2	Phengite	7	3 455	2 648 293	62 993	0.05689	3.76	11.5	0.70	0.73319	0.49	0.52
SAP19-02_Ph8 - 4	Phengite	12	1 280	2 498 643	24 460	0.05388	5.29	28.2	0.70	0.75751	0.59	0.40
SAP19-02_Ph9 - 1	Phengite	9	1 932	2 493 992	35 152	0.05694	4.83	19.8	0.77	0.75191	0.54	0.34
SAP19-02_Ph9 - 2	Phengite	7	4 346	2 776 454	80 475	0.05596	3.20	9.6	0.72	0.72454	0.46	0.30
SAP19-02_Ph9 - 3	Phengite	4	1 764	2 881 429	32 027	0.05719	7.52	23.8	0.72	0.75634	1.06	0.41
SAP19-02_Ph9 - 5	Phengite	6	1 308	2 716 662	25 806	0.05279	6.59	27.9	1.29	0.74973	0.71	0.40
SAP19-02_Ph10 - 1	Phengite	8	1 041	2 862 746	20 594	0.05267	6.71	36.9	0.74	0.75849	0.67	0.30
SAP19-02_Ph10 - 2	Phengite	5	8 718	3 328 065	164 434	0.05535	3.70	5.4	0.43	0.71715	0.27	0.08
SAP19-02_Ph10 - 4	Phengite	25	116 441	3 083 764	2 138 130	0.05688	1.24	0.4	1.02	0.71008	0.51	0.37
SAP19-02_Ph10 - 5	Phengite	10	3 381	2 896 834	61 842	0.05706	3.23	12.7	0.73	0.72981	0.41	0.54
SAP19-02_Ph10 - 6	Phengite	6	4 794	3 196 970	82 767	0.06053	3.28	10.5	0.52	0.72490	0.40	0.37
SAP19-02_Ph11 - 1	Phengite	7	8 779	1 528 551	162 094	0.05618	2.31	2.6	0.61	0.71427	0.41	0.07
SAP19-02_Ph11 - 6	Phengite	5	41 576	1 679 591	756 067	0.05760	1.10	0.6	0.50	0.71314	0.35	0.37
SAP19-02_Ph11 - 7	Phengite	7	54 890	1 795 202	1 007 908	0.05740	0.88	0.5	0.49	0.71225	0.28	0.13
SAP19-05_Cel2 - 1	Celsiane	14	2 103	58 166	40 767	0.05434	5.04	0.53	3.99	0.71861	0.36	0.77
SAP19-05_Cel1 - 1	Celsiane	4	1 236	157 461	19 969	0.06525	20.28	2.81	1.18	0.71797	0.83	0.35
SAP19-05_Cel1 - 2	Celsiane	13	2 441	67 173	42 279	0.06024	4.96	0.57	1.41	0.71403	0.49	0.49
SAP19-05_Cel3 - 1	Celsiane	8	858	212 913	15 081	0.05939	11.50	5.03	1.31	0.72178	0.84	0.35
SAP19-05_Cel3 - 2	Celsiane	10	965	185 893	18 942	0.05289	8.58	3.49	0.90	0.71699	0.55	0.10
SAP19-05_Cel4 - 1	Celsiane	20	2 753	108 516	50 793	0.05747	3.19	0.82	3.45	0.70096	1.78	0.23
SAP19-05_Cel4 - 2	Celsiane	20	1 777	186 838	32 786	0.05398	4.16	2.08	3.31	0.70246	0.98	0.06
SAP19-05_Cel5 - 2	Celsiane	10	897	253 765	15 684	0.05972	8.43	5.77	0.97	0.72076	0.81	0.62
SAP19-05_Cel5 - 3	Celsiane	18	923	190 021	15 308	0.06082	6.97	4.42	0.76	0.71952	0.45	0.13
SAP19-05_Cel5 - 4	Celsiane	8	1 063	193 283	18 417	0.05933	8.88	3.74	1.12	0.71657	0.67	0.48
SAP19-05_Cel5 - 5	Celsiane	11	1 005	152 093	17 277	0.06060	8.69	3.15	1.16	0.71935	0.52	0.18
SAP19-05_Cel5 - 6	Celsiane	7	1 162	254 353	20 151	0.06033	11.03	4.50	0.85	0.71719	0.77	0.00
SAP19-02_Cel2 - 1	Celsiane	10	3 786	107 571	77 688	0.05291	3.31	0.50	1.95	0.72380	0.73	0.68
SAP19-02_Cel2 - 2	Celsiane	7	1 438	63 606	22 333	0.06827	10.92	1.02	1.54	0.71983	0.84	0.13
SAP19-02_Cel2 - 3	Celsiane	11	1 000	105 562	17 300	0.06147	10.20	2.18	1.10	0.71423	0.64	0.04
SAP19-02_Cel2 - 5	Celsiane	10	1 212	76 630	21 479	0.05982	7.04	1.27	1.51	0.71463	0.74	0.22
SAP19-02_Cel1 - 1	Celsiane	7	499	202 113	9 365	0.05600	14.40	7.71	1.13	0.71201	1.13	0.51
SAP19-02_Cel5 - 1	Celsiane	8	592	150 380	10 360	0.06049	14.02	5.19	1.01	0.72104	0.69	0.50
SAP19-02_Cel6 - 1	Celsiane	6	533	145 534	8 975	0.06229	15.80	5.79	0.52	0.73023	0.87	0.24
SAP19-02_Cel8 - 1	Celsiane	7	2 910	198 279	49 651	0.06168	6.93	1.43	1.58	0.71638	0.63	0.13
SAP19-02_Cel9 - 1	Celsiane	7	463	141 030	8 125	0.05962	10.50	6.20	1.77	0.72891	1.14	0.35

SAP19-02_Cel10 - 1	Celsiane	10	407	113 386	8 990	0.04812	12.57	4.47	1.64	0.71875	1.06	0.16
SAP19-02_Cel11 - 1	Celsiane	6	447	154 556	9 617	0.04910	22.14	5.75	1.26	0.70312	1.22	0.44
SAP19-02_Cel12 - 1	Celsiane	8	549	184 872	10 228	0.05714	14.68	6.46	0.98	0.72500	0.81	0.59
SAP19-02_Cel3 - 1	Celsiane	8	870	112 626	13 856	0.06393	11.73	2.85	1.58	0.71343	1.06	0.59
SAP19-02_Cel14 - 1	Celsiane	6	424	166 352	7 697	0.05875	18.49	7.72	1.23	0.73179	0.79	0.70
SAP19-02_Cel15 - 1	Celsiane	15	482	143 174	9 792	0.05137	8.86	5.21	1.03	0.72639	0.66	0.23
SAP19-02_Cel16 - 1	Celsiane	6	510	120 047	9 388	0.05624	16.72	4.57	1.21	0.71558	1.18	0.36
SAP19-02_Cel18 - 1	Celsiane	14	361	137 270	9 031	0.04163	11.77	5.44	1.01	0.72055	0.67	0.63
SAP19-02_Cel20 - 1	Celsiane	10	553	144 821	9 078	0.06278	9.74	5.70	1.08	0.71734	0.58	0.30
SAP19-02_Cel21 - 1	Celsiane	7	485	161 898	9 659	0.05232	14.35	5.99	1.34	0.72361	1.20	0.43
SAP19-02_Cel23 - 1	Celsiane	8	415	186 677	8 502	0.05050	16.55	7.86	1.50	0.70815	1.16	0.34
SAP19-02_Cel24 - 1	Celsiane	20	495	142 348	9 873	0.05076	9.88	5.16	0.98	0.72097	0.57	0.42
SAP19-02_Cel26 - 1	Celsiane	14	420	152 356	8 936	0.04821	10.99	6.09	0.84	0.72904	0.66	0.16
SAP19-02_Cel27 - 1	Celsiane	18	581	143 818	10 447	0.05664	8.75	4.94	1.06	0.71207	0.60	0.18
SAP19-02_Cel28 - 1	Celsiane	10	413	142 602	8 629	0.04881	14.87	5.91	0.90	0.71214	0.77	0.37
SAP19-02_Cel29 - 1	Celsiane	9	493	135 301	9 079	0.05540	14.56	5.32	1.12	0.72690	0.91	0.49
SAP19-02_Cel30 - 1	Celsiane	4	946	177 257	14 635	0.06626	13.36	4.33	1.39	0.71194	1.18	0.39
SAP19-1a_Fl1 - 1	Fluorite	15	2 763	46 068	51 333	0.05609	4.04	0.3160	0.90	0.70943	0.37	0.11
SAP19-1a_Fl1 - 2	Fluorite	25	2 889	47 262	53 551	0.05620	3.55	0.3113	1.01	0.71164	0.48	0.25
SAP19-1a_Fl1 - 3	Fluorite	25	3 028	46 288	55 077	0.05610	3.03	0.3011	1.24	0.70926	0.54	0.27
SAP19-1a_Fl2 - 1	Fluorite	20	2 903	47 491	53 016	0.05683	3.80	0.3157	0.93	0.71266	0.27	0.26
SAP19-1a_Fl2 - 2	Fluorite	22	2 879	48 167	53 831	0.05549	2.95	0.3150	1.00	0.71363	0.52	0.28
SAP19-1a_Fl2 - 3	Fluorite	25	2 754	44 926	52 172	0.05479	3.07	0.3052	1.11	0.70791	0.39	0.45
SAP19-1a_Fl2 - 4	Fluorite	16	2 723	44 136	50 320	0.05618	4.45	0.3090	0.98	0.71304	0.37	0.18
SAP19-1a_Fl2 - 5	Fluorite	21	2 674	46 649	53 712	0.05206	3.63	0.3069	1.04	0.71548	0.68	0.25
SAP19-1a_Fl2 - 6	Fluorite	22	2 891	46 628	53 199	0.05614	3.38	0.3094	1.16	0.71139	0.33	0.00
SAP19-1a_Fl2 - 8	Fluorite	25	2 928	47 621	53 733	0.05641	3.26	0.3126	1.10	0.71152	0.25	0.07
SAP19-1a_Fl3 - 1	Fluorite	25	2 759	45 317	51 698	0.05552	3.21	0.3097	0.98	0.71346	0.40	0.19
SAP19-1a_Fl3 - 2	Fluorite	22	2 740	47 449	53 675	0.05285	3.54	0.3120	0.88	0.71211	0.23	0.06
SAP19-1a_Fl3 - 3	Fluorite	25	2 867	47 149	53 531	0.05604	3.14	0.3109	0.89	0.71322	0.33	0.46
SAP19-1a_Fl3 - 4	Fluorite	20	2 797	45 570	52 610	0.05434	3.40	0.3059	1.12	0.71181	0.24	0.20
SAP19-1a_Fl3 - 5	Fluorite	25	2 942	47 579	53 393	0.05673	3.25	0.3134	1.15	0.71043	0.34	0.48
SAP19-1a_Fl4 - 1	Fluorite	8	3 108	50 595	57 621	0.05554	5.33	0.3078	1.45	0.70446	0.46	0.15
SAP19-1a_Fl4 - 4	Fluorite	18	2 939	48 539	56 659	0.05437	3.89	0.3044	1.32	0.70795	0.67	0.34
SAP19-1a_Fl4 - 5	Fluorite	15	2 822	48 456	54 756	0.05319	4.80	0.3131	1.27	0.70657	0.42	0.51
SAP19-1a_Fl4 - 6	Fluorite	14	2 900	49 191	54 828	0.05426	4.76	0.3174	1.21	0.71225	0.33	0.18
SAP19-1a_Fl4 - 7	Fluorite	11	2 995	45 003	51 048	0.06040	5.17	0.3114	1.13	0.71139	0.34	0.30
SAP19-1a_Fl4 - 8	Fluorite	14	2 519	45 343	50 146	0.05155	4.80	0.3203	1.14	0.71371	0.39	0.33
SAP19-1a_Fl4 - 9	Fluorite	9	2 793	40 649	50 293	0.05683	5.83	0.2857	1.68	0.70652	0.46	0.25

SAP19-1a_FI4 - 10	Fluorite	9	2 908	47 101	52 822	0.05571	5.11	0.3125	1.95	0.71456	0.39	0.78
SAP19-1a_FI4 - 11	Fluorite	15	2 831	43 434	49 241	0.05910	4.82	0.3139	1.22	0.71672	0.28	0.05
SAP19-1a_FI4 - 12	Fluorite	15	2 704	45 910	51 680	0.05468	4.01	0.3146	1.08	0.70676	0.53	0.18
SAP19-02_FI1 - 1	Fluorite	24	2 809	44 196	49 610	0.05726	2.76	0.3150	0.83	0.70972	0.27	0.07
SAP19-02_FI1 - 2	Fluorite	22	2 600	46 267	51 562	0.05184	3.54	0.3174	0.96	0.70961	0.18	0.12
SAP19-02_FI1 - 3	Fluorite	21	2 969	46 801	52 944	0.05726	3.24	0.3139	1.04	0.71589	0.25	0.19
SAP19-02_FI1 - 4	Fluorite	20	2 837	44 206	50 468	0.05687	3.67	0.3100	0.94	0.71194	0.23	0.21
SAP19-02_FI1 - 6	Fluorite	24	2 820	45 908	51 581	0.05603	3.03	0.3150	0.86	0.71144	0.24	0.02
SAP19-02_FI1 - 7	Fluorite	23	2 664	45 985	51 826	0.05364	3.40	0.3142	0.87	0.71206	0.22	0.18
SAP19-02_FI1 - 8	Fluorite	18	2 879	48 506	55 016	0.05362	3.05	0.3102	0.82	0.71117	0.25	0.14
SAP19-02_FI1 - 9	Fluorite	23	2 890	47 247	53 740	0.05513	3.23	0.3118	0.90	0.71022	0.27	0.18
SAP19-02_FI1 - 10	Fluorite	25	2 887	47 230	52 927	0.05616	3.09	0.3154	1.00	0.71227	0.26	0.08
SAP19-02_FI1 - 11	Fluorite	25	2 772	46 735	52 134	0.05566	3.00	0.3175	0.90	0.71333	0.29	0.07
SAP19-02_FI1 - 12	Fluorite	21	2 731	46 019	51 490	0.05453	3.92	0.3162	0.97	0.70621	0.24	0.33
SAP19-02_FI1 - 13	Fluorite	16	3 021	46 407	53 652	0.05809	4.18	0.3073	0.94	0.71556	0.27	0.15
SAP19-02_FI1 - 14	Fluorite	19	2 800	47 166	52 110	0.05448	3.76	0.3199	0.86	0.70891	0.28	0.01
SAP19-02_FI1 - 15	Fluorite	16	2 908	48 628	54 336	0.05517	3.89	0.3150	0.89	0.71138	0.25	0.07
SAP19-02_FI1 - 16	Fluorite	21	2 807	46 788	52 980	0.05548	3.67	0.3128	0.92	0.70979	0.22	0.30
SAP19-02_FI1 - 17	Fluorite	19	2 852	45 923	51 291	0.05723	3.91	0.3169	0.96	0.71115	0.27	0.09
SAP19-02_FI1 - 18	Fluorite	20	2 849	47 814	53 454	0.05475	3.26	0.3167	1.05	0.71418	0.25	0.07
SAP19-02_FI1 - 19	Fluorite	20	2 912	47 687	53 217	0.05558	3.34	0.3160	0.72	0.71114	0.26	0.00
SAP19-02_FI1 - 20	Fluorite	17	3 284	48 552	55 770	0.06052	3.70	0.3063	1.13	0.71097	0.26	0.18
SAP19-02_FI1 - 21	Fluorite	21	2 916	47 540	54 030	0.05562	3.36	0.3116	0.95	0.70851	0.24	0.16
SAP19-02_FI2 - 1	Fluorite	22	2 868	45 276	50 930	0.05808	3.32	0.3153	0.98	0.71007	0.25	0.20
SAP19-02_FI2 - 2	Fluorite	22	2 741	46 253	51 943	0.05468	3.66	0.3152	1.02	0.70944	0.24	0.11
SAP19-02_FI2 - 3	Fluorite	25	2 946	47 462	53 396	0.05774	3.29	0.3147	0.86	0.71300	0.23	0.06
SAP19-02_FI2 - 4	Fluorite	25	2 886	47 697	53 448	0.05523	3.32	0.3169	0.76	0.71352	0.22	0.04
SAP19-02_FI3 - 1	Fluorite	24	2 711	43 253	49 351	0.05612	3.25	0.3099	0.83	0.71376	0.22	0.06
SAP19-02_FI4 - 1	Fluorite	23	2 874	45 625	51 608	0.05729	3.36	0.3130	0.88	0.70877	0.27	0.40
SAP19-02_FI5 - 1	Fluorite	25	3 027	47 296	53 478	0.05826	3.12	0.3128	0.78	0.71300	0.21	0.01
SAP19-02_FI6 - 1	Fluorite	18	3 090	48 112	54 572	0.05857	3.84	0.3119	1.01	0.71300	0.39	0.07
SAP19-02_FI6 - 3	Fluorite	15	2 850	44 632	50 377	0.05834	3.97	0.3136	1.14	0.71157	0.27	0.21
SAP19-02_FI7 - 1	Fluorite	20	2 856	46 566	52 542	0.05662	4.08	0.3134	0.90	0.71133	0.24	0.02
SAP19-02_FI7 - 2	Fluorite	20	2 724	45 966	51 395	0.05504	3.63	0.3159	1.03	0.71457	0.22	0.10
SAP19-02_FI8 - 1	Fluorite	23	3 032	47 102	53 456	0.05881	3.44	0.3122	0.93	0.71271	0.26	0.24
SAP19-02_FI8 - 2	Fluorite	16	2 688	45 502	51 064	0.05462	4.69	0.3150	1.07	0.70890	0.26	0.17
SAP19-02_FI9 - 1	Fluorite	25	2 846	46 177	52 416	0.05661	3.44	0.3115	0.82	0.71152	0.21	0.02
SAP19-02_FI9 - 2	Fluorite	24	2 843	46 811	53 091	0.05568	2.93	0.3122	0.96	0.71066	0.19	0.18
SAP19-03_FI1 - 1	Fluorite	24	2 926	46 615	51 937	0.05923	3.19	0.3167	0.89	0.70945	0.22	0.11

SAP19-03_FI1 - 2	Fluorite	25	2 571	43 286	49 246	0.05448	3.35	0.3106	0.74	0.71051	0.25	0.00
SAP19-03_FI1 - 3	Fluorite	25	2 752	45 666	52 445	0.05470	3.07	0.3082	0.88	0.71142	0.25	0.23
SAP19-03_FI1 - 5	Fluorite	21	3 123	46 231	52 655	0.06171	2.79	0.3102	0.83	0.71036	0.24	0.23
SAP19-03_FI1 - 6	Fluorite	22	2 597	42 851	48 392	0.05604	3.33	0.3124	0.94	0.71240	0.30	0.13
SAP19-03_FI1 - 7	Fluorite	25	2 843	46 522	53 158	0.05582	3.41	0.3106	0.93	0.71222	0.35	0.12
SAP19-03_FI1 - 9	Fluorite	17	2 923	49 186	55 564	0.05433	4.19	0.3128	0.88	0.71235	0.25	0.11
SAP19-03_FI2 - 1	Fluorite	23	3 301	52 694	59 230	0.05697	3.25	0.3129	0.79	0.70929	0.19	0.19
SAP19-03_FI2 - 2	Fluorite	7	2 981	56 245	63 961	0.04848	4.17	0.3106	1.07	0.71085	0.37	0.16
SAP19-03_FI3 - 1	Fluorite	25	3 053	49 415	56 258	0.05593	3.06	0.3101	0.85	0.70868	0.19	0.16
SAP19-03_FI3 - 2	Fluorite	15	3 188	50 352	58 122	0.05708	4.50	0.3062	0.91	0.70864	0.17	0.22
SAP19-03_FI4 - 1	Fluorite	23	2 949	46 409	52 880	0.05716	2.98	0.3099	0.90	0.71072	0.25	0.44
SAP19-03_FI4 - 2	Fluorite	21	2 621	39 009	44 810	0.06068	3.23	0.3075	1.01	0.70924	0.31	0.20
SAP19-03_FI5 - 1	Fluorite	20	2 823	43 773	50 035	0.05886	3.08	0.3092	0.97	0.70960	0.25	0.24
SAP19-03_FI5 - 2	Fluorite	25	2 871	45 501	52 171	0.05705	3.61	0.3079	0.75	0.70891	0.26	0.10
SAP19-03_FI6 - 1	Fluorite	9	2 915	47 296	55 103	0.05480	5.12	0.3032	1.27	0.70770	0.57	0.03
SAP19-03_FI6 - 2	Fluorite	21	2 849	45 279	51 867	0.05705	2.90	0.3096	0.96	0.71201	0.39	0.13
SAP19-03_FI7 - 1	Fluorite	20	2 731	40 681	47 279	0.05981	4.29	0.3087	0.92	0.70887	0.32	0.03
SAP19-03_FI8 - 1	Fluorite	25	2 678	43 500	50 034	0.05554	3.04	0.3074	0.89	0.71197	0.25	0.20
SAP19-03_FI8 - 2	Fluorite	23	2 861	46 061	52 608	0.05665	3.35	0.3101	0.86	0.71131	0.29	0.19
SAP19-05-FI - 1	Fluorite	25	2 896	48 723	52 770	0.05675	0.72	0.3167	0.90	0.70958	0.32	0.48
SAP19-05-FI - 2	Fluorite	18	2 875	49 302	53 530	0.05558	0.77	0.3152	0.83	0.70292	0.32	0.60
SAP19-05-FI - 3	Fluorite	20	3 027	50 246	54 615	0.05734	0.72	0.3148	0.90	0.71134	0.44	0.00
SAP19-05-FI - 4	Fluorite	14	2 782	46 438	49 746	0.05783	0.84	0.3192	0.85	0.70916	0.36	0.09
SAP19-05-FI - 5	Fluorite	25	2 930	48 828	53 310	0.05709	0.74	0.3136	0.83	0.70989	0.32	0.07
SAP19-05-FI - 6	Fluorite	20	3 004	50 713	55 299	0.05624	0.79	0.3138	0.90	0.71216	0.37	0.16
SAP19-05-FI - 7	Fluorite	11	2 772	47 835	50 310	0.05696	1.11	0.3254	1.17	0.70912	0.48	0.01
SAP19-05-FI - 8	Fluorite	21	3 003	48 868	53 462	0.05798	1.04	0.3132	0.94	0.71453	0.49	0.06
SAP19-05-FI - 9	Fluorite	19	2 946	48 361	53 699	0.05665	0.82	0.3083	0.81	0.71152	0.38	0.19
SAP19-05-FI - 10	Fluorite	19	2 938	49 467	53 827	0.05645	0.84	0.3151	0.99	0.71015	0.43	0.29
BF19-03-FI - 1	Fluorite	22	2 899	48 513	53 195	0.05628	0.86	0.3114	0.92	0.71118	0.34	0.15
BF19-03-FI - 2	Fluorite	14	2 781	47 199	50 346	0.05721	1.06	0.3199	1.02	0.71556	0.51	0.02
BF19-03-FI - 3	Fluorite	25	2 928	48 621	53 149	0.05710	0.65	0.3125	0.75	0.71382	0.33	0.29
BF19-03-FI - 4	Fluorite	25	2 918	48 548	53 026	0.05700	0.79	0.3130	0.89	0.71316	0.38	0.17
BF19-03-FI - 5	Fluorite	25	2 930	49 318	53 230	0.05655	0.56	0.3146	1.09	0.71381	0.41	0.13
BF19-03-FI - 6	Fluorite	23	2 945	49 346	53 493	0.05700	0.70	0.3156	1.01	0.71645	0.29	0.08
BF19-03-FI - 7	Fluorite	20	2 876	48 328	52 464	0.05687	1.00	0.3149	1.09	0.71335	0.36	0.10
BF19-03-FI - 9	Fluorite	13	3 070	50 433	55 600	0.05753	0.82	0.3097	0.90	0.71680	0.42	0.04
BF19-03-FI - 10	Fluorite	15	3 101	51 486	56 046	0.05730	0.72	0.3141	0.87	0.71327	0.38	0.09
BF19-03-FI - 11	Fluorite	21	2 948	49 779	53 754	0.05672	0.69	0.3167	0.71	0.71358	0.35	0.29

BF19-03-FI - 12	Fluorite	22	2 971	49 104	54 369	0.05654	0.89	0.3092	0.78	0.70807	0.36	0.15
BF19-03-FI - 13	Fluorite	20	2 921	48 573	52 767	0.05728	0.78	0.3147	0.96	0.71043	0.40	0.09
SAP19-02_Carb1 - 1	Carbonate	8	20 616	-22	382 772	0.05593	2.60	-	-	0.71297	0.14	N/A
SAP19-02_Carb2 - 1	Carbonate	10	25 932	76	475 134	0.05664	1.24	-	-	0.71622	0.20	N/A
SAP19-02_Carb3 - 1	Carbonate	10	12 706	173	243 543	0.05418	1.89	-	-	0.71425	0.21	N/A
SAP19-02_Carb4 - 1	Carbonate	11	6 737	-66	130 518	0.05342	2.75	-	-	0.71213	0.24	N/A
SAP19-02_Carb4 - 2	Carbonate	15	11 677	1 086	207 017	0.05902	2.16	-	-	0.71737	0.32	N/A
SAP19-01a_FK1 - 11	K-Feldspar	10	1 967	43 308	37 052	0.05626	6.61	0.4164	2.98	0.7133	0.45	0.06
SAP19-01a_FK2 - 1	K-Feldspar	19	2 997	46 992	53 322	0.05836	3.73	0.3145	1.06	0.7121	0.41	0.04
SAP19-01a_FK2 - 4	K-Feldspar	20	3 047	51 977	55 979	0.05712	3.52	0.3313	1.17	0.7096	0.26	0.15
SAP19-01a_FK3 - 1	K-Feldspar	20	3 084	48 620	53 827	0.05951	3.78	0.3227	1.08	0.7153	0.26	0.18
SAP19-01a_FK3 - 3	K-Feldspar	16	3 017	48 095	53 724	0.05922	4.54	0.3194	1.07	0.7082	0.28	0.13
SAP19-01a_FK4 - 1	K-Feldspar	18	3 059	48 133	54 032	0.05994	3.57	0.3181	1.03	0.7074	0.32	0.23
SAP19-01a_FK4 - 2	K-Feldspar	6	2 727	49 305	56 751	0.05055	7.44	0.3099	1.30	0.7124	0.51	0.07
SAP19-01a_FK4 - 10	K-Feldspar	6	2 923	65 442	53 524	0.05639	5.11	0.4350	2.80	0.7083	0.56	0.10
SAP19-01a_FK4 - 19	K-Feldspar	6	3 534	61 070	61 159	0.05881	6.84	0.3562	2.53	0.7099	0.61	0.07
SAP19-01a_FK5 - 1	K-Feldspar	5	3 147	52 174	57 478	0.05542	7.29	0.3243	2.55	0.7083	0.46	0.13
SAP19-01a_FK5 - 4	K-Feldspar	9	3 145	47 320	53 949	0.05890	3.95	0.3129	1.13	0.7104	0.46	0.06
SAP19-01a_FK5 - 5	K-Feldspar	12	3 298	46 917	52 623	0.06331	5.45	0.3135	1.20	0.7074	0.47	0.45
SAP19-01a_FK5 - 8	K-Feldspar	16	2 856	47 294	52 267	0.05503	4.68	0.3184	1.16	0.7032	0.33	0.25
SAP19-01a_FK5 - 9	K-Feldspar	18	2 967	57 548	52 611	0.05733	3.88	0.3893	1.75	0.7125	0.36	0.38
SAP19-01a_FK5 - 10	K-Feldspar	15	3 817	154 143	66 780	0.05891	3.46	0.8228	0.79	0.7066	0.39	0.24
SAP19-01a_FK5 - 11	K-Feldspar	14	2 946	50 753	52 865	0.05666	3.98	0.3359	1.72	0.7081	0.25	0.26
SAP19-01a_FK5 - 12	K-Feldspar	10	2 628	63 166	48 977	0.05517	5.15	0.4593	1.26	0.7150	0.40	0.16
SAP19-01a_FK6 - 3	K-Feldspar	12	3 263	74 903	58 535	0.05811	3.70	0.4566	0.95	0.7114	0.46	0.20
SAP19-01a_FK6 - 5	K-Feldspar	17	2 780	50 083	55 582	0.05201	4.09	0.3225	0.97	0.7036	0.31	0.27
SAP19-01a_FK6 - 8	K-Feldspar	16	3 129	54 412	57 664	0.05682	3.98	0.3360	1.63	0.7102	0.40	0.09
SAP19-01a_FK6 - 9	K-Feldspar	17	3 110	53 354	57 606	0.05659	4.11	0.3303	1.46	0.7073	0.33	0.02
SAP19-01a_FK6 - 11	K-Feldspar	11	2 898	57 472	51 211	0.06033	5.20	0.4067	1.79	0.6999	0.54	0.49
SAP19-01a_FK6 - 12	K-Feldspar	12	2 956	56 152	55 285	0.05636	4.74	0.3617	3.45	0.7063	0.40	0.05
BF19-03 - 2	K-Feldspar	13	998	3 142 800	18 787	0.05517	3.09	58.1217	3.53	0.71699	1.91	0.53
BF19-03 - 4	K-Feldspar	14	1 464	3 392 374	27 543	0.05523	1.70	42.4509	2.52	0.74154	1.07	0.25
BF19-03 - 5	K-Feldspar	8	1 083	2 802 626	19 148	0.05875	1.90	50.6312	2.37	0.74381	1.61	0.24
BF19-03 - 7	K-Feldspar	6	878	2 941 213	15 470	0.05873	2.43	65.7580	3.70	0.74847	1.54	0.53
BF19-03 - 8	K-Feldspar	9	917	3 301 182	16 564	0.05754	2.08	69.0957	3.19	0.73750	1.54	0.38
BF19-03 - 9	K-Feldspar	13	960	3 566 518	17 435	0.05719	1.70	70.9662	2.58	0.73632	1.20	0.36
BF19-03 - 11	K-Feldspar	9	859	3 175 135	15 701	0.05507	2.27	69.9564	3.54	0.72519	1.63	0.04
BF19-03 - 12	K-Feldspar	9	660	2 886 167	11 669	0.05725	1.76	85.2596	3.16	0.75122	1.65	0.60
BF19-03 - 13	K-Feldspar	13	1 033	3 299 823	18 935	0.05665	1.68	60.2852	3.44	0.72537	1.31	0.13

BF19-03 - 14	K-Feldspar	5	749	2 956 550	14 036	0.05538	2.45	72.6747	4.11	0.73492	2.23	0.41
BF19-03 - 15	K-Feldspar	12	839	3 549 391	15 619	0.05580	2.34	78.7048	2.42	0.73022	1.00	0.42
BF19-03 - 16	K-Feldspar	9	949	3 296 193	17 151	0.05729	1.60	66.4773	2.62	0.73300	1.77	0.35
BF19-03 - 19	K-Feldspar	20	696	2 720 067	12 656	0.05698	1.75	74.3721	2.34	0.73698	0.88	0.22
BF19-03 - 20	K-Feldspar	8	847	2 477 613	15 305	0.05733	2.85	55.9435	1.81	0.74029	0.81	0.58
BF19-03 - 21	K-Feldspar	10	649	2 772 713	11 956	0.05636	2.76	80.3406	3.03	0.73464	1.07	0.18
BF19-03 - 22	K-Feldspar	11	741	2 831 199	13 993	0.05494	2.48	70.0981	2.26	0.71848	0.73	0.17
BF19-03 - 23	K-Feldspar	9	741	2 623 820	13 189	0.05819	2.30	68.8851	1.85	0.73120	1.21	0.31
BF19-03 - 25	K-Feldspar	13	935	2 844 554	17 057	0.05690	2.25	57.6250	2.20	0.72580	0.77	0.07
BF19-03 - 26	K-Feldspar	16	873	2 792 051	15 729	0.05751	1.54	61.4744	1.24	0.72947	0.94	0.51
BF19-03 - 27	K-Feldspar	19	806	2 762 175	15 159	0.05565	1.33	63.8768	1.92	0.72607	1.17	0.25
BF19-03 - 28	K-Feldspar	15	1 273	2 981 772	22 847	0.05762	1.17	45.4240	2.96	0.73402	0.88	0.16
BF19-03 - 29	K-Feldspar	17	927	2 835 257	17 051	0.05631	1.68	57.4914	0.98	0.73608	0.84	0.18
BF19-03 - 30	K-Feldspar	13	1 020	2 851 664	18 208	0.05867	1.92	54.6886	1.73	0.73635	1.01	0.03
BF19-03 - 31	K-Feldspar	18	1 118	2 931 314	20 813	0.05629	1.49	50.0452	2.14	0.72303	0.87	0.54
BF19-03 - 32	K-Feldspar	13	807	3 076 403	14 831	0.05644	2.33	71.8200	2.54	0.73012	1.08	0.07
BF19-03 - 33	K-Feldspar	13	661	2 906 813	12 241	0.05588	1.81	82.0893	1.33	0.72403	0.82	0.19
BF19-03 - 34	K-Feldspar	14	1 606	3 152 432	29 125	0.05759	1.06	37.6080	2.45	0.72948	0.97	0.13
BF19-03 - 36	K-Feldspar	12	822	3 357 518	15 247	0.05569	2.24	76.2848	2.92	0.72351	1.04	0.22
BF19-03 - 37	K-Feldspar	11	865	3 287 125	15 285	0.05854	1.43	74.5143	2.54	0.73299	0.94	0.45
BF19-03 - 40	K-Feldspar	4	656	2 576 704	13 066	0.05203	3.52	68.4982	4.56	0.72493	1.96	0.16
BF19-03 - 41	K-Feldspar	10	756	2 654 355	14 296	0.05471	1.83	64.4855	3.34	0.73850	0.58	0.20
BF19-03 - 42	K-Feldspar	7	651	2 597 437	11 887	0.05662	3.17	75.9120	1.47	0.73028	1.63	0.72
BF19-03 - 43	K-Feldspar	5	349	2 003 097	6 036	0.05945	4.01	114.6675	2.46	0.74791	2.76	0.14
BF19-03 - 45	K-Feldspar	19	2 049	2 822 037	38 208	0.05549	1.26	25.6847	1.62	0.72128	0.89	0.02
BF19-03 - 46	K-Feldspar	11	2 736	4 268 256	47 975	0.05908	1.62	31.0165	4.39	0.73634	1.14	0.33
BF19-03 - 47	K-Feldspar	9	1 724	3 689 819	31 134	0.05730	1.61	41.0914	3.24	0.73344	1.54	0.07
BF19-03 - 48	K-Feldspar	19	1 027	2 591 005	18 828	0.05650	1.53	48.0124	2.02	0.73047	0.83	0.10
BF19-03 - 49	K-Feldspar	13	948	2 935 306	17 281	0.05676	1.50	59.0739	1.46	0.73103	0.95	0.43
BF19-03 - 50	K-Feldspar	11	1 226	2 495 320	22 082	0.05724	1.43	39.7586	1.81	0.72586	1.04	0.06
BF19-03 - 51	K-Feldspar	16	1 026	2 834 755	18 443	0.05750	1.48	53.2883	1.99	0.72270	0.96	0.40
BF19-03 - 52	K-Feldspar	21	1 193	2 767 238	21 903	0.05683	1.34	44.3841	1.43	0.72830	0.65	0.12
BF19-03 - 53	K-Feldspar	25	1 166	2 735 327	21 150	0.05699	1.31	44.6435	1.83	0.72762	0.79	0.29
BF19-03 - 54	K-Feldspar	22	1 914	2 794 977	34 923	0.05666	0.96	27.7851	1.38	0.73447	0.75	0.33
BF19-03 - 55	K-Feldspar	19	1 550	2 883 974	28 262	0.05669	1.08	35.4543	1.39	0.72461	0.79	0.51
BF19-03 - 56	K-Feldspar	19	2 323	2 905 461	41 869	0.05736	0.97	24.1251	1.52	0.73118	0.67	0.24
BF19-03 - 58	K-Feldspar	11	725	3 202 672	12 826	0.05856	2.51	86.9624	2.83	0.73015	0.98	0.32
BF19-03 - 60	K-Feldspar	6	825	3 440 445	15 345	0.05563	1.95	77.8555	2.94	0.72576	1.94	0.63

A.6 Synthèse analytique

Tableau A.29 : Synthèse analytique réalisée sur chaque échantillon du gîte de Macôt-la-Plagne (MP)

		Macôt-la-Plagne (MP)									
		3501-4a	3501-4b	3501-5a	3501-5b	3501-9a	3501-9b	3501-10a	3501-10b	MP21-01	MP21-02
Lame	mince	x	x	x	x	x	x	x	x		
	épaisse			x			x	x			
Observations	Macroscopie (X : Lame mince + épaisse; x* Lame épaisse)			x*			x*	x*			
	Optique										
	MEB (BSE+CL)										
Chimie des sulfures-sulfosels	EPMA			x			x				
	LA-ICP-MS						x	x			
Chimie des phyllosilicates et tectosilicates	Mica blanc				x						
	Chlorite				x						
	Albite										
Chimie des fluides	Microthermométrie										
	RAMAN										
	LA-ICP-MS										
Chimie des Mnz	EPMA				x						
Isotopie du Sr	Fl										
	Carb										
	Ab										
Datation	Mnz (U-Th-Pb)		x		x			x			
	Aln (U-Th-Pb)										
	Ph (Rb-Sr)										
	Fds-K (Rb-Sr)										
	Cel (Rb-Sr)										

Tableau A.30 : Synthèse analytique réalisée sur chaque échantillon du gîte de Peisey-Nancroix (PN)

		Peisey-Nancroix (PN)						
		PN16-05a	PN20-11	PN20-11a	PN20-11b	PN20-12	PN20-13a	PN20-13b
Lame	mince	x						
	épaisse		x*	x*	x*	x*	x*	x*
Observations	Macroscopie (X : Lame mince + épaisse; x* Lame épaisse)		x	x	x	x	x	x
	Optique							
	MEB (BSE+CL)							
Chimie des sulfures-sulfosels	EPMA	x						x
	LA-ICP-MS		x			x		
Chimie des phyllosilicates et tectosilicates	Mica blanc	x						
	Chlorite							
	Albite							
Chimie des fluides	Microthermométrie		x					
	RAMAN							
	LA-ICP-MS							
Chimie des Mnz	EPMA	x						
Isotopie du Sr	Fl							
	Carb							
	Ab							
Datation	Mnz (U-Th-Pb)	x						
	Aln (U-Th-Pb)							
	Ph (Rb-Sr)		x					
	Fds-K (Rb-Sr)							
	Cel (Rb-Sr)							

Tableau A.31 : Synthèse analytique réalisée sur chaque échantillon du gîte de Le Gros Villan (LGV)

		Le Gros Villan (LGV)										
		LGV19-01	LGV19-02	LGV19-03	LGV19-04	LGV19-07	LGV19-10	LGV21-01	LGV21-02	LGV21-03	LGV21-04b	LGV21-05a
Lame	mince	x	x	x	x	x	x					
	épaisse		x			x		x	x	x	x	x
Observations	Macroscopie (X : Lame mince + épaisse; x* Lame épaisse)		x*			x*		x*	x*	x*	x*	x*
	Optique											
	MEB (BSE+CL)											
Chimie des sulfures-sulfosels	EPMA		x									x
	LA-ICP-MS		x			x						
Chimie des phyllosilicates et tectosilicates	Mica blanc		x									
	Chlorite											
	Albite											
Chimie des fluides	Microthermométrie											
	RAMAN											
	LA-ICP-MS											
Chimie des Mnz	EPMA		x			x						
Isotopie du Sr	Fl											
	Carb											
	Ab											
Datation	Mnz (U-Th-Pb)		x			x						
	Aln (U-Th-Pb)											
	Ph (Rb-Sr)		x			x						
	Fds-K (Rb-Sr)											
	Cel (Rb-Sr)											

Tableau A.32 : Synthèse analytique réalisée sur chaque échantillon du gîte du Penay (PEN)

		Le Penay (PEN)					
		PEN19-1-07	PEN19-1-11	PEN19-2-13a	PEN19-2-14a	PEN19-2-16a	PEN19-2-17a
Lame	mince	x	x	x	x	x	x
	épaisse	x			x		x
Observations	Macroscopie (X : Lame mince + épaisse; x* Lame épaisse)	X	x	x	x*		x*
	Optique						
	MEB (BSE+CL)						
Chimie des sulfures-sulfosels	EPMA	x			x		
	LA-ICP-MS				x		
Chimie des phyllosilicates et tectosilicates	Mica blanc				x		
	Chlorite	x					
	Albite				x		
Chimie des fluides	Microthermométrie						
	RAMAN						
	LA-ICP-MS						
Chimie des Mnz	EPMA						
Isotopie du Sr	Fl						
	Carb						
	Ab				x		
Datation	Mnz (U-Th-Pb)						
	Aln (U-Th-Pb)				x		
	Ph (Rb-Sr)				x		
	Fds-K (Rb-Sr)						
	Cel (Rb-Sr)						

Tableau A.33 : Synthèse analytique réalisée sur chaque échantillon du gîte de Bois Feuillet (BF)

		Bois Feuillet (BF)				
		BF19-01b	BF19-03	BF19-04	BF19-05b	BF19-06
Lame	mince	x	x	x	x	x
	épaisse		x	x		
Observations	Macroscopie (X : Lame mince + épaisse; x* Lame épaisse)		x*	x*		
	Optique					
	MEB (BSE+CL)					
Chimie des sulfures-sulfosels	EPMA			x		
	LA-ICP-MS		x	x		
Chimie des phyllosilicates et tectosilicates	Mica blanc					
	Chlorite		x			
	Albite					
Chimie des fluides	Microthermométrie		x			
	RAMAN		x			
	LA-ICP-MS					
Chimie des Mnz	EPMA					
Isotopie du Sr	Fl		x			
	Carb					
	Ab					
Datation	Mnz (U-Th-Pb)					
	Aln (U-Th-Pb)					
	Ph (Rb-Sr)					
	Fds-K (Rb-Sr)		x			
	Cel (Rb-Sr)					

Tableau A.34 : Synthèse analytique réalisée sur chaque échantillon du gîte du Sapey (SAP)

		Le Sapey (SAP)								
		SAP19-01a	SAP19-01b	SAP19-02	SAP19-03	SAP19-04	SAP19-05	SAP19-06a	SAP20-05	SAP20-06
Lame	mince	x	x	x	x	x	x	x		
	épaisse				x					
Observations	Macroscopie (X : Lame mince + épaisse; x* Lame épaisse)				X					
	Optique									
	MEB (BSE+CL)									
Chimie des sulfures-sulfosels	EPMA			x	x					
	LA-ICP-MS				x					
Chimie des phyllosilicates et tectosilicates	Mica blanc									
	Chlorite									
	Albite									
Chimie des fluides	Microthermométrie				x					
	RAMAN				x					
	LA-ICP-MS									
Chimie des Mnz	EPMA									
Isotopie du Sr	Fl	x		x	x		x			
	Carb			x						
	Ab									
Datation	Mnz (U-Th-Pb)									
	Aln (U-Th-Pb)									
	Ph (Rb-Sr)			x						
	Fds-K (Rb-Sr)	x								
	Cel (Rb-Sr)			x			x			

Tableau A.35 : Synthèse analytique réalisée sur chaque échantillon du gîte de Pont Saint-Antoine (PSA)

		Pont Saint-Antoine (PSA)				
		PSA19-3-01a	PSA19-3-01b	PSA19-2-08	PSA19-2-11a	PSA19-2-11b
Lame	mince	x	x			
	épaisse		x	x	x	x
Observations	Macroscopie (X : Lame mince + épaisse; x*) Lame épaisse)		x*	x*	x*	x*
	Optique					
	MEB (BSE+CL)					
Chimie des sulfures-sulfosels	EPMA					
	LA-ICP-MS					
Chimie des phyllosilicates et tectosilicates	Mica blanc		x			
	Chlorite					
	Albite					
Chimie des fluides	Microthermométrie					
	RAMAN					
	LA-ICP-MS					
Chimie des Mnz	EPMA					
Isotopie du Sr	Fl					
	Carb					
	Ab					
Datation	Mnz (U-Th-Pb)					
	Aln (U-Th-Pb)					
	Ph (Rb-Sr)					
	Fds-K (Rb-Sr)					
	Cel (Rb-Sr)					

Tableau A.36 : Synthèse analytique réalisée sur chaque échantillon du gîte du Longeray (LON)

		Le Longeray (LON)													
		LON18-01a	LON18-01b	LON18-02	LON18-04	LON18-05	LON18-07	LON18-08	LON18-09	LON18-10	LON18-11	LON18-12	LON18-14	LON18-15	LON18-19
Lame	mince	x	x	x		x	x	x	x	x	x	x			x
	épaisse			x	x		x					x		x	x
Observations	Macroscopie (X : Lame mince + épaisse; x* Lame épaisse)		x	x*	x*	x	x*	x	x	x	x	x*	x	x*	x*
	Optique														
	MEB (BSE+CL)														
Chimie des sulfures-sulfosels	EPMA														
	LA-ICP-MS														
Chimie des phyllosilicates et tectosilicates	Mica blanc														
	Chlorite														
	Albite														
Chimie des fluides	Microthermométrie														
	RAMAN														
	LA-ICP-MS														
Chimie des Mnz	EPMA														
Isotopie du Sr	Fl														
	Carb														
	Ab														
Datation	Mnz (U-Th-Pb)														
	Aln (U-Th-Pb)														
	Ph (Rb-Sr)														
	Fds-K (Rb-Sr)														
	Cel (Rb-Sr)														

Tableau A.37 : Synthèse analytique réalisée sur chaque échantillon du gîte du Crozat (CRO)

		Le Crozat (CRO)				
		CRO21-01	CRO21-02	CRO21-03	CRO21-04	CRO21-05
Lame	mince					
	épaisse	x	x	x	x	x
Observations	Macroscopie (X : Lame mince + épaisse; x*) Lame épaisse)	x*	x*	x*	x*	x*
	Optique					
	MEB (BSE+CL)					
Chimie des sulfures-sulfosels	EPMA					
	LA-ICP-MS					
Chimie des phyllosilicates et tectosilicates	Mica blanc					
	Chlorite					
	Albite					
Chimie des fluides	Microthermométrie					
	RAMAN				x	
	LA-ICP-MS					
Chimie des Mnz	EPMA					
Isotopie du Sr	Fl					
	Carb					
	Ab					
Datation	Mnz (U-Th-Pb)					
	Aln (U-Th-Pb)					
	Ph (Rb-Sr)					
	Fds-K (Rb-Sr)					
	Cel (Rb-Sr)					

Tableau A.38 : Synthèse analytique réalisée sur chaque échantillon des veines du Roc-Blanc (RB)

		Le Roc-Blanc (RB)			
		RB17-01	RB17-02	RB17-03	RB17-05
Lame	mince				
	épaisse	x	x	x	x
Observations	Macroscopie (X : Lame mince + épaisse; x* Lame épaisse)	x*	x*	x*	x*
	Optique				
	MEB (BSE+CL)				
Chimie des sulfures-sulfosels	EPMA				
	LA-ICP-MS				
Chimie des phyllosilicates et tectosilicates	Mica blanc				
	Chlorite				
	Albite				
Chimie des fluides	Microthermométrie				
	RAMAN				
	LA-ICP-MS				
Chimie des Mnz	EPMA				
Isotopie du Sr	Fl				
	Carb				
	Ab				
Datation	Mnz (U-Th-Pb)				
	Aln (U-Th-Pb)	x			
	Ph (Rb-Sr)				
	Fds-K (Rb-Sr)				
	Cel (Rb-Sr)				

Tableau A.39 : Synthèse analytique réalisée sur chaque échantillon du gîte de l'Argentière-la-Bessée (ALB)

		L'Argentière-la-Bessée (ALB)				
		AST20-01	AVT20-03	AN20-05	ARS20-06	AB20-08
Lame	mince					
	épaisse	x	x	x	x	x
Observations	Macroscopie (X : Lame mince + épaisse; x*) Lame épaisse)	x*	x*	x*	x*	x*
	Optique					
	MEB (BSE+CL)					
Chimie des sulfures-sulfosels	EPMA					
	LA-ICP-MS					
Chimie des phyllosilicates et tectosilicates	Mica blanc					
	Chlorite					
	Albite					
Chimie des fluides	Microthermométrie					
	RAMAN					
	LA-ICP-MS					
Chimie des Mnz	EPMA					
Isotopie du Sr	Fl					
	Carb					
	Ab					
Datation	Mnz (U-Th-Pb)					
	Aln (U-Th-Pb)					
	Ph (Rb-Sr)					
	Fds-K (Rb-Sr)					
	Cel (Rb-Sr)					