



HAL
open science

Interaction entre fluides de différents réservoirs lors de l'évolution d'un prisme orogénique en contexte de déformation partitionnée : les Cordillères bétiques internes (Espagne). Implications sur le transfert de métaux dans la croûte

Vanessa Dyja

► To cite this version:

Vanessa Dyja. Interaction entre fluides de différents réservoirs lors de l'évolution d'un prisme orogénique en contexte de déformation partitionnée : les Cordillères bétiques internes (Espagne). Implications sur le transfert de métaux dans la croûte. Sciences de la Terre. Université de Lorraine, 2014. Français. NNT : 2014LORR0029 . tel-01750686

HAL Id: tel-01750686

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01750686>

Submitted on 29 Mar 2018

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.



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>



Université de Lorraine
Laboratoire GeoRessources (UMR 7359)
École Doctorale RP2E (Ressources, Produits, Procédés, Environnement)
Collegium Sciences et Technologies

Thèse
présentée pour l'obtention du titre de
Docteur de l'Université de Lorraine
en Géosciences

par **Vanessa DYJA**

Interaction entre fluides de différents réservoirs lors de l'évolution d'un
prisme orogénique en contexte de déformation partitionnée : les
Cordillères bétiques internes (Espagne). Implications sur le transfert de
métaux dans la croûte.

Soutenance publique prévue le 10 Mars 2014

Membres du jury :

Rapporteurs :

M. Philippe MUCHEZ

Professeur, Université de Leuven (Belgique)

M. Esteve CARDELLACH

Professeur, Université de Barcelone (Espagne)

Examineurs :

M. Albert GALY

Professeur, Université de Lorraine, Nancy

M. Olivier LACOMBE

Professeur, Université de Pierre et Marie Curie, Paris 6

Directeurs de thèse :

M. Michel CATHELINÉAU

Directeur de Recherches, CNRS, Nancy

M. Christian HIBSCH

Maître de Conférences, Université de Lorraine, Nancy

Invités :

M. Alexandre TARANTOLA

Maître de Conférences, Université de Lorraine, Nancy

M. Salvador MORALES RUANO

Professeur, Université de Grenade (Espagne)

Remerciements

Ce manuscrit conclut trois ans de travail, je tiens en ces quelques lignes à exprimer ma reconnaissance envers tous ceux qui de près ou de loin y ont contribué.

Ces travaux de thèse ont été financés trois années consécutives par le programme CNRS ST-INSU-CT5.

A mon co-directeur de thèse, Christian Hibschi,

Merci Christian, pour m'avoir fait confiance, pour m'avoir transmis ta passion, pour m'avoir intégrée à ce projet, mais également pour le temps conséquent que tu m'as consacré au laboratoire et sur le terrain. J'ai beaucoup appris à tes côtés, tes qualités pédagogiques et scientifiques m'ont permis de développer mon esprit critique et scientifique. Je profite de l'occasion pour t'exprimer ici ma plus profonde gratitude, je suis très honorée d'avoir été ton jeune Padawan!

A Alexandre Tarantola,

Pour ta grande patience, ta gentillesse et ta disponibilité ainsi que de ton grand intérêt pour le sujet, ton expérience des fluides m'a été très bénéfique.

A Michel Cathelineau, mon Directeur de thèse

Pour avoir accepté de diriger ce travail et pour le temps que vous m'avez accordé, malgré votre planning chargé, pour les observations microscopiques et les discussions sur les minéralisations, veuillez trouver ici mes sincères remerciements.

A Jacques Pironon, directeur de ce laboratoire

Pour m'avoir acceptée au sein de l'unité et d'avoir été attentif à mon travail.

Aux membres du jury, d'avoir accepté de juger ce travail : **Philippe Muchez, Esteve Cardellach, Albert Galy, Olivier Lacombe, Salvador Morales Ruano.**

Mes remerciements s'adressent également :

A Danièle Bartier

Pour sa présence, sa gentillesse et sa générosité, pour les analyses DRX, et je tiens par la même occasion à remercier ***Marie-Madeleine*** du MNHN.

A Luc Siebenaller,

Pour son accueil en Suisse, à Toulouse mais également pour toutes les discussions scientifiques que nous avons pu avoir sur le sujet et qui m'ont permis de faire avancer la problématique.

A Christian Montenat,

Pour avoir été l'une des personnes qui a permis à ce projet d'exister. Votre grande connaissance des Bétiques nous a été très bénéfique.

A beaucoup de personnes du laboratoire Georessources :

Antonin, pour ces nombreuses discussions; ***Marie-Camille***, pour ta grande disponibilité et gentillesse ; ***Christian Marignac***, pour votre investissement dans cette thèse et les nombreux après-midi passés derrière le microscope ; sans oublier ; ***Anne, Anne-Sylvie, Cécile, Cédric, Chantal, Elena, Jean C., Jean D., Jérôme, Judith, Laurent, Marie-Christine, Olivier, Pascal, Régine et Sylvain.***

Un grand merci également à ***Patrick***, pour son accueil et sa gentillesse, ainsi qu'à ***Alexandre et Cédric***, pour avoir réalisé toutes les lames même dans l'urgence...

Jean et Gilles, pour la conception et la réalisation de la plaque tournante.

Marie-Odile, Laurence, pour votre aide précieuse au quotidien.

Fatima pour la cohabitation joyeuse et studieuse au sein du bureau.

Je n'oublie pas non plus ***Aurélien, Christophe B., Stéphanie, Lucille, Anthony, Marie, Christophe S., Maxime, Clément F., Philippe.***

Côme et Louis, deux étudiants que j'ai eu le plaisir de co-encadrer : merci pour votre contribution dans cette thèse.

A mes collègues espagnols :

Salvador Morales Ruano et ***Javier Carrillo Rosúa*** pour leur accueil en Espagne et leur collaboration sur ce sujet de thèse.

Juan Antonio Soler, pour ses grandes connaissances des mines de Bédar et son envie de les faire partager tout comme ***Gonzalo Léal.***

Aux trois archéologues de la Sierra Almagrera pour nous avoir fait partager leur connaissance des mines.

Au Directeur de la mine de fluorite de Carilles pour nous avoir ouvert ses portes.

A mes collègues des autres laboratoires français :

Philippe Boulvais pour son accueil et les analyses isotopiques à Rennes mais également *C. France Lanord* pour son accueil au CRPG et *Thomas Rigaudier* pour les analyses isotopiques au sein de ce même laboratoire

Au CRPG également, *Fabien Palhol* pour son investissement spéléologique lors de la mission de terrain en 2010.

Mary Ford, Julien Charreau, David Jousselin, Hervé Sider pour votre disponibilité et aide lors de la préparation des TD et sur le terrain dans les Corbières au cours de mon monitorat à l'ENSG.

Romain Augier pour nous avoir reçus ponctuellement à Orléans où nous avons pu discuter des Bétiques.

Géraldine et David (LIEC), pour les analyses des halogènes.

Mes derniers remerciements iront évidemment à tous ceux qui forment mon « cocon familial ». Je pense tout d'abord à *mes parents*, qui m'ont toujours soutenu et donné les moyens de faire ce dont j'avais envie. C'est avec émotion qu'à mon tour, je leur dévoile le fruit de mes efforts. J'espère être à la hauteur de leur fierté.

Je tiens également à remercier *ma famille et ma belle-famille* pour son soutien et sa présence sans faille. Mes derniers remerciements et non les moindres, s'adressent à toi, *Raphaël*, tu partages ma vie et mes expériences professionnelles depuis le début. Merci de m'avoir soutenue pendant ces trois années et supportée surtout ces derniers mois... Je te remercie pour ta patience et ta compréhension, je sais que ça n'a pas été toujours facile...

*A mon grand-père Edouard,
Ancien mineur,*

Table des matières

Remerciements	3
Table des matières	9
Chapitre I.	15
I - Introduction	15
I - 1. Problématique	15
I - 2. État des connaissances sur les contextes structuraux et les processus	17
I - 2.1. Sources et réservoirs de fluides	17
I - 2.1.1. Les fluides dérivés de la surface (Figure 1)	17
I - 2.1.2. Les fluides en équilibre avec les roches métamorphiques (Figure 1)	18
I - 2.1.3. Les fluides en équilibre avec les roches mantelliennes	19
I - 2.1.4. Les fluides magmatiques (Figure 1)	20
I - 2.2. Contextes structuraux	20
I - 2.2.1. Metamorphic Core Complex (MCC)	20
I - 2.2.2. Décrochements lithosphériques	22
I - 2.3. Le rôle de la transition fragile-ductile (BDT)	22
I - 2.3.1. Rôle mécanique	22
I - 2.3.2. Comportement des fluides à cette transition	23
Chapitre II.	25
II - Techniques analytiques	25
II - 1. Péetrographie et chimie des roches totales	25
II - 1.1. Détermination des minéraux	25
II - 1.1.1. MEB	25
II - 1.1.2. DRX	25
II - 1.1.3. Analyses roches totales	26
II - 1.1.4. Cathodoluminescence	26
II - 1.2. Spectroscopie Raman sur matière carbonée	26
II - 2. Analyse des inclusions fluides (IF)	28
II - 2.1. Étude microstructurale et cartographie des IF	28
II - 2.2. Étude des Plans d'Inclusions Fluides (PIF)	30
II - 2.3. Microthermométrie	31
II - 2.4. Analyse du contenu des IF par spectroscopie Raman	33
II - 2.5. Reconstitution P-V-T-X	34
II - 2.5.1. Cas des inclusions fluides avec des traces de gaz (pas de clathrates)	34
II - 2.5.2. Cas des inclusions fluides avec la présence de clathrates mais sans homogénéisation des phases carbonées (pas de phase liquide carbonée)	34
II - 2.5.3. Cas des inclusions fluides avec la présence de clathrates ainsi que de l'homogénéisation des phases carbonées	35
II - 2.6. Crush-Leach pour les analyses des halogènes	35
II - 2.7. Analyses LA-ICP-MS sur IF	35
II - 3. Géochimie isotopique	37
II - 3.1. Généralités sur les isotopes stables (C, O, H)	37
II - 3.2. Analyse des silicates ($\delta^{18}\text{O}$ de SiO_2) (Rennes, P. Boulvais)	38
II - 3.3. Analyses des silicates (δD) (CRPG, T. Rigaudier et C. France-Lanord)	39

II - 3.4. Analyses des sidérites ($\delta^{13}\text{C}$) (CRPG, T. Rigaudier et C. France-Lanord)	39
II - 3.5. Analyses des sulfures et sulfates ($\delta^{34}\text{S}$) (CRPG, T. Rigaudier et C. France-Lanord)	39
II - 3.6. Analyse des fluides contenus dans les inclusions ($\delta^{13}\text{C}$ et δD)	40
II - 3.6.1. Par écrasement (CRPG, T. Rigaudier et C. France-Lanord)	40
II - 3.6.2. Par décrépitation (Lausanne, UNIL, L. Siebenaller)	41
Chapitre III.	43
III - Contexte géodynamique et géologique	43
III - 1. Cadre géodynamique actuel des Cordillères bétiques	43
III - 1.1. Position au sein de l'Arc alpin	43
III - 1.2. Contexte structural et géodynamique régional	43
III - 1.2.1. Les structures majeures à l'échelle de l'Arc Bético-Rifain	43
III - 1.2.2. Modèles géodynamiques pour la genèse du domaine d'Alboran	47
III - 1.2.3. Principales unités structurales des Cordillères bétiques	52
III - 1.2.3.1. La zone externe (Figure 10)	52
III - 1.2.3.2. La zone interne (Figure 16)	53
III - 2. Évolution géologique des Cordillères bétiques	57
III - 2.1. L'histoire pré-alpine des Bétiques	57
III - 2.2. L'histoire alpine des Bétiques	60
III - 2.2.1. Évolution de la déformation et du métamorphisme	60
III - 2.2.2. Mise en place des bassins intra-montagneux néogènes	62
III - 2.2.3. Importance de la crise de salinité messinienne pour cette étude	64
III - 2.2.4. Les provinces volcaniques	66
III - 3. Les minéralisations dans les Cordillères Bétiques	68
III - 3.1. Minéralisations stratiformes	68
III - 3.1.1. Minéralisations à F-Pb-Zn-(Ba)	68
III - 3.1.2. Minéralisations à Fe-(Mn-Ba)	70
III - 3.2. Minéralisations liées au volcanisme et à la déformation fissurale	73
III - 3.2.1. Gisements épithermaux	73
III - 3.2.2. Minéralisations fissurales, hydrothermalisme	74
III - 4. Géologie de la zone d'étude	76
III - 4.1. Les unités métamorphiques de la Sierra Bédar	76
III - 4.1.1. L'unité de Calar Alto	76
III - 4.1.2. L'unité de Bédar Macael	76
III - 4.2. Les unités métamorphiques de la Sierra Cabrera	80
III - 4.3. Les unités métamorphiques de la Sierra Almagrera	80
III - 4.4. Bassin sur décrochement de Vera-Garrucha	80
III - 4.4.1. Tortonien I (Figure 27)	81
III - 4.4.2. Tortonien II - Messinien (Figure 27)	82
III - 4.4.3. Pliocène (Figure 27)	82
III - 4.4.4. Les manifestations volcaniques (Figure 28)	83
Chapitre IV.	85
IV - Fluides associés à l'évolution structurale de la Sierra Bédar	85
IV - 1. Schistes et quartzites de Lubrin de l'unité de Calar-Alto (Site A, Figure 29)	88
IV - 1.1. Pétrographie des quartzites	88
IV - 1.1.1. Réseau de fractures minéralisées	88
IV - 1.1.1.1. Structures cisailantes	89
IV - 1.1.1.2. Structures en ouverture	89
IV - 1.1.2. Réseau de fractures associées à un blanchiment	90
IV - 1.2. Pétrographie d'une veine minéralisée Qtz -Ab	92
IV - 1.3. Pétrographie des IF	95
IV - 1.4. Chimie des fluides	96
IV - 1.5. P-V-T-X	98
IV - 1.6. Discussion	100
IV - 2. Métabasites (Site B, Figure 29)	103
IV - 2.1. Pétrographie	104
IV - 2.1.1. Encaissant	104

IV - 2.1.2. Les différents quartz	105
IV - 2.1.3. Les autres minéraux	106
IV - 2.2. Pétrographie des IF	107
IV - 2.3. Chimie des fluides	111
IV - 2.4. P-V-T-X	113
IV - 2.5. Isotopie	115
IV - 2.6. Discussion	116
IV - 2.6.1. Famille 1, aqueuses biphasées : 1 ^{ère} génération de fluide	116
IV - 2.6.2. Familles 2-3 : générations suivantes	117
IV - 3. Serpentinites, schistes à grenats et carbonates (Site C, Figure 29)	119
IV - 3.1. Pétrographie	119
IV - 4. Multianalytic characterization of Neogene brines trapped in gneissic layers from the Bedar-Macael Unit (Betics Spain) (Site D, Figure 29)	123
IV - 4.1. Présentation de l'article 1	123
IV - 4.2. Introduction	124
IV - 4.3. Geological context	125
IV - 4.4. Methodology	129
IV - 4.4.1. Microstructures and fluid inclusions	129
IV - 4.4.2. Macro and microstructural characteristics	129
IV - 4.4.3. Fluid inclusions	129
IV - 4.4.3.1. Microthermometry	130
IV - 4.4.3.2. Raman microspectroscopy	130
IV - 4.4.3.3. Crush-Leach	131
IV - 4.4.3.4. LA-ICP-MS	131
IV - 4.4.4. Stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, δD) of fluid phase and minerals	131
IV - 4.4.4.1. $\delta^{18}\text{O}$ of quartz	131
IV - 4.4.4.2. δD of muscovite	131
IV - 4.4.4.3. δD and $\delta^{18}\text{O}$ of fluid inclusions	132
IV - 4.5. Results	132
IV - 4.5.1. Macrostructures and microstructures	132
IV - 4.5.1.1. Macrostructures	132
IV - 4.5.1.2. Microstructures	133
IV - 4.5.2. Fluid V-X	135
IV - 4.5.2.1. Microthermometry and Raman results	135
IV - 4.5.2.2. Isotopic characteristics	136
IV - 4.5.2.3. Halogens	137
IV - 4.5.2.4. Major elements analyzed by LA-ICP-MS	139
IV - 4.6. Discussion	140
IV - 4.6.1. Geodynamics and vein formation	140
IV - 4.6.2. P-V-T-X	142
IV - 4.6.3. Source of the brines	145
IV - 4.6.3.1. Case of melange ?	145
IV - 4.6.3.2. Origin of Br-rich fluid?	148
IV - 4.6.3.3. Origin of the secondary brines?	149
IV - 4.7. Conclusions	150
IV - 5. Zone de cisaillement supérieure (Site E, Figure 29)	152
IV - 5.1. Contexte structural spécifique	152
IV - 5.2. Pétrographie de l'encaissant	153
IV - 5.3. Inclusions fluides dans les calcites des schistes verts	155
IV - 5.3.1. Pétrographie des IF	155
IV - 5.3.2. Chimie des fluides	155
IV - 5.3.3. Conditions P-V-T-X des fluides dans les calcites associées au faciès schistes verts	156
IV - 5.4. Quartz syn-décrochement sécant sur la fabrique métamorphique	157
IV - 5.4.1. Pétrographie des veines	158
IV - 5.4.1.1. Intermédiaire zone sigmoïdale (échelon) – zone transtensive (zone 1 sur Figure 65)	158
IV - 5.4.1.2. Quartz associé à la déformation transtensive (Quartz 2) (zone 2 sur Figure 65)	159
IV - 5.4.2. Fluides dans les quartz 1-2 et les calcites	160
IV - 5.4.3. Chimie des fluides	162
IV - 5.4.4. P-V-T-X	167
IV - 5.4.5. Discussion	169

IV - 6. Unité supérieure à métacarbonates	172
IV - 6.1. Contexte structural spécifique	172
IV - 6.2. Pétrographie des veines et chimie des fluides	173
IV - 6.2.1. Veines de quartz au sein des gisements de fer des métacarbonates supérieurs (site F, Figure 29)	173
IV - 6.2.2. Veine sécante au sein des gisements de fer des métacarbonates supérieurs (site F, Figure 29)	174
IV - 7. Synthèse	176
Chapitre V.	179
V - Relations déformation, fluides et gisements métalliques dans la Sierra Bédar	179
V - 1. Problématique	179
V - 1.1. Acquis des données régionales	180
V - 1.1.1. Les gisements de fer des sierras Nevada et de Los Filabres	180
V - 1.1.1.1. Gisements fissuraux	181
V - 1.1.1.2. Gisements stratiformes	181
V - 1.1.2. Les gisements de fer dans le Trias des zones pré-bétiques et sub-bétiques	185
V - 1.2. Discussion des modèles de gisements dans les Nevado-Filábrides	186
V - 1.3. Problématique de la mobilité du fer et de l'altération supergène	187
V - 2. Les gisements ferrifères de la Sierra Bédar	190
V - 2.1. Position structurale des gisements de fer	191
V - 2.1.1. Positions au sein de la pile tectono-métamorphique	191
V - 2.1.2. Caractéristiques structurales des gisements	193
V - 2.1.2.1. Gisements stratiformes	193
V - 2.1.2.2. Gisements mixtes	194
V - 2.1.2.3. Gisements à partir de drains fissuraux dans les métacarbonates supérieurs	196
V - 2.2. Gisements stratiformes précoces : la Pobreza	197
V - 2.2.1. Contexte géologique et minier	197
V - 2.2.2. Pétrographie et chimie des minéralisations conformes à la fabrique ductile	201
V - 2.2.2.1. Zone peu minéralisée (Figure 89-a-b)	201
V - 2.2.2.2. Zone minéralisée (brune)	202
V - 2.2.3. Cas particulier de la zone faillée bordière ouest	208
V - 2.2.4. Conclusions sur le gisement de La Pobreza	210
V - 2.3. Gisements mixtes : Hoyo Jupiter, San Manuel, Bédar, Carabinera	211
V - 2.3.1. Exemples du gisement de San Manuel	213
V - 2.3.2. Exemples de chronologies dans le gisement de Bédar	217
V - 2.3.3. Particularités des brèches ferrifères d'Hoyo Jupiter	218
V - 2.3.3.1. Roche non minéralisée : métacarbonates sains et déstructurés d'Hoyo Jupiter	218
V - 2.3.3.2. Brèche minéralisée d'Hoyo Jupiter	219
V - 2.3.4. Fluides piégés dans la barytine de San Manuel	223
V - 2.4. Gisements fissuraux : les mines d'Angustias et d'El Chive	224
V - 2.4.1. La mine d'Angustias	224
V - 2.4.1.1. Caractéristiques du gisement	224
V - 2.4.1.2. Pétrographie et chimie	225
V - 2.4.1.3. Données d'inclusions fluides	227
V - 2.4.2. Les mines au Nord d'El Chive	227
V - 3. Discussion sur les minéralisations ferrifères de la Sierra Bédar	230
V - 3.1. Origine et mobilité des éléments	230
V - 3.1.1. Analyses $\delta^{34}\text{S}$	230
V - 3.1.2. Comparaison des analyses chimiques avec le gisement d'Alquife	231
V - 3.1.3. Indices de mobilisation de fer à travers la pile métamorphique de Bédar	232
V - 3.1.4. Cas particulier de la barytine dans la minéralisation	235
V - 3.2. Discussion sur les différents modèles de mise en place	236
V - 3.2.1. Données issues des minéralisations observées dans la Sierra Bédar	236
V - 3.2.2. Rappels sur les hypothèses de mise en place des gisements	238
V - 3.2.3. Critique des différents paramètres des modèles	239
V - 3.2.3.1. La position des minéralisations par rapport à la déformation syn-métamorphique alpine	239
V - 3.2.3.2. La zone d'altération supergène	241
V - 3.2.4. Conclusions sur les minéralisations ferrifères de Bédar	242
V - 4. Gisements Pb-Cu : relations avec les sédiments néogènes.	247
V - 4.1. Contexte géologique et minier	247

V - 4.1.1. Cadre tectonique et minéralisations	247
V - 4.1.2. Critères de datation du gisement	249
V - 4.2. Pétrographie et chimie des minéralisations	250
V - 4.3. Conclusions sur les minéralisations Pb-Cu (Ba) d'El Pinar de Bédar	254
Chapitre VI.	257
VI - Fluides et metallogénèse dans la zone volcano-tectonique Trans-Alboran	257
VI - 1. Evolution des sources de fluides dans la Sierra Almagrera	259
VI - 1.1. Présentation de l'article 2	259
VI - 1.2. Introduction	260
VI - 1.3. Geological context	262
VI - 1.3.1. The Betic Cordillera (SE Spain)	262
VI - 1.3.2. Geology of the Sierra Almagrera (Figure 123-b)	264
VI - 1.4. Methods	265
VI - 1.4.1. Fluid inclusion investigations	265
VI - 1.4.1.1. Fluid inclusion petrography	265
VI - 1.4.1.2. Microthermometry	266
VI - 1.4.1.3. Raman microspectroscopy	266
VI - 1.4.1.4. P-V-T-X calculation of fluid inclusions	266
VI - 1.4.1.5. Crush-leach for halogen chemistry	267
VI - 1.4.1.6. LA-ICP-MS	267
VI - 1.4.2. Raman spectroscopy on carbonaceous material	268
VI - 1.4.3. Stable isotopes	268
VI - 1.4.3.1. $\delta^{18}\text{O}$ / $\delta^{13}\text{C}$ of siderite	268
VI - 1.4.3.2. $\delta^{18}\text{O}$ of quartz	268
VI - 1.4.3.3. $\delta^{34}\text{S}$ of sulphides and sulphates	269
VI - 1.4.3.4. δD of white micas	269
VI - 1.4.3.5. δD and $\delta^{18}\text{O}$ of fluid inclusions	269
VI - 1.5. Results	270
VI - 1.5.1. Characteristics of the host-rock	270
VI - 1.5.2. Vein and fluid inclusion petrography	270
VI - 1.5.2.1. V-Qtz1, quartz veins parallel to host-rock foliation-	270
VI - 1.5.2.2. V-Qtz2, partly parallel quartz veins	271
VI - 1.5.2.3. V-Qtz3, oblique veins from the mining district	272
VI - 1.5.2.4. V-ore, oblique mineralized veins from the mining district	274
VI - 1.5.2.5. V-Cal, oblique calcite veins from the subsiding area	274
VI - 1.5.3. Microthermometry and Raman results	276
VI - 1.5.3.1. Fluid inclusions in Qtz1	276
VI - 1.5.3.2. Fluid inclusions in Qtz2	276
VI - 1.5.3.3. Fluid inclusions in Qtz3	277
VI - 1.5.3.4. Fluid inclusions in Qtz, Sd and Brt from V-ore veins	277
VI - 1.5.3.5. Fluid inclusions in calcite from V-Cal	277
VI - 1.5.4. Halogen chemistry	280
VI - 1.5.5. Stable isotope measurements	280
VI - 1.6. Discussion	282
VI - 1.6.1. Paleofluid sequence	283
VI - 1.6.1.1. Key criteria to build up the fluid sequence	283
VI - 1.6.2. P-V-T-X	284
VI - 1.6.3. Source of fluids	287
VI - 1.6.4. RedOx conditions and fluid reservoir	291
VI - 1.7. Conclusions	292
VI - 2. Gisements de Pilar de Jaravia, Las Herrerias et La Ciudad (Garrucha)	294
VI - 2.1. Introduction	294
VI - 2.2. Geology of the Vera Basin and bordering sierras	296
VI - 2.3. Mineralizations within the basement rocks	298
VI - 2.3.1. Mineralization from Sierra Almagrera (site 1 on Figure 134)	298
VI - 2.3.2. Mineralization from Pilar de Jaravia (site 2 on Figure 134)	298
VI - 2.4. Mineralizations within the Vera Basin	301
VI - 2.4.1. Las Herrerias (site 3 on Figure 134)	301
VI - 2.4.2. La Ciudad (Garrucha) (site 4 on Figure 134)	304
VI - 2.5. Analytical results	307

VI - 2.5.1. Fluid inclusions	307
VI - 2.5.1.1. Pilar de Jaravia	307
VI - 2.5.1.2. Las Herrerias	308
VI - 2.5.2. Isotopic and halogens results	309
VI - 2.5.2.1. $\delta^{34}\text{S}$ (Figure 143)	309
VI - 2.5.2.2. δD and $\delta^{18}\text{O}$ of fluid phase	310
VI - 2.5.2.3. Halogens chemistry (Figure 144)	310
VI - 2.6. Discussion	311
VI - 2.6.1. Comparisons between the four sites	311
VI - 2.6.1.1. Geological context	311
VI - 2.6.1.2. Mineralization sequence and paleofluid signatures	313
VI - 3. Conclusions	319
Chapitre VII.	321
VII - Conclusions et Perspectives	321
Références	329
Liste des figures	349
Liste des tableaux	353
Annexes	355

Chapitre I.

I - INTRODUCTION

I - 1. PROBLÉMATIQUE

Cette thèse a pour but d'étudier l'évolution des circulations de fluides d'une portion de croûte continentale impliquée dans un processus d'exhumation au cours duquel des régimes tectoniques vont s'enchaîner et entraîner des contextes structuraux de circulation différenciés. Dans le cas présent, ces processus sont analysés au travers de l'évolution du prisme orogénique bético-rifain et de son cœur actuel de croûte amincie du domaine d'Alboran, plus précisément à terre, dans la partie orientale de la zone interne des Cordillères bétiques (province d'Almería).

La tomographie sismique (Gutscher *et al.*, 2002, Spakman & Wortel, 2004) et la géométrie actuelle des structures tectoniques à terre et déduite des campagnes sous-marines au sein du domaine d'Alboran (Buforn *et al.*, 1995) révèlent à la fois la présence d'un vestige de slab plongeant au niveau de l'Arc de Gibraltar et de structures de déformations crustales au sein du domaine interne de la chaîne. Ces dernières peuvent être de nature extensive pouvant traduire un fonctionnement en bassin d'arrière-arc, mais il est notable également que le domaine alboran est traversé par un faisceau de structures décrochantes sur plusieurs centaines de kilomètres.

Avec le fonctionnement en raccourcissement des bassins d'avant-arc et l'ouverture du domaine d'Alboran, ces constatations traduisent un partitionnement entre structures en convergence dans les domaines externes de l'arc bético-rifain et en divergence dans le domaine interne en combinaison avec des structures coulissantes pouvant atteindre une dimension lithosphérique les rapprochant de l'échelle des structures de subduction.

Dans les modèles géodynamiques plutôt récents, l'accent est porté sur le phénomène de retrait du slab (roll-back) comme élément moteur de la déformation du domaine interne de la chaîne sans s'attarder sur les moteurs pouvant expliquer le partitionnement de la déformation avec le fonctionnement des décrochements lithosphériques (Dewey, 1988, Platt & Vissers, 1989, Doblás &

Oyarzun, 1989, Royden, 1993, Platt *et al.*, 2006, Ballesteros *et al.*, 2008, Jolivet *et al.*, 2008). Il en découle ainsi que les études qui s'intéressent à l'exhumation ductile des complexes alpujarrides et nevado-filábride mettent l'accent sur les interprétations en terme d'extension syn à post-orogénique avec la formation de Metamorphic Core Complex en relation avec des détachements extensifs régionaux (Martínez-Martínez & Azañón, 2002, Gomez-Pugnaire *et al.*, 2004, Augier *et al.*, 2005a, Platt, 2007) sans vraiment tenir compte du rôle des décrochements.

Pour aborder cette première évolution de l'exhumation, l'étude visera à analyser les circulations de fluides au sein de la pile métamorphique. Elle ciblera surtout les circulations contemporaines du métamorphisme rétrograde accompagnant cette exhumation jusqu'aux circulations plus tardives affectant les mêmes roches au cours et après leur passage dans la transition fragile-ductile. Cette transition peut être aussi appelée par l'acronyme BDT pour Brittle Ductile Transition.

Ce qui fait l'originalité du contexte structural étudié dans cette thèse dans les Cordillères bétiques (sud de l'Espagne), c'est que cette évolution somme toute en apparence classique pour un MCC, est ensuite perturbée par la mise en place d'un système décrochant lithosphérique majeur. Ce faisceau d'accidents traverse la Méditerranée jusqu'aux rivages du Maghreb et est nommé ici accident Trans-Alboran. Ce faisceau est associé à un volcanisme important qui traduit des circulations ascendantes de magmas, donc aussi de fluides, au travers de la BDT. Ces structures tectoniques subverticales ont donc pu jouer le rôle de drains à la fois au travers de la croûte ductile sous-jacente et au travers de la croûte cassante située au dessus de la BDT. Les informations sur les fluides baignant en permanence la croûte ductile située sous la BDT nous sont en partie révélées par l'étude des inclusions fluides piégées dans les roches métamorphiques pendant leur déformation ductile. Ce piégeage a eu lieu avant cet événement décrochant régional, lesquelles roches sont aujourd'hui portées à la surface par le processus d'exhumation liée à l'érosion et à la dénudation tectonique en extension. L'analyse des fluides associés aux circulations hydrothermales plus récentes sur les drains verticaux du système trans-alboran a alors pour but d'évaluer les contributions des fluides profonds et des fluides de surface au cours de cette tectonique décrochante.

Enfin, en base à ces résultats, la thèse s'intéressera à mieux comprendre l'impact de ces différents contextes de circulations de fluide sur la mise en place des gisements de fer et d'autres métaux très présents dans les Cordillères bétiques mais distribués de manière spécifique suivant les éléments chimiques concernés.

I - 2. ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LES CONTEXTES STRUCTURAUX ET LES PROCESSUS

I - 2.1. Sources et réservoirs de fluides

La distinction entre sources, zones de transfert et réservoirs de fluides est primordiale pour pouvoir discuter la géométrie des circulations de fluides depuis la source jusqu'aux zones de piégeage. Les paragraphes qui suivront définissent des types de fluides et leur source et réservoirs correspondants.

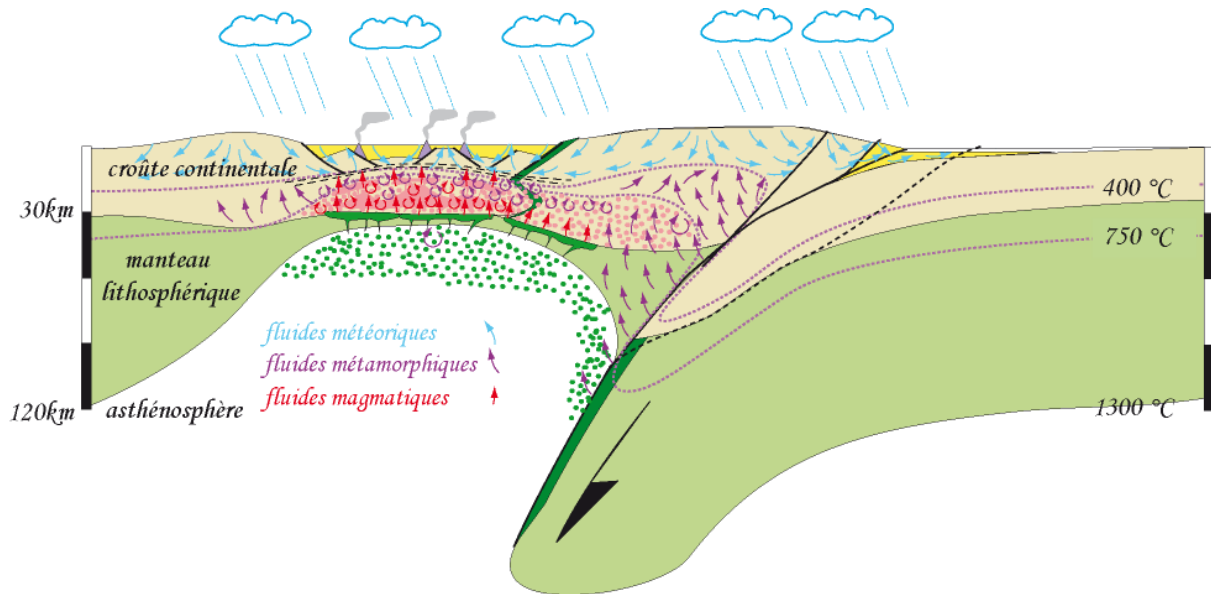


Figure 1 : Modèle général intégrant les différentes sources et les différents réservoirs des fluides pouvant circuler au sein d'un « Metamorphic Core Complex », d'après Vanderhaeghe (2012).

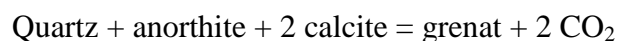
I - 2.1.1. Les fluides dérivés de la surface (Figure 1)

Le réservoir des fluides dérivés de la surface comprend deux types de fluides, (i) les fluides météoriques et (ii) les fluides de bassin. *Les fluides météoriques* : l'eau de pluie est considérée comme source et le réservoir total est l'ensemble des sous réservoirs compris dans la croûte supérieure cassante depuis la surface (rivières, lacs, nappes phréatiques) jusqu'en profondeur (réseau de fracturation, failles profondes). *Les fluides de bassin* : le réservoir s'étale depuis la surface (océans, mers, lacs salés) jusqu'en profondeur (eaux diagénétiques dans les bassins sédimentaires, réseau de fracturation, failles profondes). Le réservoir des fluides dérivés de la surface peut être défini comme étant compris dans la partie fragile de la croûte supérieure. Cette zone constitue à la fois une zone de piégeage (porosité résiduelle, néoformation de minéraux hydratés et sous forme d'inclusions fluides après cicatrisation de microfissures) et une zone de circulation et donc de transfert puisque ces fluides peuvent circuler dans la croûte le long

d'accidents dont certains s'enracinent en profondeur au niveau de la transition fragile ductile. Les fluides dérivés de la surface sont donc caractéristiques du domaine fragile et sont donc essentiellement enregistrés dans le domaine de la pression hydrostatique en estimant que les fractures crustales et le réseau de microfractures associé est connecté à la surface. Ces fluides percolent jusqu'à des profondeurs considérables et interagissent avec les roches encaissantes et ainsi voient leur composition initiale, celle de la source (eau de pluie ou de bassin), varier au cours du temps. Plus le temps de résidence est long, plus le fluide pourra échanger avec les roches encaissantes, s'enrichir en certains éléments, ainsi qu'en perdre d'autres. Ces échanges auront un effet sur le contenu en gaz et en ions de la solution aqueuse. Globalement, ces fluides restent faiblement concentrés en sels et en gaz pour les fluides dérivés des eaux météoriques. Par contre pour les fluides dérivés des eaux de bassins, plus salés au départ, la détermination est plus délicate car elles peuvent être confondues avec les fluides magmatiques, hydrothermaux ou encore les fluides issus des réactions métamorphiques affectant des évaporites, elles aussi plus ou moins fortement salées.

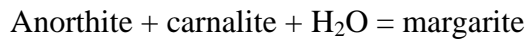
1 - 2.1.2. Les fluides en équilibre avec les roches métamorphiques (Figure 1)

Les sources des fluides en équilibre avec les roches métamorphiques sont relativement ambiguës à définir. La genèse de ces fluides est associée aux réactions métamorphiques affectant les roches soumises à des changements de conditions thermo barométriques au cours de l'enfouissement, de l'exhumation ou bien en cas d'apport de chaleur associée à l'intrusion d'un magma. Les réactions métamorphiques s'expriment par des changements minéralogiques. Lors de ces réactions tous les éléments ne peuvent pas rentrer dans le réseau des minéraux néoformés et vont être concentrés dans la phase fluide qui est matérialisée alors au niveau des joints de grains ou au sein des minéraux néoformés sous forme d'inclusions fluides primaires. Les fluides ainsi piégés constituent le piège *in situ* et donc le réservoir. La déshydratation lors du métamorphisme prograde HP/BT aboutissant à la genèse des roches partiellement fondues (migmatites), libère en partie de l'eau dans les métagabbros et la décarbonatation des marbres calciques et dolomitiques libère des volumes considérables de CO₂. Lorsqu'il y a de la matière organique présente dans les schistes graphiteux par exemple, ces fluides peuvent également s'enrichir en CH₄ et C₂H₆. Exemples de réactions métamorphiques libérant du CO₂ :



Sachant que le métamorphisme rétrograde consomme de l'eau pour former les minéraux hydratés, comme les micas, chlorites et argiles, l'eau libérée lors du métamorphisme prograde, piégée sous forme d'inclusions fluides sera à nouveau consommée aboutissant à un rééquilibrage de

ces inclusions. Ainsi, avant d'atteindre l'équilibre avec les roches métamorphiques, ces fluides sont constamment en rééquilibrage avec les roches encaissantes lors de leur migration depuis les niveaux profonds jusqu'à la surface. Cette croûte, à lithologies variables, est soumise à différents stades successifs de déformation et de types de métamorphisme associés. Le produit final analysé et décrit comme fluide en équilibre avec les roches métamorphiques est le résultat de tous ces processus de rééquilibrages lors des néoformations et de recristallisations de minéraux. Exemples de réactions métamorphiques rétrogrades :



Il existe des minéraux de la paragenèse de haute température qui ont pu préserver la composition du fluide initial sous forme d'inclusions fluides préservées au cœur des cristaux comme le glaucophane, la jadéite, etc. De ce fait on peut retracer l'évolution du fluide en équilibre avec les roches métamorphiques depuis le piégeage primaire lors du pic de métamorphisme de haute température jusqu'au piégeage secondaire lors du métamorphisme rétrograde. Le fluide en équilibre avec les roches métamorphiques est le produit final d'une succession complexe de réactions métamorphiques et d'interactions fluides-roches toutes dépendantes de l'histoire géodynamique encourue par ces roches. En considérant un système fermé, les sources primaires de ces fluides sont d'abord les fluides résiduels dans la porosité de la roche précédant les réactions métamorphiques et dans le cas d'une croûte sèche se seraient les fluides issus des premières réactions métamorphiques (déshydratation par exemple). Ce dernier pourrait être défini comme étant un fluide métamorphique *sensu stricto*. En considérant un système ouvert, les sources secondaires pourraient être des fluides dérivés de la surface percolant au delà de la transition fragile ductile. L'évolution de la chimie du fluide issu de la source primaire est donc caractérisée par la succession de réactions métamorphiques, d'interactions fluides roches et de mélanges de fluides. Ces processus finissent par donner un fluide en équilibre avec les roches métamorphiques. Le réservoir de ces fluides est la zone ductile de la croûte où sont localisées les réactions métamorphiques et les réactions d'interactions fluides-roches.

1 - 2.1.3. Les fluides en équilibre avec les roches mantelliques

Dans le contexte de subduction, une partie de la croûte océanique voire de la croûte continentale non accrétée peut être subductée ensemble avec le manteau lithosphérique à des profondeurs au delà de 100km où ces roches vont subir une déshydratation et une décarbonatation dans le cas des roches carbonatées. Comparable aux fluides en équilibre avec les roches métamorphiques, la source primaire des fluides mantelliques est le fluide résiduel piégé dans les roches subductées subissant la déshydratation. Les fluides issus de ces réactions métamorphiques sont susceptibles de traverser le

coin du manteau supérieur et : (i) être piégés en équilibre avec les roches du manteau (péridotites, éclogites,...) et ainsi constituer le réservoir des fluides en équilibre avec les roches mantelliques (ii) générer la fusion partielle à la base de la croûte inférieure sus-jacente et se mélanger aux magmas. D'autre part ces fluides sont à la base de la formation des magmas type granodiorite, qui impliquent une forte composante mantellique et forment le plutonisme/volcanisme d'arrière-arc. Cependant la présence de ces fluides dans les zones partiellement fondues au sein des MCC reste toujours très controversée.

I - 2.1.4. Les fluides magmatiques (Figure 1)

Lors de la genèse et du transport de magmas au sein de la croûte, des fluides magmatiques sont également susceptibles d'être libérés et piégés dans les roches encaissantes. Nous ne parlerons pas de véritable réservoir de fluides, vu le relativement petit volume par rapport aux réservoirs définis précédemment. Ces fluides sont composés de la phase volatile qui ne rentre pas dans les minéraux formés lors de la cristallisation d'un magma et sont, de ce fait, souvent très chargés en éléments incompatibles dont certains métaux économiquement intéressants. Par exemple, une intrusion magmatique en profondeur va produire des fluides riches en sels et métaux qui peuvent aboutir à créer des minéralisations porphyriques (à proximité de l'intrusion) à épithermales et hydrothermales. La source de ces fluides est intrinsèquement liée à la zone de genèse des magmas (manteau supérieur, en base de croûte, au sein de la croûte moyenne). Lors de la remontée ces fluides vont évoluer en fonction de la profondeur de mise en place de l'intrusion magmatique et se mélanger aux fluides circulant dans les encaissants.

I - 2.2. Contextes structuraux

I - 2.2.1. Metamorphic Core Complex (MCC)

En contexte de convergence, après subduction d'une croûte océanique et fermeture d'un océan, les croûtes continentales rentrent en collision et forment un prisme d'accrétion par superposition d'écaillés tectoniques au front des plaques (Dewey & Bird, 1970). Cette accrétion provoque l'épaississement de la croûte et peut aboutir à la formation d'un plateau continental comme c'est le cas par exemple du Tibet (Burg & Chen, 1984, Burchfiel *et al.*, 1992). Suite à l'épaississement crustal par empilement des nappes crustales, la chaîne de montagne ainsi créée acquiert une topographie élevée, puis commence à devenir gravitairement instable et tend à s'effondrer sous son propre poids. Cet étirement génère une remontée des isothermes en base de croûte qui combinée à la radioactivité plus élevée de la croûte moyenne favorise la fusion partielle et la formation des MCC de haute température.

Les dômes métamorphiques extensifs (ou MCC) ont pour la première fois été décrits à la fin des années 1970 dans la province des Basin and Range (Ouest des Etats-Unis) (Davis & Coney, 1979, Crittenden *et al.*, 1980, Wernicke & Burchfiel, 1982, Lister & Davis, 1989, Vanderhaeghe & Teyssier, 2001). Les travaux ont montré la présence de dômes métamorphiques associés à des failles normales de faible pendage. Ces failles expriment une déformation fragile extensive en prolongement d'une zone de cisaillement ductile, qui se localise entre une unité supérieure non-métamorphique ou au métamorphisme antérieur à la déformation et une unité inférieure au métamorphisme contemporain de la déformation (Misch, 1960).

Les premières définitions qui en sont données mettent en avant un fort relief topographique formé en contexte extensif et composé : (i) d'un noyau ou « core » composé soit de roches de type granodiorites mylonitisées parfois associées à des schistes mylonitiques, soit de métasédiments cataclastiques. Ce noyau est affecté par une déformation ductile intense (Figure 2) notamment caractérisée par une foliation revêtant la forme d'un dôme, une linéation d'étirement très régulière, des plis en fourreaux, des bandes de cisaillement d'échelles variées, des boudins et de nombreux plis. (ii) de roches métamorphisées en facies schistes verts à amphibolite, (iii) d'une zone de décollement faiblement pentée ou également appelé détachement extensif caractérisée par des brèches cataclastiques, (4) de roches non ou peu métamorphisées affectées par des failles normales à fort pendage (primaires et tardives) (Figure 2).

Les dômes métamorphiques sont en outre caractérisés par une évolution de la déformation depuis le ductile vers le cassant (Davis *et al.*, 1980, Wernicke, 1981, Malavieille, 1993). Le saut de métamorphisme de part et d'autre du détachement traduit le caractère extensif du contact et les critères de sens de cisaillement associés indiquent le sens de déplacement le long du détachement.

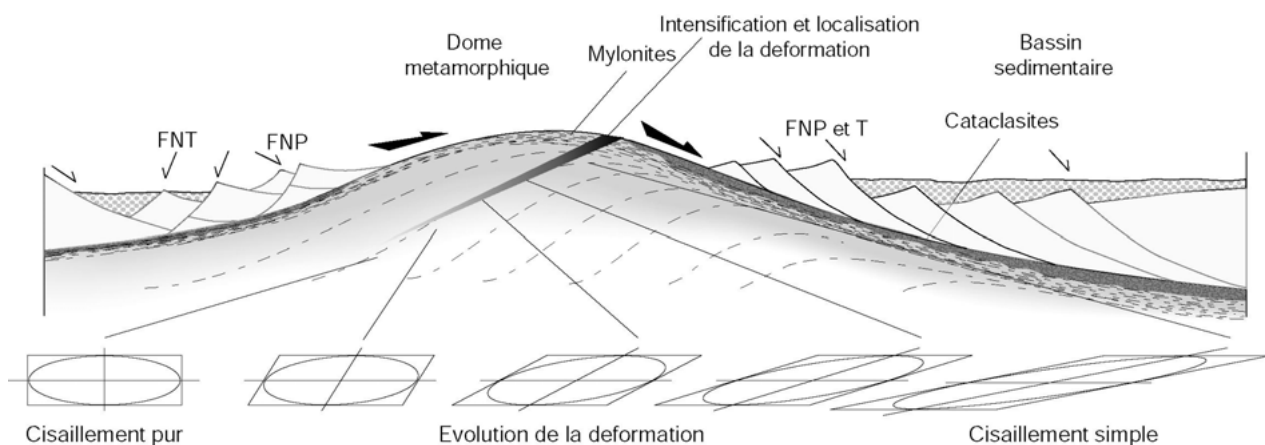


Figure 2 : Évolution schématique d'un Metamorphic Core Complex

(FNP : Failles Normales Primaires, FNT : Failles Normales Tardives). Les ellipsoïdes représentent l'évolution de la déformation depuis le cisaillement pur au cœur du MCC jusqu'au cisaillement simple au toit du MCC (Lister & Davis, 1989, Augier, 2004).

I - 2.2.2. Décrochements lithosphériques

Du point de vue géométrique et cinématique, un décrochement est une faille verticale séparant deux compartiments qui se sont déplacés l'un par rapport à l'autre, dans un plan horizontal. En théorie un tel régime de type déformation plane ne génère pas de relief, mais la réalité des objets géologiques montre que c'est rarement aussi simple. Du point de vue des contraintes, il est classiquement reconnu que le développement d'un décrochement nécessite un champ de contraintes triaxiales tel que σ_1 (contrainte principale) et σ_3 soient contenu dans un plan horizontal et que σ_2 soit verticale, mais une multitude de contextes locaux peuvent exister en fonction de l'irrégularité géométrique des accidents (Harding, 1985, Sylvester, 1988). Les déviations de contrainte sont fréquentes et ces irrégularités génèrent des contextes localement transtensionnels à transpressifs.

La problématique de ces faisceaux décrochants qui nous intéresse directement dans ce travail de thèse est de savoir s'ils sont découplés mécaniquement au niveau de la transition fragile-ductile ou bien plus profondément au sein de la croûte ductile, voire même à la limite inférieure de la lithosphère. De par leur géométrie proche de la verticale, ces structures offrent les potentiels de drains hydrogéologiques les plus directs entre la surface et la profondeur, encore plus que les failles normales, malgré leur caractère dilatant, en raison de leur tendance naturelle à l'horizontalisation en profondeur.

De tels exemples de décrochements majeurs existent pour l'Arc Caraïbes notamment sur la Figure 15 extraite de la thèse de B. Monod (2009). À l'image d'autres contextes de subduction, le partitionnement de la déformation peut être relativement important au dessus du slab plongeant, comme par exemple dans le cas de la subduction oblique indonésienne avec la faille de Sumatra également source de la localisation d'un magmatisme très actif. Dans l'exemple des Caraïbes de la figure précitée, on distingue clairement la problématique de l'enracinement crustal ou lithosphérique des structures décrochantes avec tout ce que cela peut impliquer en terme de magmatisme et de transferts de fluides.

I - 2.3. Le rôle de la transition fragile-ductile (BDT)

I - 2.3.1. Rôle mécanique

En fonction de la profondeur, donc de la pression et de la température, on peut distinguer un domaine superficiel qui est celui de la déformation cassante (ou fragile) et un domaine plus profond de la déformation ductile, soit des roches solides (plastique), soit subissant une fusion partielle (visqueuse) si la température est suffisamment élevée. Ces deux domaines sont séparés par la transition fragile-ductile (ou BDT).

Plusieurs facteurs influent sur la profondeur de la transition fragile-ductile : composition crustale, température, taux de déformation, pression des fluides dans les pores (Ranalli, 1995).

(1) La composition des roches. Beaucoup de roches méta-sédimentaires élastiques ont un comportement cassant jusqu'à 4km de profondeur pour un gradient géothermique normal (150°C, 100MPa). Il faut atteindre une profondeur d'environ 9km et une température de 300°C pour qu'elles se déforment de façon ductile. Au-dessus de cette limite, à des profondeurs inférieures à 9km, des roches comme les évaporites ou les calcaires/marbres subissent déjà un fluage plastique à contrainte différentielle constante de 10 MPa. La rhéologie des roches est également intrinsèquement liée à la quantité de fluide présente dans la roche. Une veine de quartz sèche, constituée de grains de quartz sans fluide, ni au sein des grains, ni au niveau des joints de grains est moins plastique qu'une veine de quartz avec beaucoup de fluides au niveau des joints de grains qui facilitent le fluage plastique entre grains et engendrent la recristallisation dynamique (Drury & Urai, 1990).

(2) Le régime thermique. Le gradient géothermique qui dépend fortement du contexte géodynamique (croûte épaisse vs. croûte mince) a une forte influence. Les magmas se mettant en place à différentes profondeurs de la croûte ont un impact direct sur le gradient géothermique depuis la surface. Ce réchauffement fait remonter les isothermes drastiquement et les vitesses de relaxation thermique dépendent de la température de l'encaissant et de la présence de fluides froids dérivées de la surface.

(3) La vitesse de déformation. Des roches sédimentaires désolidarisées d'un socle par un niveau de décollement très ductile et déformées à de très faibles vitesses de déformation peuvent se plisser dans un domaine superficiel. Par contre, dans des conditions P - T identiques, si ces roches sont solidaires d'un socle métamorphique ou granitique cassant qui se déforme par glissements intermittents mais rapides sur des failles, les roches sédimentaires situées au dessus de ces failles auront aussi un comportement cassant.

(4) La quantité de fluides présente dans la roche. Si la pression des fluides y est élevée une rupture de la roche peut se produire. Les mécanismes permettant la circulation de fluides dans la croûte ductile sont contraints par la pression lithostatique engendrant des faibles porosités et perméabilités.

I - 2.3.2. Comportement des fluides à cette transition

Dans le contexte de l'extension crustale, la transition fragile ductile correspond à un découplage important au sein de la croûte et à un niveau ou deux réservoirs de fluides (de surface et profond) sont susceptibles de se rencontrer et d'interagir. Les travaux de Manning & Ingretsen (1999) et Ingretsen & Manning (2002) montrent que la perméabilité des roches augmente progressivement dans la partie supérieure de la croûte à partir de la transition fragile-ductile (Figure 3). Les réservoirs de fluides profonds et ceux de surface peuvent donc évoluer indépendamment de part et d'autre de la transition fragile-ductile.

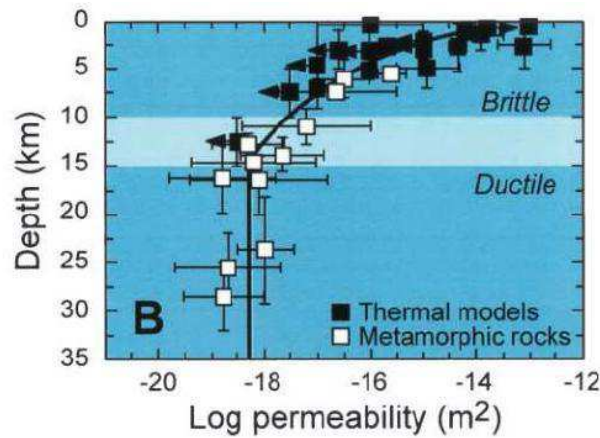


Figure 3 : Perméabilité des roches en fonction de la profondeur d'après Ingretsen & Manning (2002)

D'après les travaux de Famin & Nakashima (2004), le mécanisme principal qui permet des infiltrations des eaux dérivées de surface (déterminées par leurs signatures isotopiques) jusque dans le domaine ductile contre le gradient de pression lithostatique, est le pompage sismique (Sibson, 2000, Famin & Nakashima, 2004). En effet, à long terme, une roche, ne peut pas retenir des surpressions de fluides engendrées par la déformation (Simpson, 2001). En revanche, dans le cas de vitesses de déformation rapide, les gradients de charge des pores ne s'équilibrent pas instantanément. Ces différences de charge hydraulique permettent des circulations de fluides quasi instantanées pendant de courts intervalles de temps. Ainsi, sous l'effet de la déformation, la dilatance des roches peut être un vecteur de transport des fluides. Dans les zones soumises à forte contrainte, la dilatance progressive, qui précède la fracturation, réduit la pression des pores et engendre une augmentation de la résistance des roches au cisaillement dans la zone proche du point de rupture. Après fracturation, le gradient de pression est inverse et les fluides sont expulsés de la zone de faille suite au relâchement brutal de l'accroissement du volume de fluides. En outre, Sibson *et al.* (1975) ont proposé un modèle de « pompage sismique » dans lequel la dilatance pré-sismique et la contractance post-sismique sont les causes majeures des circulations hydrothermales. Dans les zones de cisaillement ductile, la notion de « pompage sismique » induite par la déformation a été proposée par McCaig (1988) comme étant le mécanisme de circulation de fluides au delà de la zone sismogénique.

Chapitre II.

II - TECHNIQUES ANALYTIQUES

II - 1. PÉTROGRAPHIE ET CHIMIE DES ROCHES TOTALES

II - 1.1. Détermination des minéraux

II - 1.1.1. MEB

Après examen en microscopie optique en lumière transmise et réfléchi, des observations ont été réalisées sur lame mince polie préalablement métallisée au carbone avec un microscope électronique à balayage (JEOL J7600F MEB) du Service Commun de Microanalyse de l'Université de Lorraine. L'observation en mode rétrodiffusé et au rayonnement des photons X permet de réaliser des analyses semi-quantitatives ponctuelles des phases minérales afin de les identifier.

II - 1.1.2. DRX

Les échantillons à analyser étant disponibles en quantité suffisante ($> 1\text{g}$), les poudres ont été analysées au moyen des plus gros portoirs (PP = cuvette en plastique de 2,4 cm de diamètre sur 2 mm d'épaisseur). L'analyse diffractométrique-X a été effectuée utilisée au Département d'Histoire de la Terre du MNHN de Paris, CNRS-UMR 7207 CR2P, sur un diffractomètre D2 Phaser avec détecteur LYNXEYE muni d'une anticathode de cuivre (30 kV, 10 mA) ; l'intervalle angulaire a été balayé entre 3 et $65^\circ 2\theta$ à une vitesse de $0,02^\circ 2\theta / 0.2$ secondes. Afin de vérifier rapidement le bon calage des spectres, on superpose en standard au spectre les pics correspondant à une fiche du quartz (le décalage angulaire est corrigé, si nécessaire, à posteriori).

Les pourcentages des différents minéraux ont été évalués par DRX grâce au logiciel EVA[®] couplé à la base de données PDF2 de l'ICDD (International Centre for Diffraction Data) qui donne les valeurs I/I_{cor} des principaux minéraux identifiés. Pour les fiches utilisées ne présentant pas de valeur I/I_{cor} une valeur estimée a été introduite. En fixant, comme étalon interne, la valeur de la

calcite estimée précédemment, on peut estimer (en ajustant la hauteur à l'ensemble des pics relatifs de chaque minéral et en tenant compte des superpositions) le pourcentage des autres phases.

Cette estimation doit cependant être considérée comme une approche semi-quantitative car elle dépend de multiples facteurs. A titre d'exemple, une totale absence d'orientation préférentielle due aux minéraux phylliteux, en fibres ou clivés tendant à prendre une orientation préférentielle n'est jamais certaine et on favorise donc certains pics de diffraction.

II - 1.1.3. Analyses roches totales

Les analyses de roches totales ont été réalisées au Service d'Analyse des Roches et Minéraux du CRPG. Les éléments majeurs (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti et P) ainsi que les éléments mineurs (As, Ba, Be, Bi, Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Ge, Hf, Ho, In, La, Lu, Mo, Nb, Nd, Ni, Pb, Pr, Rb, Sc, Sb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Tm, U, V, W, Y, Yb, Zn, Zr) ont été dosés par un spectromètre d'émission à plasma à couplage inductif (Jobin-Yvon JY70).

II - 1.1.4. Cathodoluminescence

Cette technique est basée sur le phénomène optique et électrique que l'on observe lorsqu'un faisceau d'électrons issu d'un canon à électrons bombarde un échantillon poli. Grâce à cette technique, nous pouvons observer les structures internes des minéraux et révéler notamment les différents stades de croissance (Marshall, 1988, Barker & Kopp, 1991).

Ce que l'on observe est basé sur le principe d'activateur et d'inhibiteur de la luminescence. Lorsqu'il y a beaucoup d'activateur dans le minéral, il aura une forte luminescence. Si les deux sont présents en proportions quasi équivalentes, la luminescence sera terne et enfin si les deux sont absents ou que le minéral a incorporé trop d'inhibiteur, le minéral sera noir.

Pour les carbonates par exemple, l'activateur est Mn et l'inhibiteur le Fe. Ainsi, une calcite ferrifère sera noire, une calcite avec beaucoup de Mn sera rouge et une calcite qui a incorporé les deux éléments sera rouge terne en cathodoluminescence.

II - 1.2. Spectroscopie Raman sur matière carbonée

L'évolution de la matière carbonée vers le graphite est irréversible, les températures déduites à partir des spectres des cristaux syntectoniques peuvent représenter les conditions du pic de température atteinte par les roches. Le spectre Raman de la matière carbonée (RSCM) a été calibré comme un géothermomètre dans la gamme de 330 à 640 ° C par Beyssac *et al.* (2002, 2004). Le RSCM affiche une bande de graphite (bande G) et plusieurs bandes « défaut » (cf. tableau 1 de Beyssac & Lazzeri (2012)) qui diminuent l'intensité et tendent à disparaître avec l'augmentation du degré de métamorphisme. L'analyse Raman du graphite dans les schistes porteurs a été effectuée sur des lames minces orientées perpendiculairement à la foliation en focalisant le faisceau laser en-

dessous d'un cristal transparent afin d'éviter l'effet de l'amorphisation due au polissage. Le spectromètre Raman est un LabRAM HR microspectromètre (Horiba Jobin Yvon) équipé d'une grille 600-gr.mm et d'un objectif x100 (Olympus). Le faisceau d'excitation a été fourni par un laser Ar + (Stabilite 2017, Newport Corp., Spectra Physics) à 457,9 nm. La puissance du laser a été réduite afin d'éviter de chauffer les échantillons à l'aide de filtres optiques de différentes densités optiques, et toujours inférieure à 5 mW. Les 15 secondes d'acquisition ont été répétées 6 fois. 10 à 15 spectres ont été enregistrés pour chaque échantillon afin de prendre en compte les hétérogénéités. L'ajustement des pics a été traité à l'aide de Peak Analyser de OriginPro 8.5.1 software. L'expression suivante a été utilisée pour obtenir les conditions du pic de température (Beysac *et al.*, 2002): $T (^{\circ} C) = -445R2 + 641$, où $R2 = (D1 / (G + D1 + D2))$ rapport des surfaces des pics.

II - 2. ANALYSE DES INCLUSIONS FLUIDES (IF)

II - 2.1. Étude microstructurale et cartographie des IF

Une inclusion fluide (IF) est une cavité de taille microscopique au sein d'un minéral hôte, dans laquelle sont piégées une ou plusieurs phases à l'état liquide et/ou gazeux, accompagnées parfois d'un ou plusieurs solides. On distingue les inclusions fluides primaires, les IF dans des plans (PIF) intragranulaires (ou pseudo-secondaires) et dans des PIF transgranulaires (ou secondaires). Les inclusions primaires se sont formées durant la croissance cristalline, c'est-à-dire qu'elles ont vraisemblablement piégé les fluides responsables de la cristallisation du minéral. Les plans intragranulaires témoignent de fractures lors de la croissance du cristal alors que les plans transgranulaires se sont formés lors de la cicatrisation de fractures tardives. Les PIF se sont développés parallèlement à la direction principale de compression σ_1 et perpendiculairement à la contrainte σ_3 (Boullier, 1999). Ainsi, les PIF consistent en un alignement d'IF selon une surface planaire bien déterminée et témoignent des chemins d'écoulement fluides dans un contexte de paléocontraintes donné qui peut éventuellement être comparé à l'histoire paléotectonique définie par les mésostructures.

La cartographie des IF et PIF est réalisée sur lame épaisse à l'aide d'un microscope optique en parallèle à l'étude des microstructures du quartz (état de cristallisation, joints de grains, état de déformation du grain : maclage, extinction roulante, en échiquier, état de recristallisation...) (Figure 4-a-b) sur lame mince. Le degré de déformation est fonction de la température et, inversement, à la vitesse de déformation. La présence de fluide va également influencer le degré de déformation. Cette étape est fondamentale pour pouvoir mettre en relation les structures du quartz, et donc ses caractéristiques rhéologiques à un instant t , et le peuplement d'IF correspondant au quartz avant, pendant ou après la déformation liée à cette rhéologie.

Les recristallisations sont divisées en deux types : dynamique et statique. Les recristallisations dynamiques sont de trois formes : les recristallisations par bourgeonnement (*Bulging recrystallisation* : BLG), les recristallisations par rotation de sous-grains (*Subgrain Rotation recrystallisation* : SGR) et les recristallisations par migration de joints de grains (*Grain Boundary Migration recrystallisation* : GBM).

A basse température, la mobilité des joints de grains peut être locale, et les joints de grains peuvent bourgeonner à l'intérieur des cristaux avec des dislocations de haute densité et cela forme de nouveaux cristaux petits et indépendants (Figure 4-a). Ce processus est connu comme la migration des joints de grains à basse température ou la recristallisation par bourgeonnement (BLG) (Drury & Urai, 1990, Passchier & Trouw, 2005, Stipp & Kunze, 2008). Ce type de recristallisation

correspond au régime 1 défini par Hirth et Tullis (1992). Les bourgeons peuvent se séparer du grain hôte pour former de nouveaux petits grains indépendants par la formation de limites de sous-grains, qui évoluent dans des joints de grains (Urai *et al.*, 1986b), ou par migration d'un joint de grain (Stipp & Kunze, 2008). Les recristallisations de type BLG ont souvent lieu au niveau des joints de grains des vieux grains ou au niveau des points triple.

Un processus de recristallisation spécial se produit lorsque les dislocations sont continuellement ajoutées à la limite de sous-grains. Cela se produit uniquement si les dislocations sont relativement libres pour passer d'un plan du réseau à l'autre. Le processus est connu sous le nom de « *climb-accomodated dislocation creep* » (régime 2 défini par Hirth & Tullis (1992)). Dans ce cas, l'angle entre le réseau cristallin des deux côtés de la limite de sous-grains augmente progressivement jusqu'à ce que les sous-grains ne puissent plus être classés comme faisant partie du même grain, un nouveau grain se développe par un défaut d'orientation progressif des sous-grains ou une rotation de sous-grains (Figure 4-a) (SGR) (Urai *et al.*, 1986b, Passchier & Trouw, 2005). Cette recristallisation a lieu en général à plus haute température que par BLG (Figure 4-a-c).

A relativement haute température (Figure 4-a-c), la mobilité des joints de grains augmente à un tel point que les joints de grains peuvent balayer des cristaux entiers pour enlever les dislocations et peut-être les limites de sous-grains dans un processus de recristallisation appelé migration des joints de grains à haute température (GBM) (Figure 4-a) (Guillope & Poirier, 1979, Urai *et al.*, 1986b). La recristallisation GBM correspond au régime 3 défini par Hirth & Tullis (1992). La formation des sous-grains et la rotation sont normalement actives pendant ce processus, mais une fois que les joints de grains sont formés par ce processus après une certaine quantité de rotation des anciens sous-grains, ils peuvent devenir très mobiles. Les joints de grains sont lobés et la taille des grains est variable. Les nouveaux grains ont tendance à être plus grands que les sous-grains. Il est difficile de distinguer les nouveaux grains des anciens grains, sauf peut-être par la distribution des inclusions fluides et des solides en inclusions.

Les recristallisations statiques peuvent se produire lorsque la température prend le pas sur la déformation (Bons & Urai, 1992). Un processus de réduction des aires de joints de grains (GBAR) a alors lieu. Ce type de recristallisation consiste en un réajustement des joints de grains et de la croissance des grains, ce qui entraîne une diminution de l'énergie des joints de grains. Les joints de grains irréguliers formés durant la déformation et la recristallisation dynamique sont remodelés en des formes polygonales avec des angles à 120° dans les 3 dimensions et les petits grains sont éliminés. Cela forme une fabrique à l'équilibre.

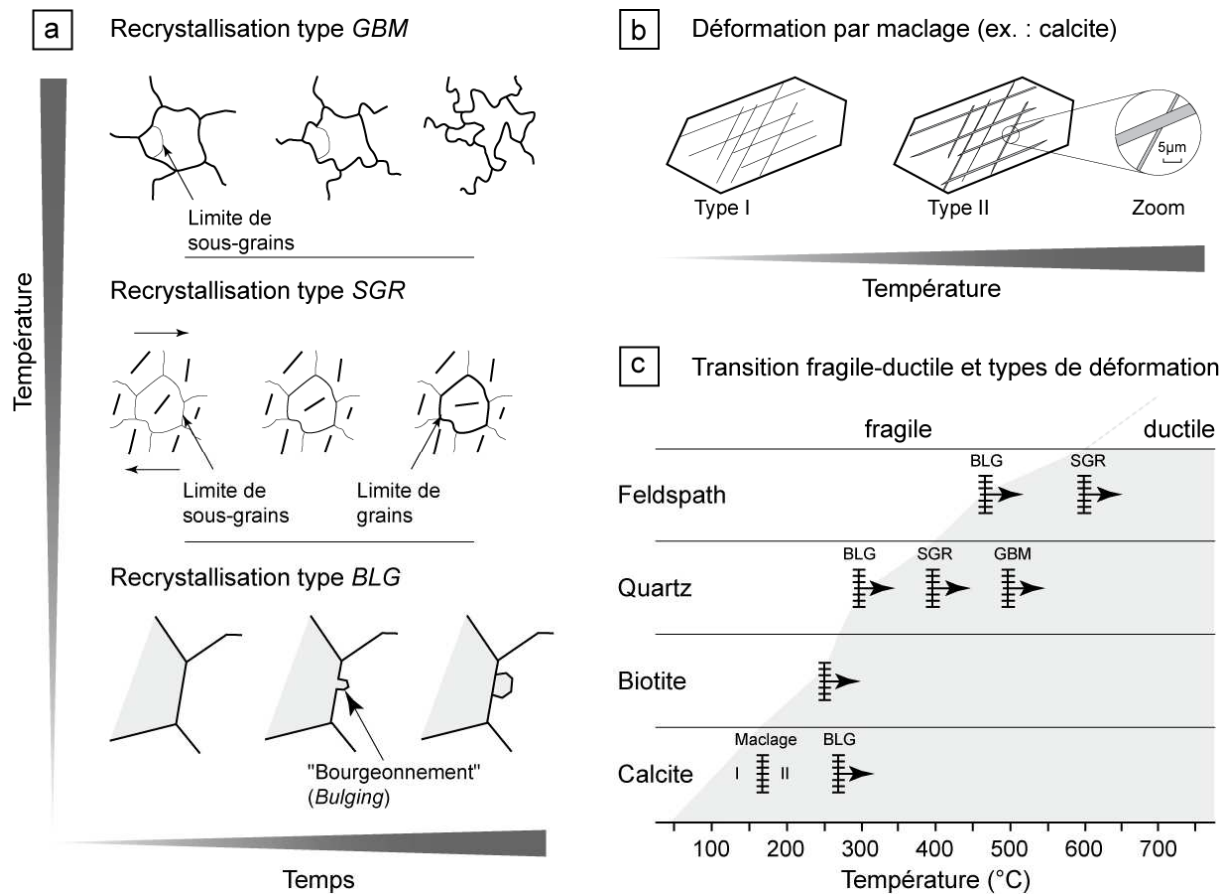


Figure 4 : Différents types de recristallisations des minéraux

a) Les 3 types de recristallisation dynamique en fonction du temps et de la température (GBM : Grain Boundary Migration, SGR : Subgrain Rotation, BLG : Bulging) (Passchier & Trouw, 2005). b) Déformation de la calcite en fonction de la température. c) Déformations de divers minéraux en fonction de la température. La zone grise représente le passage du minéral vers un comportement ductile (Passchier & Trouw, 2005)

La première étape de la cartographie des IF consiste à analyser entièrement la lame et à déterminer quel type d'inclusion correspond à quelle génération de quartz. Lorsque la lame est analysée, une ou plusieurs zones peuvent être détaillées pour récapituler l'essentiel des observations. Les captures optiques au microscope sont assemblées numériquement pour constituer un archivage des données de la lame où sont représentés les différentes générations de quartz ainsi que les PIF associés. Ainsi, il est possible de localiser précisément les données sur la lame, notamment en prévision du prélèvement de certains fragments pour l'analyse en microthermométrie.

II - 2.2. Étude des Plans d'Inclusions Fluides (PIF)

Les PIF consistent en un alignement d'IF selon des directions bien déterminées. Ces plans résultent de la cicatrization de fractures ouvertes et sont les témoins fossiles des chemins d'écoulements fluides (Krantz, 1983, Roedder, 1984, Lespinasse & Pécher, 1986, Boullier, 1999). Ces marqueurs structuraux sont assimilés à des fractures de mode I (Atkinson, 1987) et forment

ainsi un réseau géométriquement lié à l'orientation des contraintes principales (Tuttle, 1949, Wise, 1964, Lespinasse & Pécher, 1986).

L'analyse de la géométrie des PIF n'est possible que sur des lames préalablement orientées. Afin de mettre en relation des directions mésotectoniques et les directions des PIF, un microscope optique est équipé d'un dispositif de mesure de longueur et de pendage de ces plans associé à un logiciel de traitement de données ANIMA (Lespinasse *et al.*, 2005). L'orientation du bord long de la lame est gardée en référence. La longueur du PIF est digitalisée avec une orientation cartésienne de 0 à 359° du vecteur dessiné respectant la norme de type pendage à droite utilisée par le logiciel Stereonet®. Le pointé d'une inclusion du PIF à une profondeur différente donne la valeur du pendage. Un certain nombre de mesures est nécessaire pour pouvoir déterminer statistiquement une famille de PIF et l'intégrer par la suite dans des stéréodiagrammes avec Stereonet®.

II - 2.3. Microthermométrie

La nomenclature des IF tient compte de la nature des phases chimique. L'ordre d'apparition de ces termes dépend de leur dominance dans le système: H₂O (eau dominante = fluides aqueux) ou CO₂ (CO₂ liquide dominant = fluides carboniques) + sels (sels dissous tels que NaCl, CaCl₂, LiCl etc., caractérisés en fonction de la température eutectique). Caractérisés à température ambiante par spectroscopie Raman, les types de gaz (CO₂, CH₄, N₂, H₂S...) en phase vapeur peuvent être distingués en fonction de leur abondance relative dans la phase volatile. Les mêmes techniques permettent également de définir les phases solides si elles sont présentes et sont indiquées par hl (halite), cal (calcite)...

La microthermométrie consiste à mesurer les températures des transitions de phases observées au sein de l'inclusion au cours de cycles de chauffage (thermométrie, de 25 à 600 °C) et de refroidissement (cryométrie, de 25 à -180 °C). Il s'agit d'un outil essentiel dans la détermination des propriétés *PVTX* des fluides piégés.

L'équipement utilisé est un microscope optique à transmission équipé d'une platine microthermométrique Linkam MDS 600. Pour ce type d'équipement, une calibration à basse et haute température est nécessaire. A basse température, l'étalonnage de la platine est effectué à l'aide d'inclusions fluides synthétiques à CO₂ (±Ar) ($T_h(\text{car}) = -56.9^\circ\text{C} \pm 0.1$) ainsi qu'à H₂O-NaCl pour lesquelles la glace fond à -0.4°C. A haute température l'étalonnage a été effectué à l'aide d'inclusions naturelles provenant de Gamchi dont la température d'homogénéisation (T_h) se passe à 193°C. La précision des mesures est de $\pm 0.2^\circ\text{C}$ à basse température et de $\pm 2^\circ\text{C}$ à haute température. Les températures de fusion de H₂O solide + sels ont été observés à 0.5-1°C/min. Les températures d'homogénéisation ont été observées à des pas variants de 1 à 5°C/min, en fonction de la taille de l'inclusion.

Les mesures de ces changements de phases permettent, en se référant à des systèmes connus, d'estimer les conditions de piégeage des fluides, à condition que la cavité soit restée en système clos (système isochore-isoplèthe), c'est à dire que l'inclusion fluide n'ait subi aucune perte de son contenu, ni d'étranglement. Il est également important de regarder le pourcentage de volatils. Ce rapport correspond au volume de phase vapeur / volume total de l'inclusion et ce à température ambiante. C'est un des paramètres les plus difficiles à quantifier et pourtant ayant un impact lors des calculs de pression et température. Il est pour la plupart des études estimé visuellement à partir de l'abaque donné par Roedder (1984), impliquant une forte erreur. C'est pourquoi pour cette étude, toutes les inclusions fluides analysées en microthermométrie ont été photographiées et analysées avec le logiciel ImageJ pour déterminer un %volatils le plus exact possible.

Les températures habituellement mesurées en microthermométrie sont :

- La température de fusion de la phase carbonée ($T_m(\text{car})$) ($-56,6\text{ °C}$ si il n'y a que du CO_2) varie en fonction de la présence d'autre gaz dans la phase volatile (plus il y a de CH_4 , N_2 , H_2S , par exemple plus la température de fusion de la phase carbonée sera négative).

- La température d'homogénéisation des phases carbonées liquide et vapeur en une phase unique ($T_h(\text{car})$). Cette température apporte des indications sur la densité du fluide.

- La température de début de fusion de la glace (T_e) qui est la température de l'eutectique du système H_2O -sels et permet de caractériser la nature des sels dissous (NaCl , CaCl_2 , KCl , ...) dans la phase aqueuse (Crawford, 1981).

- La température de la dernière fusion de la glace ($T_m(\text{ice})$), correspond à la disparition du dernier cristal de glace après congélation et à la remontée progressive de la température (passage du liquidus). Cette valeur permet de déterminer la salinité dans des systèmes à un seul sel et sans une quantité critique de gaz. Elle permet d'estimer une salinité en poids pour-cent équivalent NaCl (mass% éq. NaCl) en utilisant la charte de Bodnar (1993).

- La température de dissociation des clathrates (hydrates de gaz) ($T_m(\text{cla})$) donne des informations sur la salinité de la phase aqueuse. Cette température augmente avec la quantité de CH_4 et diminue avec la salinité de la phase aqueuse.

- Si un cristal de halite est présent, sa température de fusion ($T_m(\text{hl})$) indiquera la salinité (Bodnar, 2003).

- La température d'homogénéisation (T_h) s'obtient lorsqu'il ne reste qu'une seule phase (liquide, vapeur ou critique) dans l'inclusion, elle correspond à la température minimale de piégeage du fluide.

II - 2.4. Analyse du contenu des IF par spectroscopie Raman

La spectroscopie Raman est une spectroscopie moléculaire vibrationnelle. L'effet Raman est détectable lorsqu'un milieu est éclairé par un faisceau de lumière monochromatique en général du domaine visible. Les analyses Raman des IF (phases vapeur et solide) ont été effectuées avec un microspectromètre LabRAM (Horiba Jobin Yvon, GeoRessources, Vandœuvre-lès-Nancy) équipé d'une grille de 1800 gr.mm⁻¹ et d'un objectif ×80 (Olympus). La radiation excitatrice provient d'une source laser à Ar⁺ (Stabilite 2017, Newport Corp., Spectra Physics) à 514.5 nm et à une puissance de 400 mW. La majeure partie des photons constituant cette radiation est réfléchi, absorbée ou transmise, alors qu'une partie est diffusée dans toutes les directions de l'espace. La plupart de ces photons ont la même fréquence que le rayonnement excitateur (diffusion Rayleigh ou diffusion élastique). Cependant pour certains photons diffusés, on observe un changement de fréquence qui correspond à l'effet Raman (diffusion inélastique). L'interaction d'un rayon incident avec l'échantillon provoque des gains ou des pertes d'énergie qui se traduisent par des écarts aux fréquences de vibrations actives en Raman et caractéristiques de la molécule considérée. Le spectre Raman alors obtenu oppose l'intensité de la diffusion et la perte d'énergie exprimée en longueur d'onde (cm⁻¹) par rapport à la radiation source. Les pics correspondent au mode de vibration des molécules ou des liaisons moléculaires des espèces contenues dans l'échantillon (Turrell & Corset, 1996, Mcmillan, 1985, 1989).

La spectroscopie Raman est la seule technique d'analyse ponctuelle non destructive utilisée pour la détermination de la composition de la phase volatile des inclusions fluides ainsi que pour l'identification de certains solides ou espèces en solutions présentant une liaison moléculaire. Un nombre limité d'espèces peut être analysé quantitativement par spectroscopie Raman notamment les gaz polyatomiques et certaines espèces polynucléaires en solution (Dubessy *et al.*, 1989). Cependant, de nombreuses espèces peuvent être aussi identifiées qualitativement. Les principales espèces classiquement analysées sont:

- les gaz : constituants majeurs, CO₂, CH₄, N₂, et mineurs, H₂S, H₂, O₂, CO, COS, SO₂, C₂H₆, C₃H₈.
- les solides à température ambiante : carbonate, sulfate, phosphate, oxydes, silicates, etc. Cependant NaCl, KCl ne sont pas actifs en spectroscopie Raman et ne sont pas identifiables par cette technique.
- les solides formés à basse température : hydrate de gaz (CO₂, CH₄, N₂, H₂S), hydrates de sels (Na, K, Ca, Mg, Li) (Dubessy *et al.*, 1982, 1992).

L'ion chlorure est un ion briseur de liaison hydrogène, ce qui modifie la forme de la bande de l'eau. La calibration de la modification du spectre Raman de l'eau en fonction de la concentration de la solution en chlorure et du type d'ion (Na, K, Ca, Mg,...) permet d'obtenir une quantification

de la chlorinité de l'inclusion fluide (Mernagh & Wilde, 1989, Dubessy & Larghi, 1997) à condition que le minéral soit à l'extinction (Caumon *et al.*, 2013).

II - 2.5. Reconstitution P-V-T-X

Les données microthermométriques associées aux fractions molaires des différents gaz obtenues par spectroscopie Raman sont nécessaires pour reconstruire l'évolution P - V - T - X de l'inclusion étudiée.

II - 2.5.1. Cas des inclusions fluides avec des traces de gaz (pas de clathrates)

La salinité est calculée en utilisant $T_m(\text{ice})$ ou $T_m(\text{hl})$ quand les gaz ne sont pas en assez grande quantité pour former des hydrates de gaz (Bodnar, 2003). Le programme BULK (du fait de l'absence de clathrates) permet d'intégrer les données obtenues en microthermométrie et en spectroscopie. Les données nécessaires pour établir ces modèles impliquent notamment l'estimation du volume de la bulle vapeur. Or, cette dernière est établie visuellement au microscope optique dans un premier temps, puis chaque photo d'inclusion est reprise avec le logiciel Image J pour avoir une meilleure estimation du rapport vapeur/liquide mais cela implique tout de même une erreur relativement importante. Pour diminuer cette erreur il faudrait un dispositif pour analyser l'inclusion en 3D (Bakker & Diamond, 2006). Les valeurs de volume molaire et de composition fluide ainsi obtenues sont utilisées pour le calcul des isochores (droite P - T) à l'aide du programme ISOC en utilisant l'équation d'état de Zhang & Frantz (1987). Du fait de l'absence de clathrates, les gaz ont été négligés pour les calculs des isochores. Ces équations d'état s'appliquent pour le système H_2O - NaCl , avec un domaine P - T de validité T : 180-700 °C et P : 0.1-300 MPa.

II - 2.5.2. Cas des inclusions fluides avec la présence de clathrates mais sans homogénéisation des phases carbonées (pas de phase liquide carbonée)

Le volume molaire de la phase volatile est déduit d'après les fractions molaires des différents gaz analysés par spectroscopie Raman et $T_m(\text{cla})$ des IF grâce au programme ICE lorsque $T_h(\text{car})$ n'a pas été observé (Bakker, 2003). La détermination de la composition et de la densité globale des inclusions fluides est calculée à l'aide des modèles d'équilibres liquide/vapeur et de la stabilité des clathrates (Bakker, 1997). Les valeurs de volume molaire et de composition fluide ainsi obtenues sont utilisées pour le calcul des isochores (droite P - T) à l'aide du programme ISOC en utilisant l'équation d'état de Bowers & Helgeson (1983), revues par Bakker (1999). Ces équations d'état s'appliquent pour le système H_2O - CO_2 - CH_4 - N_2 - NaCl avec un mélange de gaz, avec un domaine P - T de validité T : 350-600 °C et P : 50-200 MPa.

II - 2.5.3. Cas des inclusions fluides avec la présence de clathrates ainsi que de l'homogénéisation des phases carbonées

Le programme Q2 (du fait de la présence de clathrates ainsi que de l'homogénéisation des phases carbonées) (Diamond, 2003b) permet d'intégrer les données obtenues en microthermométrie et en spectroscopie pour les inclusions ayant un volume de liquide carboné important avec les équations d'état de Peng & Robinson (1976). Dans notre cas d'étude, la dissociation des clathrates se produit toujours en présence de l'assemblage de phase dit Q2 : clathrate + liquide aqueux (L_{aq}) + liquide carbonique (L_{car}) + vapeur carbonique (V_{car}). Les valeurs de volume molaire et de composition fluide ainsi obtenues sont utilisées pour le calcul des isochores (droite $P-T$) à l'aide du programme ISOC en utilisant l'équation d'état de Bakker (1999), Bowers & Helgeson (1983). Ces équations d'état s'appliquent pour le système $H_2O-NaCl$ -mélange de gaz, avec un domaine $P-T$ de validité T : 350-600 °C et P : 50-200 MPa.

Le recoupement de ces données avec les assemblages minéralogiques et de géologie structurale entre autres, permet une estimation affinée des conditions réelles de piégeage des fluides.

II - 2.6. Crush-Leach pour les analyses des halogènes

Parce que les halogènes affichent un comportement conservateur en solution, et restent relativement peu affectés par les interactions fluides-roches (Banks *et al.*, 1991), la signature des fluides en halogènes (Cl et Br) peut être utilisée pour caractériser la source des fluides (Böhlke & Irwin, 1992b).

Les analyses par écrasement et lixiviation ont été réalisées pour extraire les fluides contenus dans les inclusions fluides des quartz, barytine et sidérite qui ont été préparés et nettoyés selon la méthodologie de Bottrell *et al.* (1988). La quantité d'échantillon broyé est comprise entre 0,5 et 1,0 g. Cette quantité d'échantillon est broyée dans 1mL d'eau milliQ, puis diluée dans 2mL d'eau milliQ afin de permettre l'agitation de la solution pendant 24h. La solution est ensuite centrifugée (5000 tours pendant 30 min) afin de récupérer le surnageant pour analyse. L'analyse des anions F, Cl, Br, I et SO_4 a été réalisée par chromatographie ionique ICS 3000 Dionex avec une colonne AS20 au laboratoire LIEC (Nancy, France).

II - 2.7. Analyses LA-ICP-MS sur IF

Cette technique permet de procéder à l'ablation d'inclusions fluides individuelles directement à travers le minéral hôte, le quartz, la sidérite et barytine dans la présente étude. L'instrument LA-ICP-MS (laboratoire GeoRessources, Nancy, France) comprend un laser GeoLas excimer (ARF, 193 nm, Microlas, Göttingen Allemagne) et un ICP-MS Agilent 7500C quadripolaire équipé d'une

cellule de réaction octopole utilisant du gaz H₂, et une cellule de collision en utilisant He gazeux. Le faisceau laser est focalisé sur l'échantillon dans une cellule d'ablation avec un objectif de Schwarzschild (grossissement x25) relié à une caméra CCD. Des verres synthétiques de l'Institut National des Standards et de la Technologie (NIST) sont utilisés pour l'étalonnage des différents éléments analysés et les masses respectives (200 impulsions à 5 Hz). La conception en tant que système optique d'imagerie permet d'utiliser différents diamètres de cratères à une densité d'énergie constante sur l'échantillon, en ajustant une ouverture dans le trajet du faisceau laser. Nous avons utilisé les 24, 32 et 60 µm de diamètre en fonction de la taille de l'inclusion fluide analysé. Si, Na, K, Mg, Ca, Ba, Sr, Mn, Li, Fe, Cu et Zn ont été analysés. Br a également été analysé dans une série d'inclusions fluides représentative selon la procédure décrite par Leisen et al.(2012a).

II - 3. GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

La géochimie des isotopes stables peut permettre de discuter la source de fluides : métamorphiques, mantelliques, magmatiques, marins ou météoriques. Les études réalisées dans ce travail distinguent deux signatures : i) celle du minéral porteur (les volumes de l'élément au sein des inclusions sont considérés comme négligeable par rapport au volume de l'élément analysé porté par le minéral), et ii) celle de l'élément porté uniquement par le fluide piégé dans les IF et analysé par écrasement ou par décrépitation pour libérer l'élément.

II - 3.1. Généralités sur les isotopes stables (C, O, H)

Chaque élément chimique est caractérisé par un numéro atomique donné (Z, égal au nombre de protons du noyau), mais pour un même élément, il peut exister plusieurs isotopes, qui diffèrent entre eux par leur masse atomique (A, égale au nombre de protons et de neutrons du noyau, et définissant la masse molaire en g/mol). On dénombre à ce jour plus de 3000 isotopes, mais la plupart ne sont pas observables dans les échantillons naturels. En effet, la plupart des isotopes sont radioactifs, et ont une durée de vie extrêmement courte. Seuls 158 isotopes radioactifs ont une période de désintégration de plus de un an. Seuls 237 isotopes sont stables, c'est à dire qu'ils ne subissent aucune désintégration radioactive spontanée.

L'hydrogène possède 3 isotopes : ^1H (99,9844 %), ^2H (0,0156 %) et ^3H ou tritium, radioactif (T = 12,5 ans). L'oxygène possède également trois isotopes mais tous stables : ^{16}O (99,763 %), ^{17}O (0,0375 %) et ^{18}O (0,1995 %). Le carbone a deux isotopes stables : ^{12}C (98,89 %) et ^{13}C (1,11 %). Il possède aussi un isotope cosmogénique et radioactif, ^{14}C , provenant de la désintégration du ^{14}N dans la haute atmosphère.

La géochimie isotopique est basée sur le principe d'un fractionnement entre différents isotopes d'un même élément soumis à des changements physico-chimiques. La différence de masse entre les isotopes induit des différences d'énergie des liaisons moléculaires. Ces différences entre les isotopes induisent des fractionnements isotopiques. Le fractionnement entre deux isotopes est globalement exprimé par la variation δ (en ‰) du rapport R d'un isotope lourd (rare) d'un isotope léger (abondant) par rapport à un standard : $\delta = [(R_{\text{échantillon}}/R_{\text{standard}}) - 1] \times 10^3$. Les écarts des valeurs mesurées par rapport au standard seront le témoin de certains processus qui permettront de discuter les signatures obtenues en termes de source ou d'interaction fluides-roches.

Dans le cas de l'oxygène et de l'hydrogène, les fractionnements isotopiques, notés respectivement $\delta^{18}\text{O}$ et δD sont obtenus en comparant les rapports $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^2\text{H}/^1\text{H}$ observés, à ceux de l'eau de mer (V-SMOW : Vienna-Standard Mean Ocean Water ; IAEA : International Atomic Energy Agency,

1968). Dans le cas du carbone, on utilisera le standard d'une calcite d'origine marine (V-PDB : Vienna-Pee Dee Belemnite).

II - 3.2. Analyse des silicates ($\delta^{18}\text{O}$ de SiO_2) (Rennes, P. Boulvais)

Les cristaux de quartz analysés au laboratoire de Rennes proviennent de veines parallèles ou non à la schistosité. Environ 10 mg de quartz pur (99%) sont prélevés avec une pince sous loupe binoculaire puis broyés. Les échantillons sont placés dans un dessiccateur P_2O_5 pendant 3 à 4 jours afin d'éliminer l'eau adsorbée.

Les fours de la ligne des silicates sont stabilisés à une température d'environ 680 °C avant d'être éteints et d'y introduire les tubes d'échantillons.

Au préalable, de l'azote est introduit dans la ligne de façon à avoir une pression plus forte que celle de l'air atmosphérique, pour éviter les appels d'air lors de la remise des tubes sur la ligne, ainsi les poudres des échantillons ne sont pas aspirées dans la ligne.

Les échantillons en place, du BrF_5 est introduit dans chacun des tubes et réagit avec les poudres (attaque chimique par le BrF_5 selon la méthode de Clayton & Mayeda (1963)) à environ 680 °C. Une fois celle-ci terminée, les tubes sont refroidis pour piéger les gaz émis. L'ouverture d'un tube permet alors la détente d' O_2 dans la ligne jusqu'à sa mise en contact avec du graphite chaud dans une enceinte spécifique pour obtenir la réaction $\text{C}_{\text{graphite}} + \text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2$. La quantité de CO_2 est mesurée grâce à un manomètre de mercure et récupérée. L'analyse isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ du quartz se fait sur un spectromètre de masse triple collection VG Sira 10 de l'Université de Rennes 1. La reproductibilité analytique (estimée à partir de doublons effectués sur différents tubes de fluorination de Ni) est généralement de l'ordre de $\pm 0,1$ ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$.

Pour estimer le $\delta^{18}\text{O}$ du fluide à l'origine de la cristallisation et essayer de discriminer une source il faut considérer un fractionnement isotopique α de l'oxygène entre l'eau et le quartz à une température donnée. Celle-ci est estimée pour la formation de la veine de quartz en s'appuyant sur les équations suivantes en considérant un fluide dominé par H_2O (Zheng, 1993b)

$$1000 \ln \alpha = D (10^6/T^2) + E (10^3/T) + F$$

$$1000 \ln \alpha = \delta^{18}\text{O}_{\text{Qtz}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$$

Avec $D = 4,480$; $E = -4,77$ et $F = 1,71$ et T en kelvins

Ce calcul peut être appliqué seulement sur $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ contenant des inclusions fluides primaires.

II - 3.3. Analyses des silicates (δD) (CRPG, T. Rigaudier et C. France-Lanord)

Des parts représentatives de l'encaissant (1g environ) ont été traitées avec de l'acide afin de supprimer toute trace de carbonates, et ont été lavées avec de l'eau distillée et asséchées à 110°C pour ne pas biaiser l'analyse avec H₂O restant des lavages.

Les échantillons ont été pesés dans des petites cupules en argent puis analysés.

δD a été mesurée avec un spectromètre de masse Isoprime GV Instruments couplé en mode continu à un analyseur élémentaire EuroVector. La composition isotopique du deuterium a été mesurée au laboratoire CRPG (Nancy) par EA-IRMS. Il n'y a pas d'effet mémoire entre les échantillons. La linéarité du spectromètre de masse et la reproductibilité de l'analyse ont été contrôlées en utilisant des matériaux de référence interne CRPG. La reproductibilité analytique obtenue sur le matériau de référence utilisé est inférieure à 0,3 ‰ pour δD .

II - 3.4. Analyses des sidérites ($\delta^{13}C$) (CRPG, T. Rigaudier et C. France-Lanord)

15 à 20 mg de sidérite réagissent à 70°C avec du H₃PO₄ pendant 15 jours (Scheppard & Schwarcz, 1970). La réaction libère du CO₂. Les différents isotopes ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$) de ce gaz ont été mesurés en utilisant un spectromètre de masse VG 602D modifié au CRPG (Nancy, France) et sont corrigés à l'aide des notations conventionnelles $\delta^{18}O$ (V-SMOW) et $\delta^{13}C$ (V-PDB). Le CO₂ libéré a été mesuré avec une reproductibilité analytique de $\pm 0,1$ ‰ pour $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$.

II - 3.5. Analyses des sulfures et sulfates ($\delta^{34}S$) (CRPG, T. Rigaudier et C. France-Lanord)

$\delta^{34}S$ a été mesuré avec un spectromètre de masse Isoprime GV Instruments couplé en mode continu à un analyseur élémentaire EuroVector. La méthode suivie pour l'analyse $\delta^{34}S$ était similaire à celle développée par Giesemann *et al.* (1994). La composition isotopique du soufre a été mesurée au laboratoire CRPG (Nancy) par EA-IRMS. Le matériel de référence pour $\delta^{34}S$ est le Canyon Diablo Troilite (FeS), CDT. Il n'y a pas d'effet mémoire entre les échantillons. La linéarité du spectromètre de masse et la reproductibilité de l'analyse ont été contrôlées en utilisant des matériaux de référence interne CRPG. La reproductibilité analytique obtenue sur le matériau de référence utilisé est inférieure à 0,3 ‰ pour $\delta^{34}S$.

II - 3.6. Analyse des fluides contenus dans les inclusions ($\delta^{13}\text{C}$ et δD)

II - 3.6.1. Par écrasement (CRPG, T. Rigaudier et C. France-Lanord)

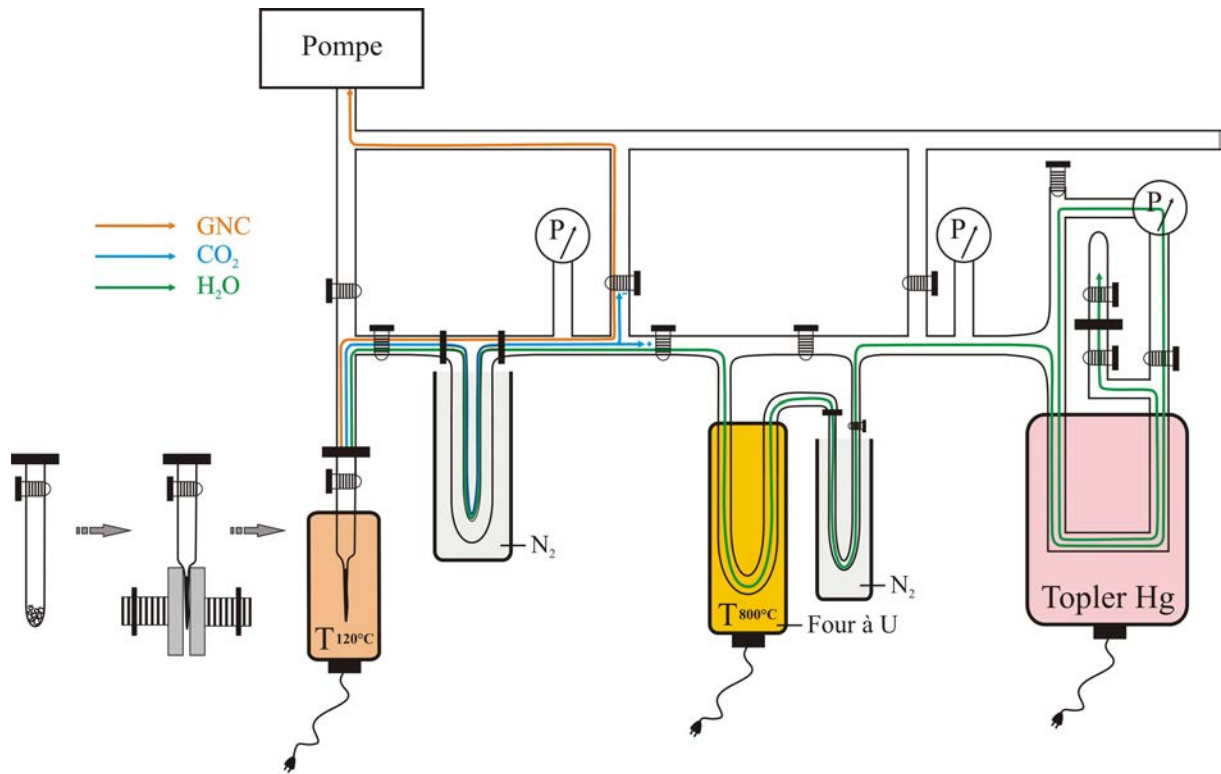


Figure 5 : Schéma de principe de la ligne d'extraction et de séparation des fluides par écrasement mécanique sous presse des inclusions fluides

Cette technique a été élaborée au début des années 1970 et améliorée depuis (France-Lanord *et al.*, 1988). Elle se subdivise en plusieurs étapes :

- Préparation des tubes en inox : (1) chauffer au bec bunsen afin de faire évaporer toutes les impuretés susceptibles d'être libérées lors de l'écrasement du tube; (2) peser quelques grammes (cette masse est fonction de la teneur en fluide du minéral hôte) de quartz (ou autres minéraux : sidérite et barytine ont également été étudiées) et les placer dans le tube; (3) vérifier qu'il n'y a pas de fuite une fois le raccord en verre avec une vanne fixée sur le tube à l'aide d'un spectromètre de masse quadripôle détecteur d'He; (4) fixer l'ensemble à la ligne d'extraction en verre pour faire le vide en chauffant le tube jusqu'à 120°C pendant 12 h afin de garantir un bon vide. Cette étape de dégazage pendant une nuit à 120°C sous vide est utile afin de libérer de l'eau adsorbée à la surface des minéraux (Dublyansky & Spötl, 2009). Des tests préliminaires menés en microthermométrie ont montré que les inclusions fluides ne décrépissent pas et ne se déforment pas, à des températures inférieures à 200°C .

- Écrasement du tube (Figure 5) en inox sous vide par une presse hydraulique. Le fluide piégé dans le quartz est ainsi libéré,

- Extraction de l'ensemble des fluides libérés dans une ligne en verre : (1) un piège à froid d'azote liquide ($-196\text{ }^{\circ}\text{C}$) permet de fixer l'eau et le CO_2 que l'on cherche à analyser sous forme solide et de rejeter tous les autres gaz non condensables (CH_4 , H_2S ,...) (Figure 5); (2) en montant la température du piège à $-90\text{ }^{\circ}\text{C}$, le CO_2 est libéré tout en gardant l'eau piégée sous forme solide; (3) ce CO_2 est piégé (si la quantité est suffisante) en bout de ligne à l'aide d'un autre piège à froid à N_2 liquide (Figure 5). Dans toute cette étude, le CO_2 n'a jamais été en quantité suffisante pour être analysé, et a donc été supprimé. (4) le volume de CO_2 (μmol) est mesuré dans une portion de verre à volume connu pour finir par être définitivement piégé dans un tube que l'on peut brancher sur le spectromètre de masse; (5) une fois le CO_2 piégé on augmente la température du piège pour libérer l'eau; (6) l'eau passe à travers un réacteur à uranium ($800\text{ }^{\circ}\text{C}$) (Figure 5) et est réduite en H_2 ; (7) à l'aide d'un topler à Hg (Figure 5), l' H_2 libéré est poussé dans le tube prévu pour les analyses au spectromètre tout en mesurant son volume,

- Le rapport de D/H de H_2 a été déterminé en utilisant un spectromètre de masse à double entrée VG Micromass 602D au CRPG (Nancy, France). La reproductibilité externe des mesures D/H a été estimée inférieure à 3‰ en normalisant les données brutes à l'échelle V-SMOW-SLAP. Deux standards d'eau du CRPG ont été analysés en même temps que chaque série d'échantillons d'eau obtenus à partir des inclusions fluides.

Afin d'éviter tout effet de mémoire sur les rapports D/H dans le réacteur à uranium, les échantillons ont été systématiquement dupliqués. Pour chaque exemplaire, les valeurs δD de la première extraction ne sont donc pas considérées si elles sont susceptibles d'être affectées par cet effet de mémoire.

II - 3.6.2. Par décrépitation (Lausanne, UNIL, L. Siebenaller)

La technique d'analyse ne diffère de celle du CRPG que par la procédure d'extraction qui consiste ici en une décrépitation thermique. La préparation des tubes est identique. Ensuite, l'échantillon est chauffé jusqu'à $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ pour permettre la décrépitation des inclusions fluides, puis à $800\text{ }^{\circ}\text{C}$ afin d'être sûr que tous les fluides sont libérés (il est possible de faire des paliers de températures afin de faire décrépiter les inclusions fluides générations après générations). Lors des analyses, les inclusions de la plupart des échantillons ont commencé à décrépiter aux alentours de $450\text{ }^{\circ}\text{C}$, avec un maximum à $570\text{ }^{\circ}\text{C}$. Le contrôle se fait par un manomètre. Le système de piégeage est identique.

Chapitre III.

III - CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET GÉOLOGIQUE

III - 1. CADRE GÉODYNAMIQUE ACTUEL DES CORDILLÈRES BÉTIQUES

III - 1.1. Position au sein de l'Arc alpin

Les Cordillères bétiques constituent la branche occidentale européenne de l'orogène alpin péri-méditerranéen (Figure 6). En Méditerranée occidentale, cet orogène alpin est formé d'un alignement presque complètement fermé qui borde les côtes européennes et nord-africaines en 3 segments. Le segment méridional est constitué par la chaîne des Maghrébides (Rif et Atlas). Un second segment passe par la Sicile et l'arc Apennin en rejoignant les Alpes au nord et enfin le troisième segment est composé depuis l'arc de Gibraltar jusqu'au Iles Baléares et correspond aux Cordillères bétiques (Figure 6).

Cet orogène est une conséquence d'un mouvement de convergence de l'Afrique vers l'Eurasie (AF-EU) consistant en une rotation de l'Afrique autour d'un pôle situé aux alentours des Canaries (Figure 7). Cela conduit à une direction de convergence récente plutôt NW-SE sur tout le domaine méditerranéen (Figure 7). La vitesse de convergence évolue d'Ouest en Est régulièrement depuis 0,3-0,4 cm.an⁻¹ jusqu'à environ 1cm.an⁻¹ (Demets *et al.*, 1990).

III - 1.2. Contexte structural et géodynamique régional

III - 1.2.1. Les structures majeures à l'échelle de l'Arc Bético-Rifain

A grande échelle, l'arc Bético-Rifain apparaît comme une chaîne relativement symétrique (Figure 10). De l'extérieur de l'arc vers la mer d'Alboran, on distingue un avant-pays principalement paléozoïque structuré pendant l'orogénèse varisque sur lequel sont charriées les

paléo-marges de l'Océan téthysien (Figure 8 et Figure 9) vers le Nord et le Nord-Ouest dans les Cordillères Bétiques et vers le Sud et Sud-Ouest dans le Rif. Les zones externes, non métamorphiques, sont recouvertes tectoniquement de nappes de flyschs. Le coeur de l'arc, formé par la frange sud des Cordillères Bétiques et l'extrême Nord du Rif ainsi que le substratum de la Mer d'Alboran, forment les zones internes, métamorphiques et intensément déformées. Ces zones internes se sont essentiellement formées à partir de la micro-plaque Méso-Méditerranéenne (Vera, 1988, 2001) ou plaque Alkapeca (Bouillin *et al.*, 1986) (Figure 8 et Figure 9) qui s'est individualisée de la plaque ibérique ainsi que de la croûte océanique téthysienne (Figure 8 et Figure 9).

La région des Cordillères Bétiques est actuellement soumise à une convergence faible, de l'ordre de 0,4-0,5cm.an⁻¹ (Nocquet & Calais, 2004). Cet état de convergence a contrôlé depuis la fin du Miocène le fonctionnement de nombreuses failles décrochantes (Figure 10) délimitant une mosaïque de petits blocs (Bell *et al.*, 1997, Booth-Rea *et al.*, 2003) ainsi que des topographies élevées dans la région.

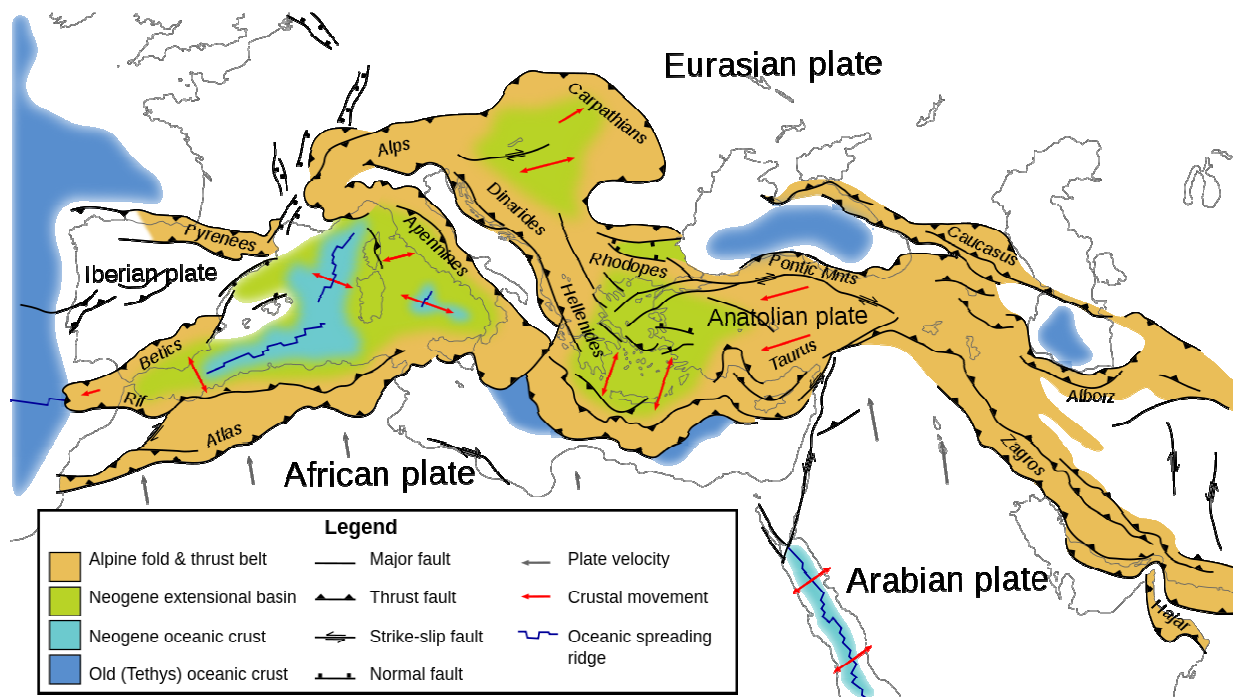


Figure 6 : Carte tectonique de l'Europe du Sud et du Moyen-Orient

D'après Moores *et al.* (1998) - structures tectoniques et différentes chaînes relatives à l'orogénèse alpine.

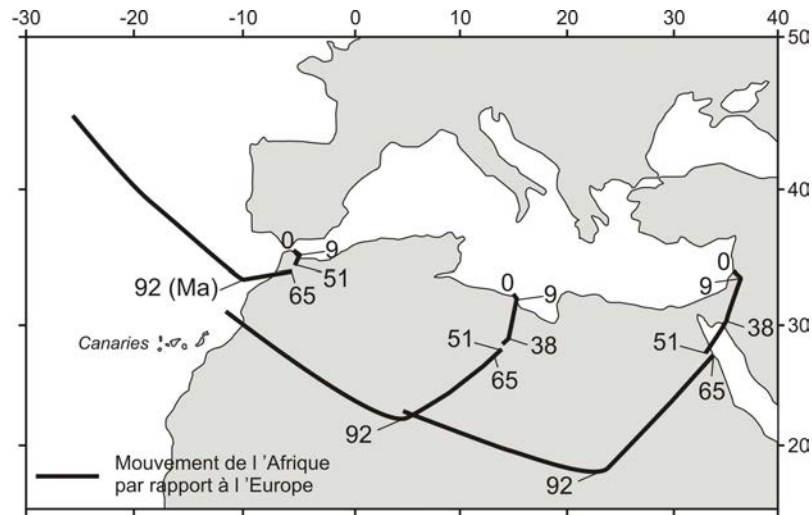


Figure 7 : Carte des mouvements de l'Afrique par rapport à l'Europe depuis plus de 92 Ma.

Carte modifié d'après Dewey et al. (1989)

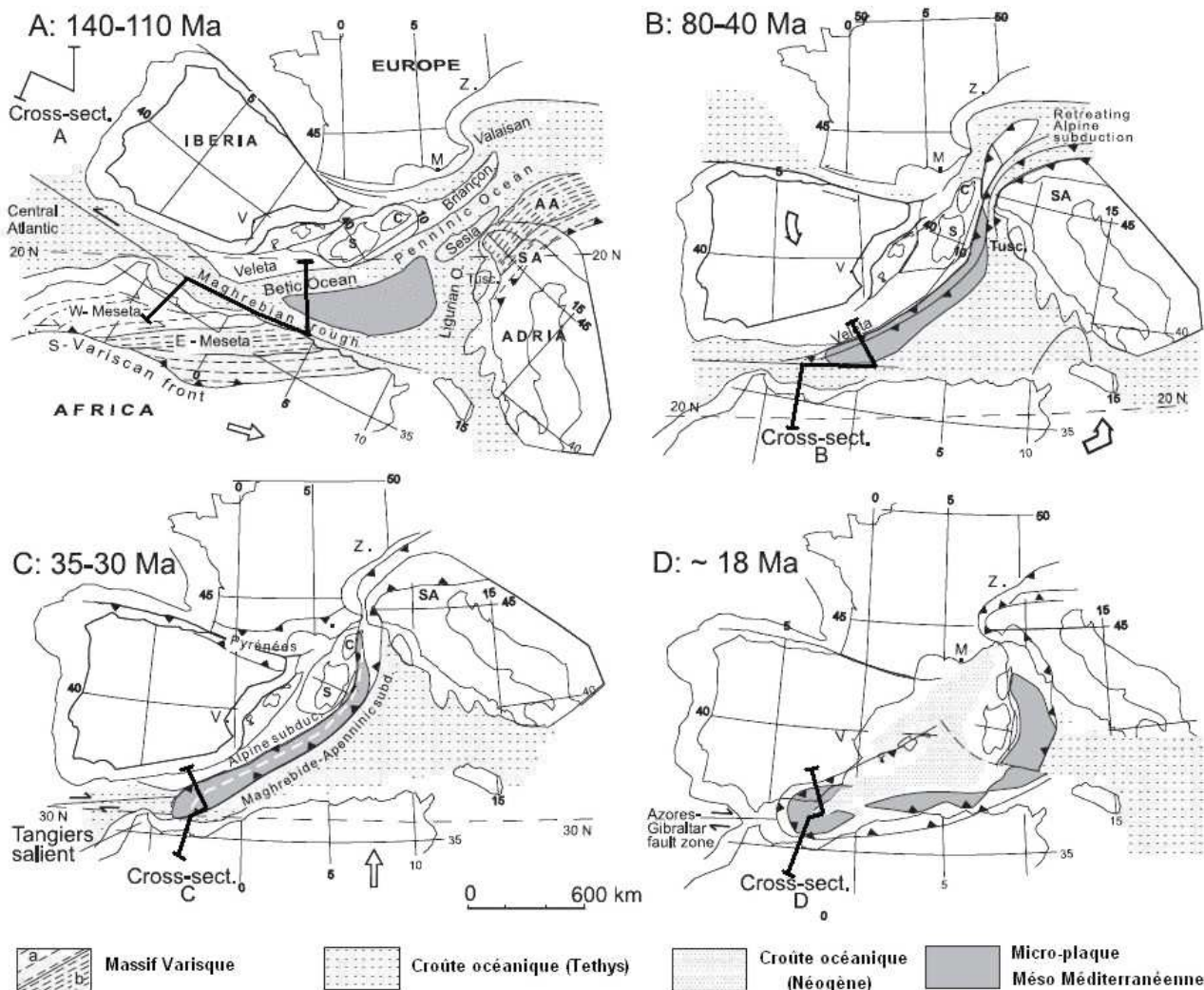


Figure 8 : Interprétation en plan de l'origine et des déplacements du terrain d'Alboran et des blocs homologues dans le domaine alpin et ouest-méditerranéen

Localisation des coupes de la Figure 9, d'après Michard et al. (2002)

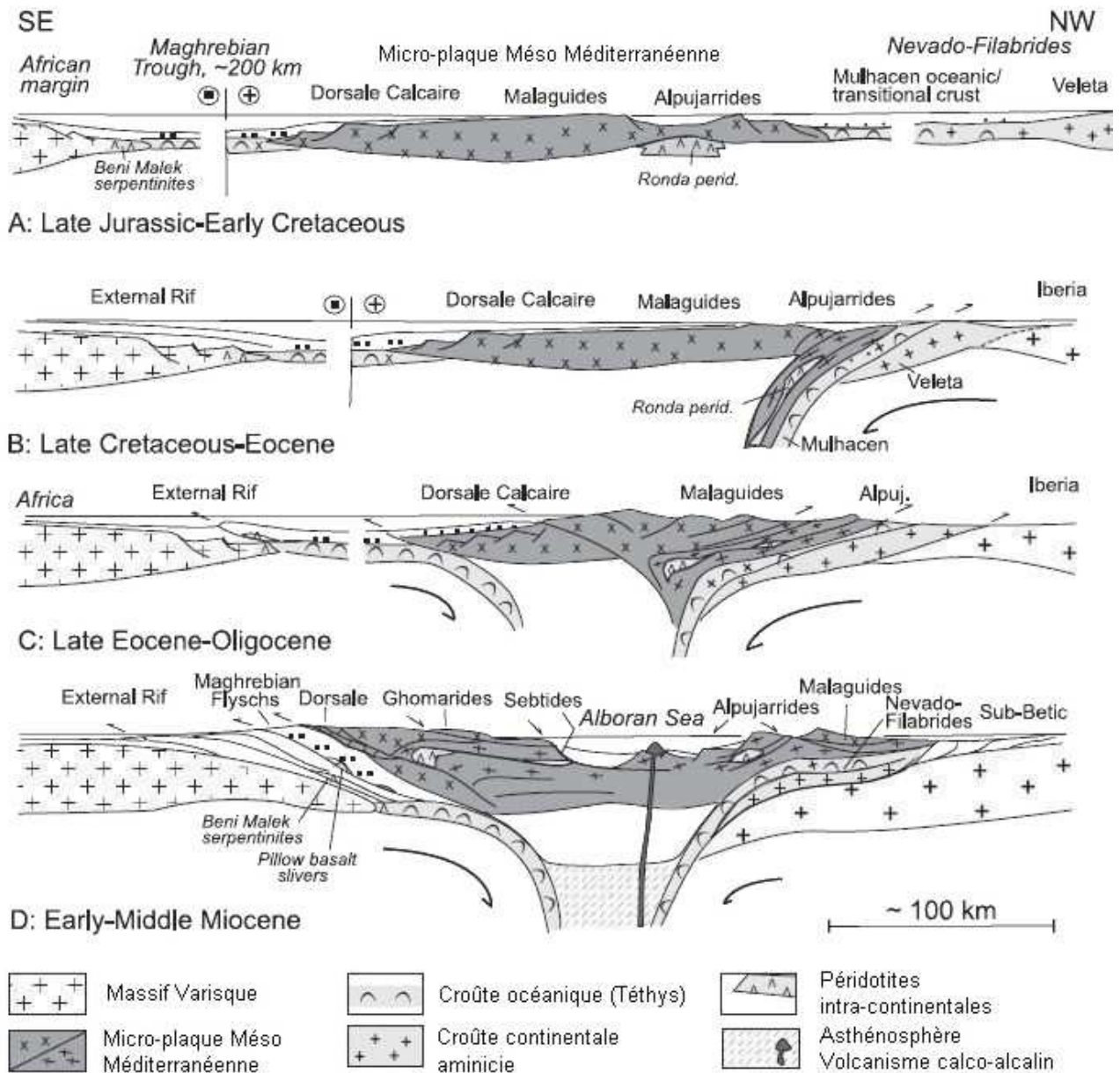


Figure 9 : L'orogénèse bético-rifaine depuis le Jurassique jusqu'au Miocène, d'après Michard *et al.* (2002)

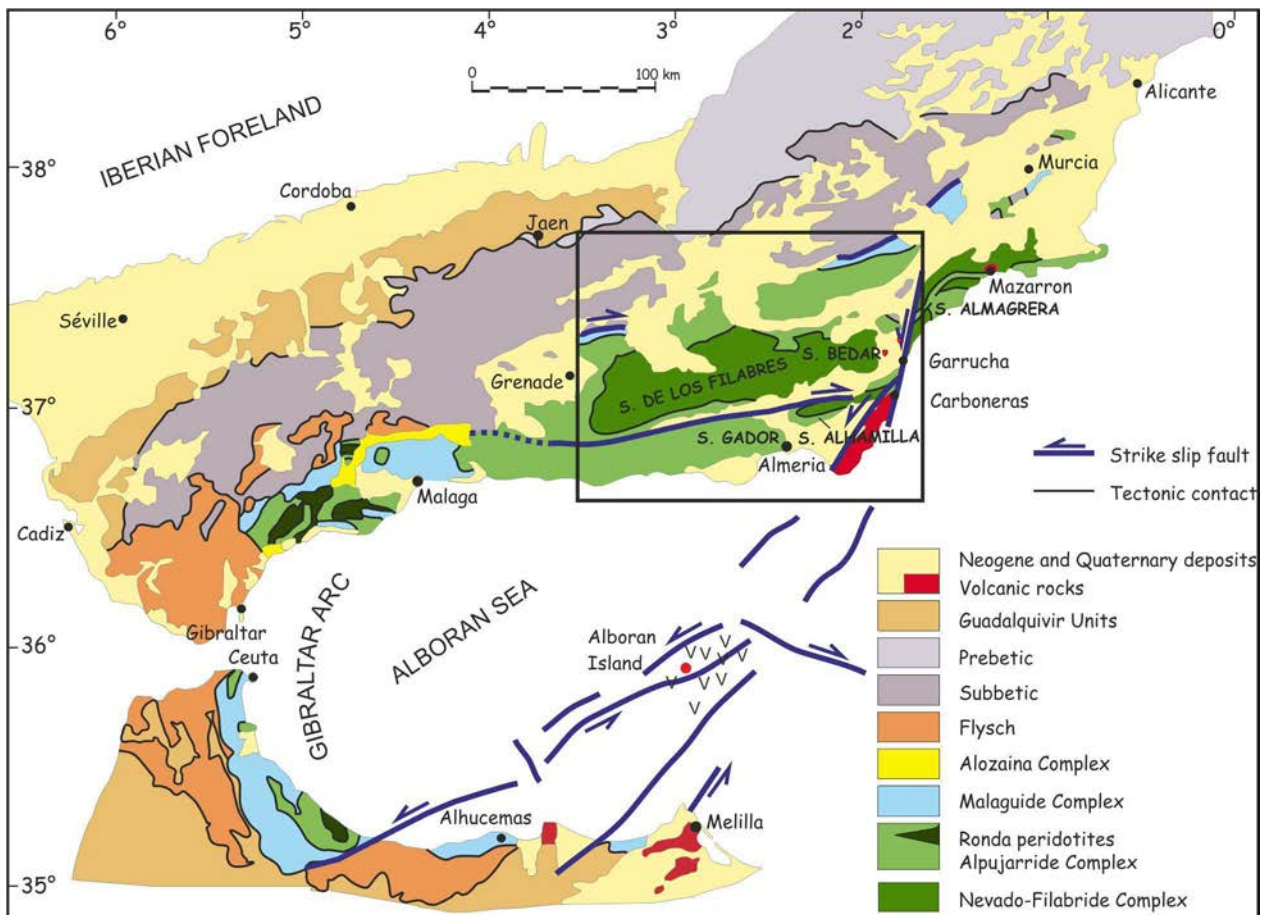


Figure 10 : Carte de l'Arc Bético-Rifain et du décrochement trans-alboran.

Modifiée d'après Sanchez-Gomez et al.(2002) et Comas et al.(1999) (encadré : Figure 16)

III - 1.2.2. Modèles géodynamiques pour la genèse du domaine d'Alboran

L'origine de la Mer d'Alboran, ceinturée par l'arc Bétiques-Rif pose des problèmes de compréhension d'ordre géométrique de part son « étroitesse » (Figure 11) (Royden, 1993, Lonergan & White, 1997, Jolivet *et al.*, 2003).

Trois principaux modèles tectoniques sont proposés pour expliquer la genèse et l'évolution du domaine d'Alboran. On distingue :

(1) le modèle proposé du mouvement vers l'Ouest d'un bloc rigide continental : la micro-plaque Méso-Méditerranéenne (Figure 12) (Andrieux *et al.*, 1971, Durand-Delga, 1980, Leblanc & Olivier, 1984, Sanz De Galdeano, 1990) qui rend bien compte des chevauchements dirigés vers l'extérieur de la chaîne (Figure 6) ainsi que des décrochements (Figure 10). Ce modèle fut ensuite déconsidéré quand l'importance de l'extension fut démontrée, tant dans la mer d'Alboran, que dans les zones émergées environnantes (García-Dueñas *et al.*, 1992, Jabaloy *et al.*, 1993, Crespo-Blanc *et al.*, 1994),

(2) le retrait de la zone de subduction (Figure 13) (Royden, 1993, Jolivet *et al.*, 2008) où les modèles ne tiennent plus vraiment compte des structures décrochantes telles que IEBZ, le corridor Alpujarran ou le Trans-Alboran (Figure 16)

(3) la perte convective de la racine ou la délamination de la racine de manteau lithosphérique (Platt *et al.*, 2006) (Figure 14). Le paradoxe de raccourcissements importants dans les zones externes et d'extension distribuée en arrière ainsi que le caractère (semi-) circulaire de l'orogène ont poussé Dewey (1988), Platt & Vissers (1989) ainsi que Doblans & Oyarzun (1989) à proposer que la mer d'Alboran et les chaînes de montagnes environnantes soient le résultat de l'effondrement gravitaire d'une lithosphère préalablement épaissie.

Depuis une vingtaine d'années, depuis le travail de Royden (1993) en particulier, les arguments penchent en faveur du retrait du slab. Des études par tomographie sismique, du manteau sous la mer d'Alboran permettent de mieux caractériser la géométrie profonde de l'arc. En réalisant des profils E/W, Gutscher *et al.* (2002), Spakman & Wortel (2004), ont imagé en 2D un slab à pendage est qui passe sous le bassin d'Alboran et atteint une profondeur de plus de 600 kilomètres. Plus récemment, Pedrera *et al.* (2011) ont imagé en 3D un slab dont la direction suivrait celle de l'arc entre N20 et N100, soit uniquement du côté nord du domaine d'Alboran.

Le problème de ce modèle est qu'il met de côté les grands décrochements N-S et E-W, le modèle pouvant être envisagé est un modèle de partitionnement de la déformation entre d'un côté la subduction et le possible retrait du slab et de l'autre côté l'existence avérée de décrochements majeurs au sein du domaine d'Alboran. Ce type de modèle existe notamment dans d'autres contextes d'arcs de subduction comme par exemple aux Caraïbes avec le réseau de failles décrochantes (exemple de la faille de Bocono) (Figure 15).

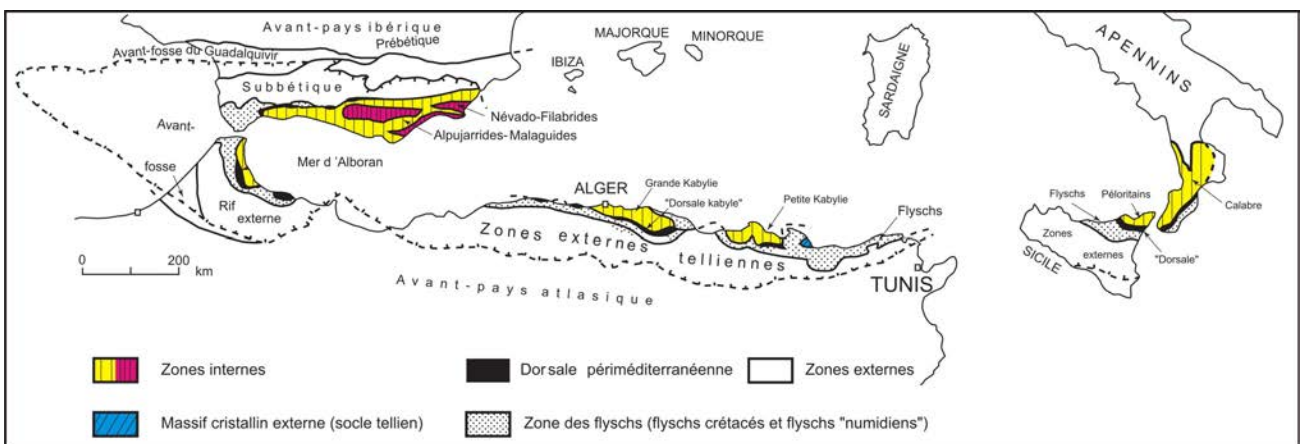


Figure 11 : Carte générale du domaine d'Alboran, des chaînes bético-rifaines et maghrébides et de l'arc calabro-péloritain.

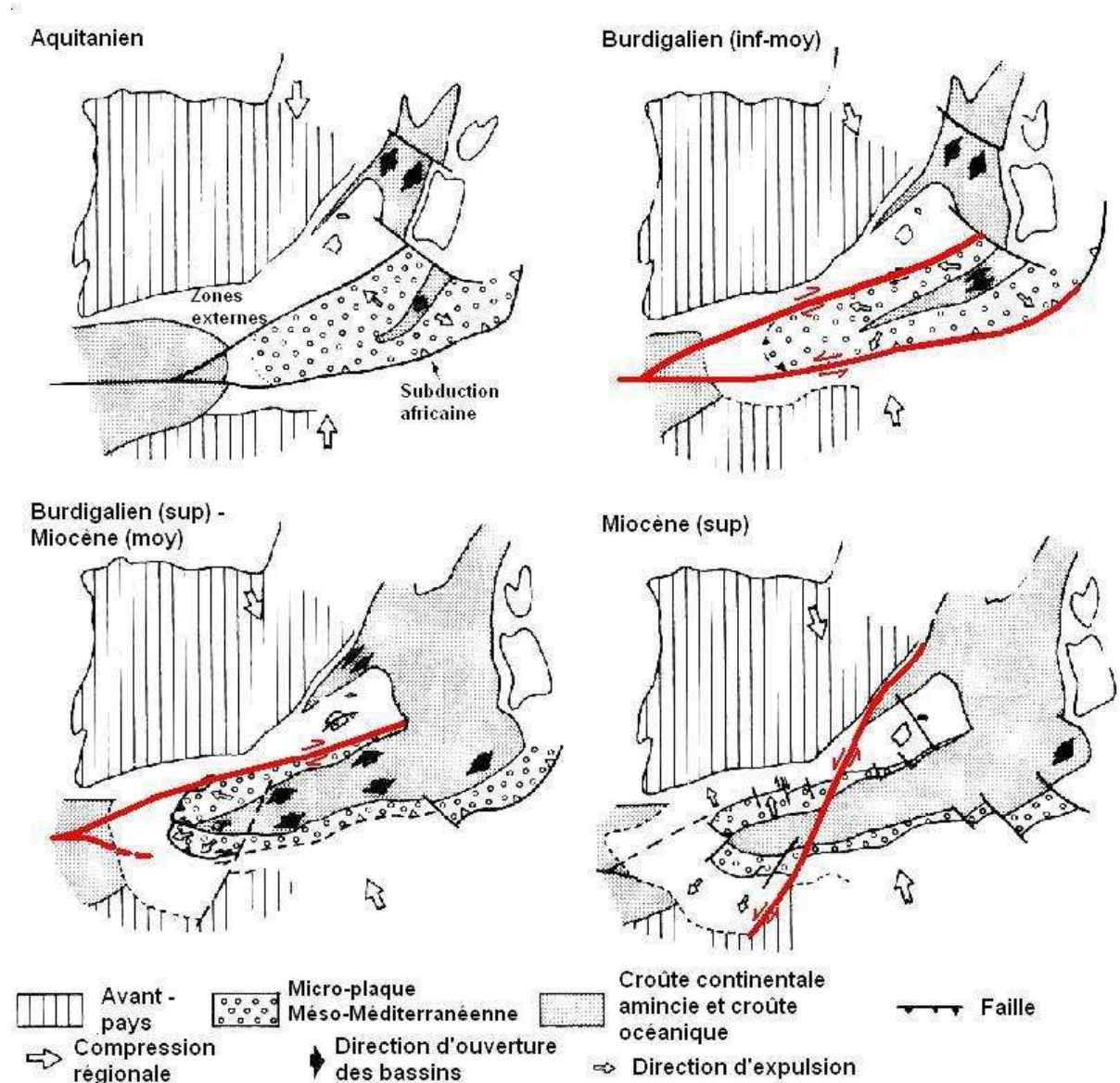


Figure 12 : Reconstruction cinématique de l'expulsion des zones internes vers l'ouest ainsi que des directions régionales et locales de compression, d'après Sanz de Galdeano (1990)

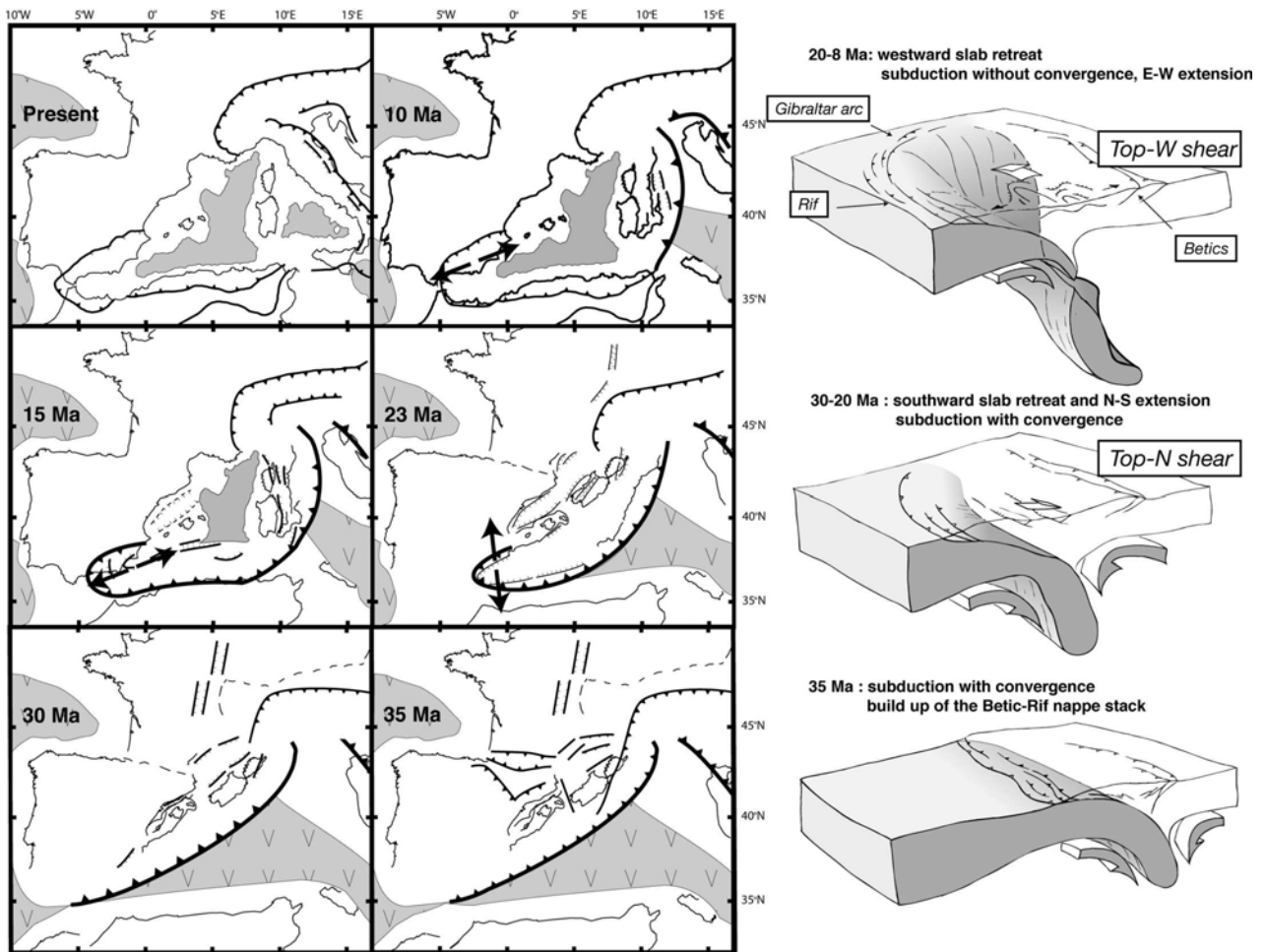


Figure 13 : Évolution tectonique de la région de la mer d'Alboran.

Reconstructions cinématiques (Lacombe & Jolivet, 2005) montrent le retrait progressif du panneau plongeant en extension N-S puis E-W quand la direction de retrait change après le déchirement du panneau lithosphérique.

Blocs 3D : changement direction de retrait d'après Jolivet et al. (2008)

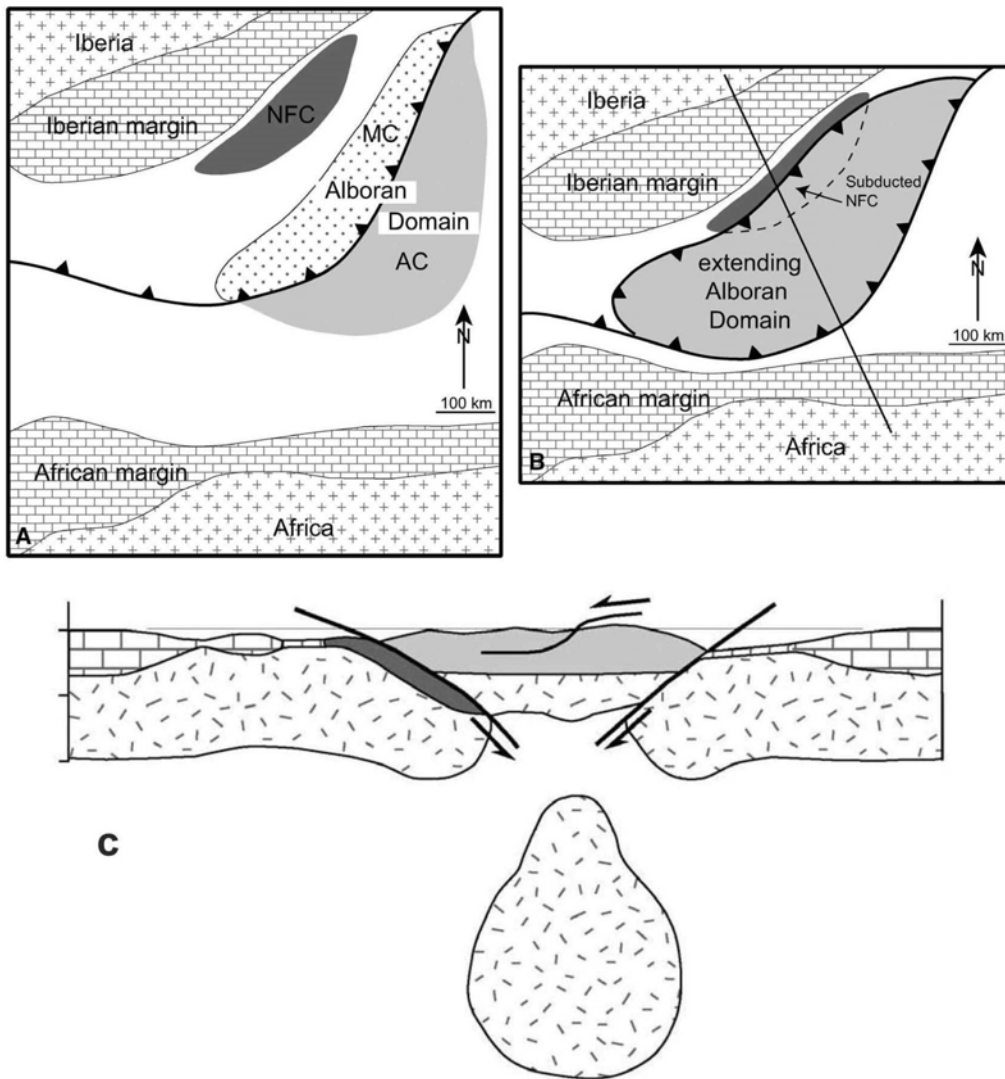


Figure 14 : Évolution tectonique du domaine d'Alboran d'après Platt *et al.* (2006).

A: Éocène. Complexe Alpujarride (AC), complexe Malaguide (MC) et complexe nevado-filábride (NFC). B: Miocène inférieur (17 Ma). Effondrement en extension top vers l'ouest du domaine d'Alboran. C: Schéma du profil lithosphérique le long de la ligne marquée en B.

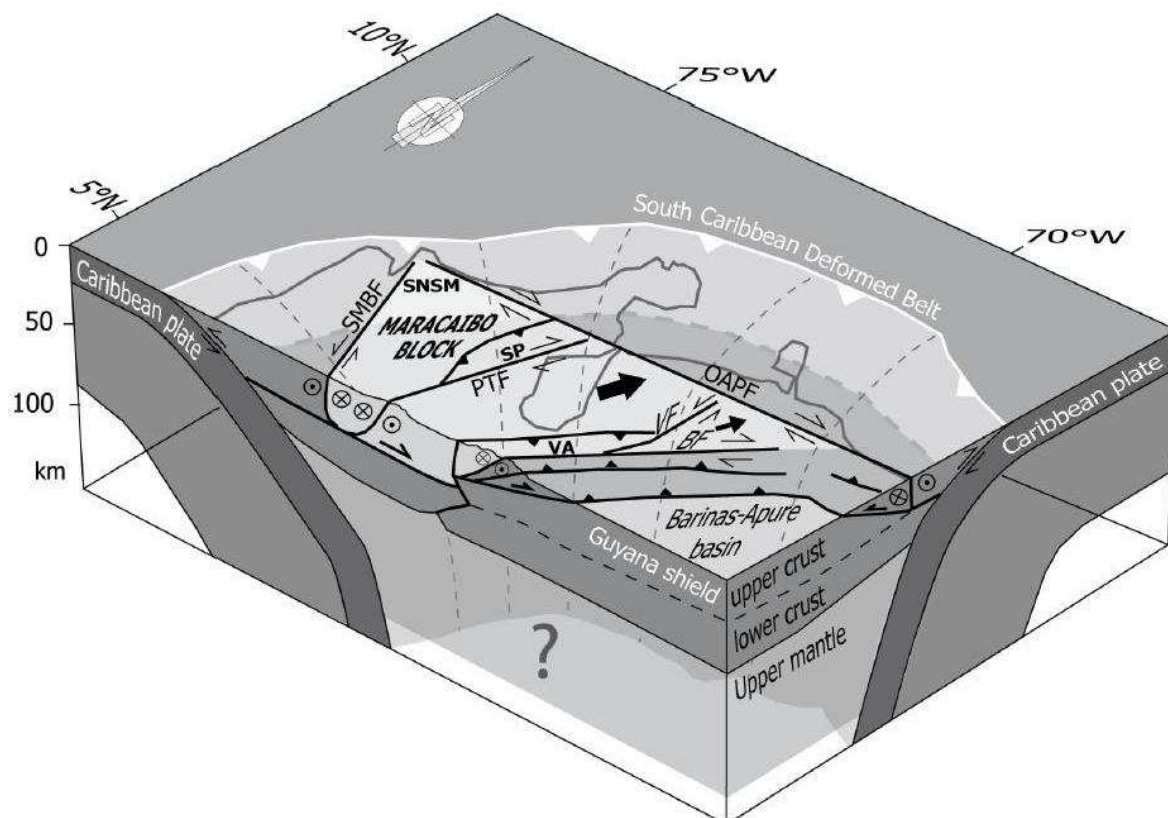


Figure 15 : Exemple de partitionnement de la déformation dans l'arc de subduction des Caraïbes. (Monod, 2009)

SNSM : Sierra Nevada de Santa Marta; VA : Venezuelan Andes; SP : Sierra de Perijá;

BF: Boconó fault; SMBF : Santa Marta-Bucaramanga fault; PTF : Perijá-Tigre fault; OAPF : Oca-Ancón- El Pilar Fault.

Noter les découplages variables en profondeur des structures décrochantes entre le système majeur de Bocono et les décrochements internes limitant des blocs de croûte supérieure.

III - 1.2.3. Principales unités structurales des Cordillères bétiques

Les Cordillères Bétiques sont classiquement divisées en deux parties, au Nord la partie externe aux roches sédimentaires d'âge triasique à miocène moyen (unité de Guadalquivir, Pré-Bétique, Sub-Bétique et les flyschs sur la Figure 10) et au Sud, la zone interne ou la zone bétique (Egeler & Simon, 1969b), constituée essentiellement de roches métamorphiques (Figure 10).

III - 1.2.3.1. La zone externe (Figure 10)

Les zones externes forment actuellement une bande d'une centaine de kilomètres de large au nord et dans l'alignement de la chaîne (WSW-ENE). Les zones externes représentent la marge continentale sud-ibérique de l'Océan Téthys et sont subdivisées sur des critères essentiellement paléogéographiques (Garcia-Hernandez *et al.*, 1980). Les contacts tectoniques de cette zone s'enracinent pour la plupart dans les évaporites triasiques, délimitant deux ensembles décollés, la zone Pré-Bétique formant le para-autochtone de la zone Sub-Bétique.

- Les flyschs

Les unités de flyschs sont composées principalement de turbidites et d'hémipélagites d'âge crétacé supérieur à miocène basal (Durand-Delga, 1980). Les nappes de flyschs sont structurellement situées sur les zones externes. Elles ont été charriées au Burdigalien-Langhien autant dans les Bétiques que dans le Rif (Crespo-Blanc & Campos, 2001).

- Le bassin de Guadalquivir

Il est situé au nord des zones externes précédemment décrites. Ce bassin est interprété comme un bassin d'avant-pays, d'architecture relativement simple. Sa partie sud est marquée par le chevauchement des zones internes (Garcia-Castellanos *et al.*, 2002) qui le recouvrent et l'incorporent en partie sous forme de petites unités (Fernandez *et al.*, 1998). L'initiation de ce bassin semble débiter au Burdigalien Supérieur. Sa subsidence se maintient jusqu'au Miocène Supérieur (De Galdeano & Vera, 1992, Fernandez *et al.*, 1998). Son équivalent au Maroc est le bassin du Rharb se développant au Sud des chevauchements du Rif.

La zone externe est séparée de la zone interne par une zone de cisaillement majeure IEBZ (Internal External Boundary Zone) (Figure 16). Cette zone est considérée comme une ancienne limite nord d'une microplaque du domaine d'Alboran (Lonergan & Mange-Rajetzky, 1994). Un jeu coulissant dextre lui a été attribué au début de l'édification du prisme orogénique. Depuis le Burdigalien moyen, la poussée des zones internes sur les zones externes donne un sens de mouvement top- vers le NW à cette zone de cisaillement (Fernandez-Fernandez *et al.*, 2004).

III - 1.2.3.2. La zone interne (Figure 16)

Ce domaine est séparé structurellement en trois complexes de nappes métamorphiques alpines avec, de la base au sommet : le complexe nevado-filábride (Brouwer, 1926, Egeler, 1963, De Jong, 1991, Martínez-Martínez *et al.*, 2002), le complexe alpujarride (Van Bemmelen, 1927) et le complexe malaguide (Blumenthal, 1927, Egeler & Simon, 1969a). Cette distinction s'est faite grâce à des critères lithologiques, métamorphiques et structuraux.

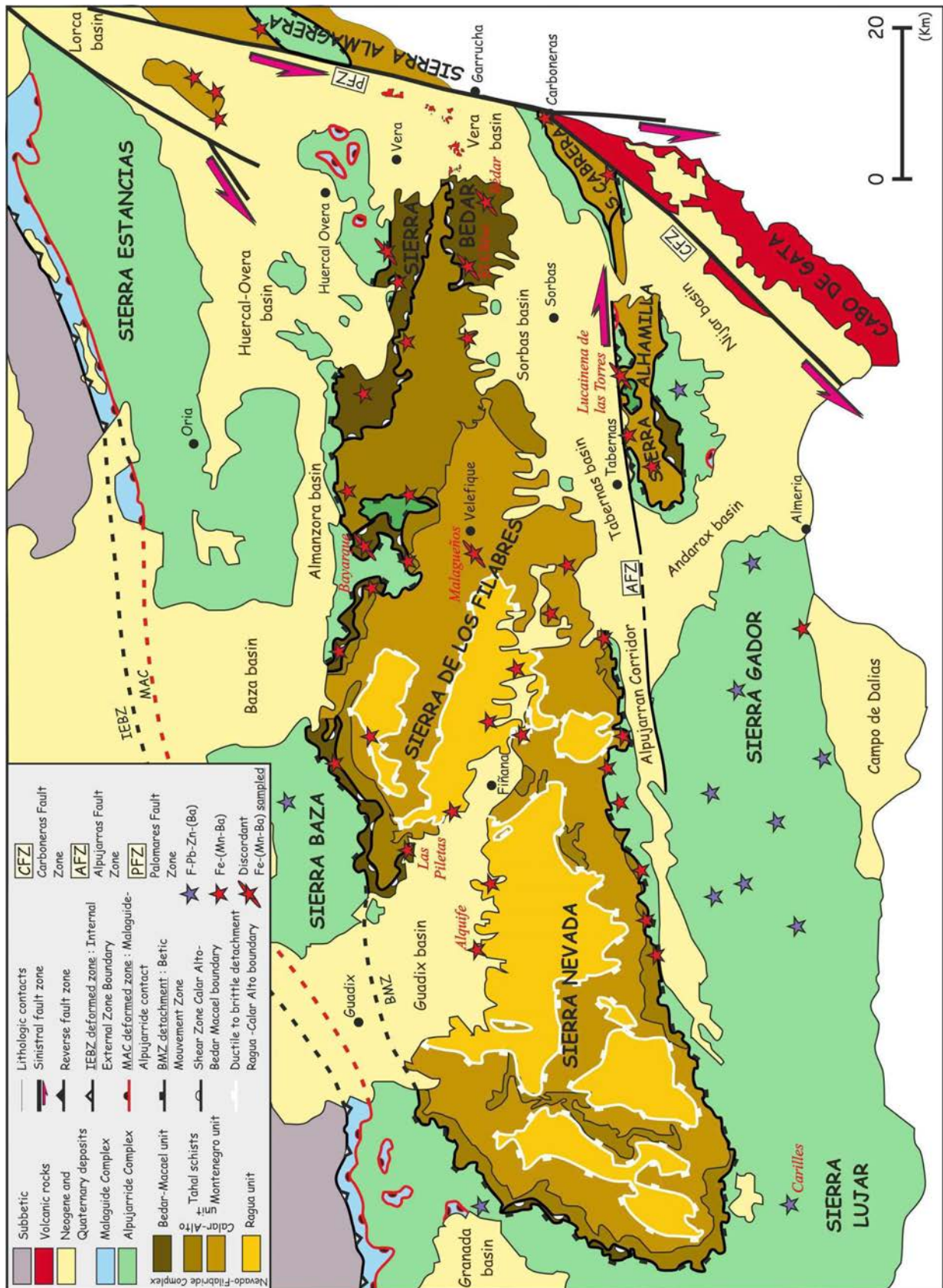


Figure 16 : Carte géologique de la zone interne orientale des Cordillères Bétiques et localisation des gisements de fer et de fluorite dans le socle métamorphique.

Modifiée d'après Augier (2004) et les travaux de Martinez-Martinez (2002) (situation géologique globale Figure 10); cartes IGME de Murcia et Almeria-Garrucha pour la localisations des gisements F-Pb-Zn-(Ba) et Fe-(Mn-Ba).

Malaguides

Cette nappe, structurellement la plus haute, est composée de sédiments paléozoïques clastiques et carbonatés ainsi que d'une couverture mésozoïque avec des séries carbonatées (Trias, Jurassique), évaporitiques (Trias) et gréseuses (Crétacé). Ce complexe présente un métamorphisme de faible degré, de type anchizonal, à la limite inférieure des schistes verts. Les datations par traces de fission sur zircon confirment qu'une grande partie du complexe Malaguide n'a jamais subi de température supérieure à 200 °C (Augier, 2004)

Alpujarrides

Van Bemmelen (1927) a nommé Alpujarrides, les nappes de charriages sur les « Bétiques de la Sierra Nevada » de Brouwer (1926) qui seront appelées plus tard le complexe nevado-filábride. La dénomination d'Alpujarride se généralise à partir d'Egeler & Simon (1969a). Cet ensemble alpujarride est le plus étendu dans la zone interne des Cordillères Bétiques. Il affleure sur une longueur de plus de 400 kms (Figure 10). Cette unité se situe structurellement entre les complexes malaguide et nevado-filábride. On distingue de la base au sommet, une formation paléozoïque de schistes graphiteux sombres et des quartzites (la base de cette formation pouvant être localement formée de gneiss migmatitique), une formation de métaconglomérats d'âge permien, une formation de schistes clairs et quartzites datés du Permo-Trias et au sommet, une série de marbres et dolomies du Trias moyen et supérieur (De Vries & Zuaan, 1967, Fontboté, 1986). Cette nappe présente un métamorphisme supérieur que la précédente, des assemblages à carpholithes dans les schistes marquent des températures et des pressions de 350 à 400°C et de 8 à 10 kbar (Booth-Rea *et al.*, 2002).

Nevado-Filábrides

Une partie de ce complexe était structurellement en position la plus inférieure dans la zone de subduction (Figure 9), elle présente donc les plus haut grades métamorphiques avec des reliques éclogitiques témoins d'un métamorphisme de haute pression (550-650°C, 18-20 kbar) (Puga *et al.*, 1991). Elle forme maintenant les hauts topographiques des Cordillères Bétiques. C'est Egeler (1963) qui introduit le terme de Nevado-Filábride. Brouwer (1926) avait préalablement établi son caractère allochtone et avait différencié un socle préalpin (« schistes cristallins de la Sierra Nevada ») d'une couverture formée par une séquence de lithologies hétérogènes métamorphisées (« Mischungszone » : zone de mélange) et entourée par des brèches carbonatées, considérées d'origine tectonique, au contact avec l'unité alpujarride. Ces critères de socle et couverture ont été utilisés par plusieurs auteurs, mais il n'y a toujours pas de subdivisions ou de nomenclatures du complexe nevado-filábride qui aient été acceptées à l'unanimité.

Diverses unités et sous-unités sont distinguées dans ce travail selon les travaux de Garcia-Dueñas & Martínez-Martínez (1988) et Martínez-Martínez *et al.* (2002) avec des épaisseurs respectives de 4000, 4500 et 600 m (Figure 16) :

- l'unité de Ragua
- l'unité Calar-Alto et ses deux sous-unités de Montenegro et des schistes de Tahal
- l'unité de Bédar-Macael.

Elles sont composées toutes les trois d'une succession stratigraphique quasiment identique, avec de bas en haut : (i) des schistes graphiteux du pré-Permien avec des passées gréseuses et quelques unes métacarbonatées, (ii) des schistes gris contenant une alternance de métapélites et de métapsammites d'âge permo-triasique, (iii) des roches métacarbonatées avec des niveaux de marbre et de dolomies du Trias. Des metabasites, des serpentinites et des leucogneiss peuvent parfois s'intercaler dans les différentes successions mais ils sont surtout présents dans l'unité Bédar-Macael.

III - 2. ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DES CORDILLÈRES BÉTIQUES

III - 2.1. L'histoire pré-alpine des Bétiques

Les Bétiques, avant d'enregistrer une histoire alpine, ont enregistré l'orogénèse hercynienne dont certains vestiges sont encore visibles sous la forme de schistes +/- graphiteux avec des passées gréseuses quartzitisées ainsi que des passées carbonatées mal datées. La fin de cette orogénèse est notamment caractérisée par un magmatisme granitique ponctuel intrudé dans les schistes. Il a été daté en U/Pb sur zircons à 314 ± 7 Ma; (Martínez-Martínez *et al.*, 2010) ou 301 ± 7 Ma (Gomez-Pugnaire *et al.*, 2004).

Après une pénéplation post-orogénique, ce socle varisque a été ensuite affecté par une succession d'épisodes tectoniques :

(1) Épisode initial de rifting continental pendant le Trias - Carixien (250-186 Ma) (Figure 17-A-B). Durant cette période, la sédimentation est typique d'une mer peu profonde (dépôts d'évaporites et carbonates néritiques) (Figure 18). Cette période est néanmoins caractérisée par une déformation extensive syn-sédimentaire importante, permettant l'accumulation de près de 1000m de sédiments (Vera, 2001).

(2) Épisode principal de rifting intracontinental. Il se déroule du Domérien au Bathonien (185-165 Ma) (Figure 17-C). Cette période individualise deux domaines paléogéographiques contrastés amenant la division de la marge continentale en deux sous-zones. On distingue alors une zone Nord, dite Pré-Bétique et une zone Sud, dite Sub-Bétique, caractérisée par des faciès plus profonds, pélagiques (Garcia-Hernandez *et al.*, 1980). Cette étape majeure du rifting téthysien est accompagnée dans les zones les plus méridionales par du volcanisme sous-marin.

(3) Rupture continentale. Elle correspond à la limite entre le Bathonien et le Callovien (165 Ma) et à la première croûte océanique téthysienne entre la plaque Ibérique et la micro-plaque Mésoméditerranéenne (Vera, 1988, 2001) (Figure 17-D) ou plaque Alkapeca (Bouillin *et al.*, 1986) individualisée. L'accrétion se termine au Berriasien supérieur (140 Ma).

(4) Épisode de marge passive. Il se déroule à partir du Valanginien jusqu'à l'Albien (140-99 Ma) (Figure 17-E). Cet épisode affecte simultanément la marge sud-ibérique et les autres marges continentales environnantes du Massif ibérique. Dans le Sub-Bétique, la partie supérieure de cet épisode (Barrémien-Albien) se reconnaît bien dans le domaine intermédiaire où il y a un maximum de développement des dépôts turbiditiques (Ruíz Ortiz, 1980).

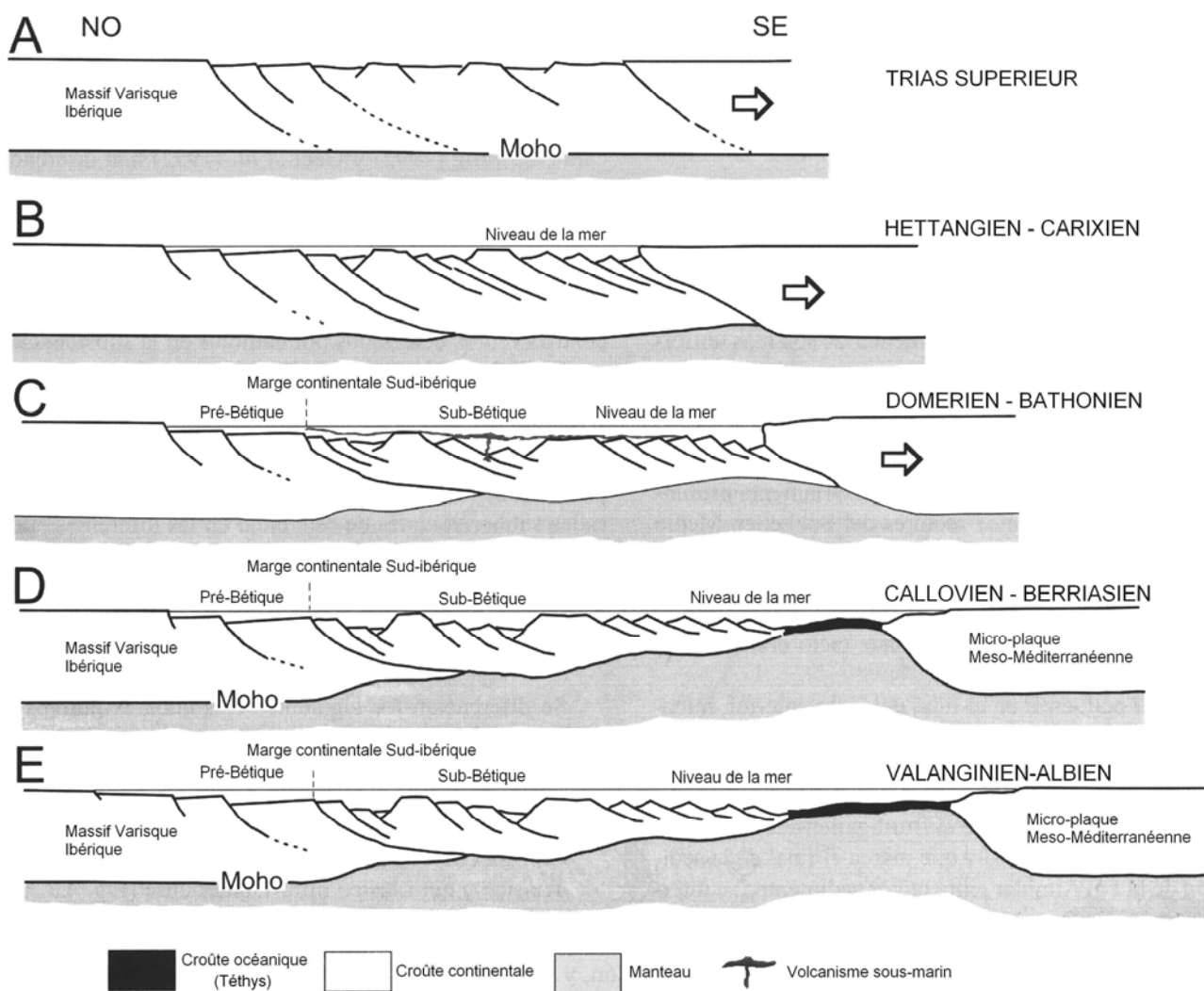


Figure 17 : Schéma de l'évolution de la marge continentale sud-ibérique depuis le début des stades distensifs jusqu'au stade pré-subduction (Vera, 2004).

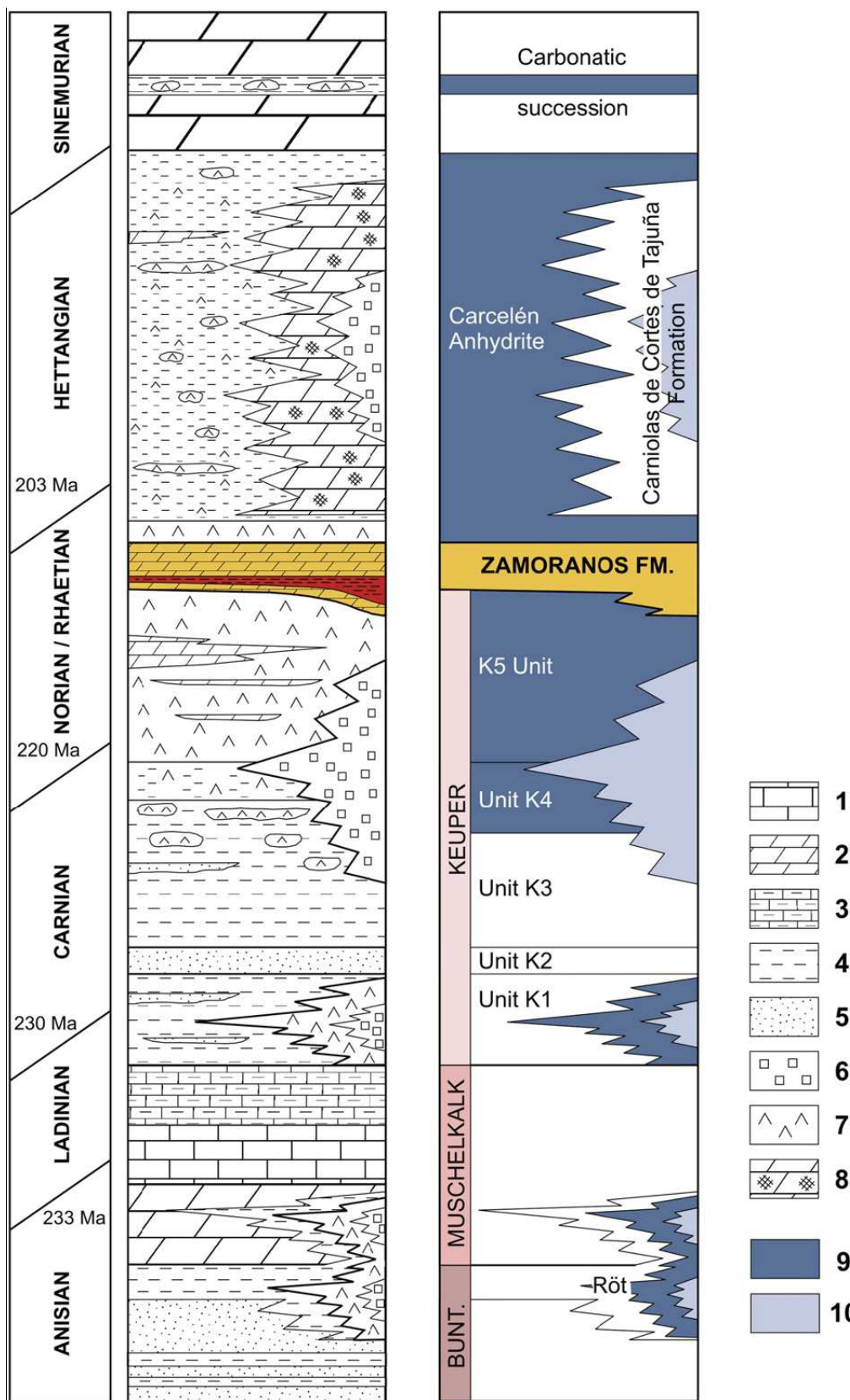


Figure 18 : Stratigraphie de la transition Trias-Jurassique dans les zones externes des Cordillères bétiques.

D'après Pérez-Lopez et al. (2012). Légende: 1: calcaire; 2: dolomite; 3: calcaire marneux et marnes; 4: lutite; 5: grès; 6: halite; 7: gypse; 8: carnirole carbonatée; 9: unité évaporitique; 10: Les dépôts de sel connue à partir de forages et associés à différentes unités d'évaporites (Ortí, 1990). Sans échelle. NB : en rouge, position des accumulations volcano-sédimentaires ferrifères

III - 2.2. L'histoire alpine des Bétiques

III - 2.2.1. Évolution de la déformation et du métamorphisme

(suite)(5) Épisode de convergence (Figure 8-B, Figure 9-B). Le passage en subduction de la marge continentale (Alpujarrides et Nevado-Filábrides) se produit vers la fin du Crétacé (Vera, 2001, Michard *et al.*, 2002). Cet épisode est caractérisé par le début de l'accrétion du complexe alpujarride sous le complexe malaguide à partir de la micro-plaque méso-méditerranéenne, un arc orogénique est en train de se créer.

(6) De l'Éocène supérieur (-34Ma) au Miocène inférieur (-20Ma) (Figure 8-C, Figure 9-C), la collision entre le domaine d'Alboran et les plaques ibérique et africaine se traduit par une propagation de la déformation chevauchante vers la zone externe de la chaîne des Bétiques et du Rif. Cela provoque l'érosion de la couverture du domaine interne ainsi que le raccourcissement et le plissement de son socle. La marge continentale continue sa progression dans la zone de subduction. De grands bassins d'avant-chaîne se développent alors dans les zones externes (ex : Guadalquivir).

Le complexe alpujarride aurait atteint un métamorphisme maximum de 350 à 400°C et de 8 à 10 kbar (Booth-Rea *et al.*, 2002) montré par des assemblages à carpholites. Ce métamorphisme correspond à un métamorphisme de plus bas gradient que celui atteint par le complexe nevado-filábride qui présente des reliques éclogitiques, témoin d'un métamorphisme de haute pression (550-650°C, 18-20 kbar) (Puga *et al.*, 1991), ce qui correspond à des profondeurs plus profondes que celles atteintes par le complexe alpujarride.

Il n'existe pas de consensus sur le moment où le pic de pression a eu lieu dans le Nevado-Filábrides, certains auteurs (Monié *et al.*, 1991) le situent au début de l'Eocène (48Ma, Ar/Ar), d'autres (Augier *et al.*, 2005a) le placent plutôt à l'Oligocène (30Ma, Ar/Ar sur phengite) et enfin à l'extrême, des auteurs comme Sanchez-Vizcaino *et al.* (2001) (15Ma, U/Pb sur zircon) attribuent le pic de pression au milieu du Miocène.

(7) Extension et amincissement crustal (Figure 8-D, Figure 9-D), formation des MCC

Cette phase d'extension accompagne l'exhumation des roches de haut grade, interprétée comme le début de l'exhumation des MCC débutant au Miocène inférieur pour certains auteurs (Martínez-Martínez & Azañón, 2002, Gomez-Pugnaire *et al.*, 2004, Platt, 2007) ou à l'Oligocène pour d'autres (Augier *et al.*, 2005a).

Les roches du complexe alpujarride sont alors exhumées le long d'un contact nommé MAC (Malaguide-Alpujarride contact) par une décompression isotherme, souvent accompagnée d'un léger refroidissement, atteignant des conditions de pression aussi basses que 3-4 kbars (Monié *et al.*, 1991). L'exhumation des Alpujarrides s'est produite via une extension régionale plus ou moins N-S entre 22 et 18 Ma (Zeck *et al.*, 1989b, 1992, Crespo-Blanc *et al.*, 1994, 1995, Platt *et al.*,

1996, Zeck *et al.*, 1998). Aux vues des divergences sur le pic de pression, le timing de l'exhumation est également incertain.

Les roches du complexe nevado-filábrides montrent un métamorphisme rétrograde de type schistes verts le long d'un contact entre l'Alpujarride et le Nevado-Filábrides. L'exhumation du complexe a eu lieu grâce à une extension régionale plus ou moins E-W (García-Dueñas *et al.*, 1992, Martínez-Martínez & Azañón, 1997, 2002). Dans certains modèles, cette extension a été interprétée comme de l'extension d'arrière-arc en relation avec le retrait du slab vers l'ouest.

La limite Alpujarride-Nevado-Filábrides, anciennement interprétée comme un chevauchement (Figure 9) (Egeler & Simon, 1969a) est maintenant décrite comme un détachement portant plusieurs noms : « Betic Movement Zone » (BMZ - Figure 16) (Platt & Vissers, 1980, Vissers *et al.*, 1995) ou détachement des Filabres (García-Dueñas & Martínez-Martínez, 1988, García-Dueñas *et al.*, 1992, Martínez-Martínez & Azañón, 1997, Martínez-Martínez *et al.*, 2002) ou encore détachement de Mecina (Aldaya *et al.*, 1984, Galindo-Zaldivar *et al.*, 1989, Jabaloy *et al.*, 1992). L'attribution d'un caractère extensif à la limite Alpujarride-Nevado-Filábride est basée sur le contact du complexe Alpujarride sur l'unité de Ragua à Fiñana (Figure 19) (García-Dueñas & Martínez-Martínez, 1988). En effet, de bas en haut, les roches en contact représentent une forte diminution de la pression et du métamorphisme. L'extension aurait complètement morcelé l'unité de Bédar-Macael (Figure 19). La zone de contact entre les deux complexes est caractérisée par la présence d'une large bande de tectonites qui présente d'abondants indicateurs de la cinématique de déformation en régime d'extension, à la fois ductile et cassant (des porphyroclastes roulés, des yeux de quartz, des ombres de pression asymétriques...). Le cisaillement sur cet accident est principalement top vers l'ouest (Figure 20) sur une grande partie de la région. Ses trajectoires divergentes traduiraient le début de l'impact du doming lors de l'exhumation du complexe nevado-filábride (Figure 20). L'initiation du doming est suppose avoir débuté dans les conditions schistes verts au milieu du Burdigalien (Augier *et al.*, 2005a, Augier *et al.*, 2005c).

Les derniers stades d'exhumation sont contraints par les traces de fission sur zircon et sur apatite avec des températures de clôture de 240-200°C et 120-100°C respectivement. Les traces de fission sur zircon montrent pour le complexe nevado-filábride des stades d'exhumation datés au Serravalien (13Ma) pour la Sierra de los Filabres à l'est et au Tortonien (9-8 Ma) pour la Sierra Nevada à l'ouest (Figure 16) (Johnson *et al.*, 1997). Les traces de fissions sur apatite révèlent la même différence entre l'Est et l'Ouest mais environ 2Ma plus tard (Johnson *et al.*, 1997).

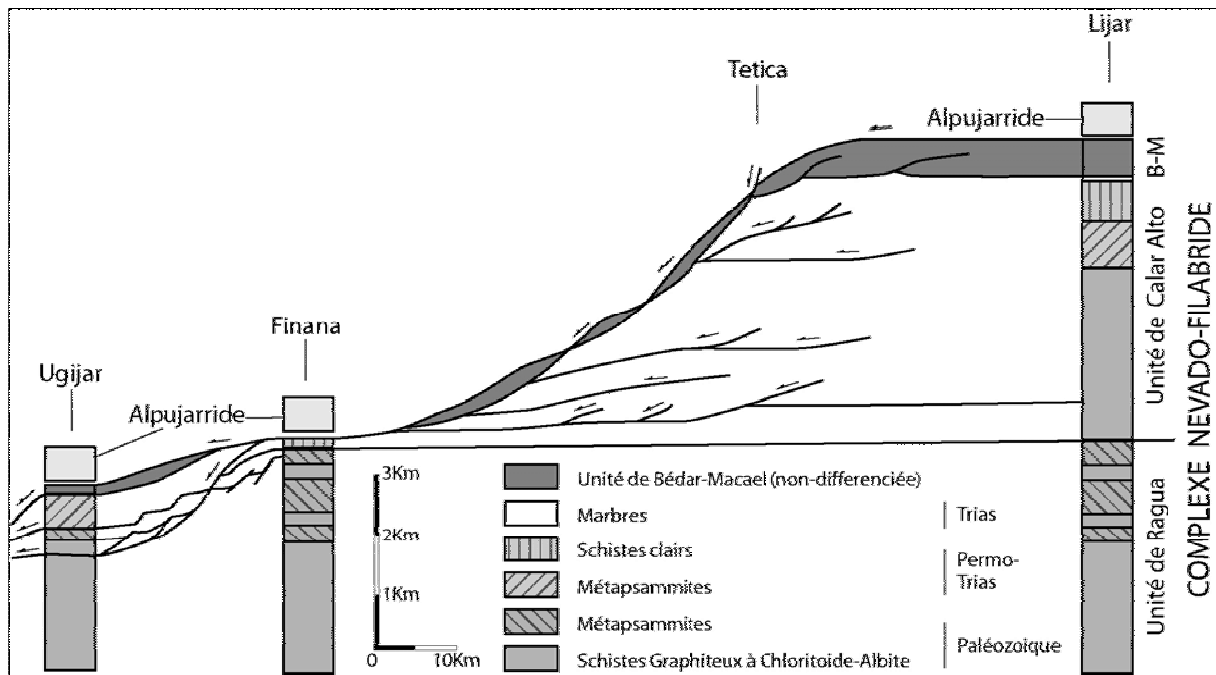


Figure 19 : Reconstitution du détachement de Los Filabres.

Colonnes tectonostratigraphiques du complexe nevado-filabride dans différentes localités sous le détachement des Filabres. On note la géométrie de la rampe du détachement (rampe Lijar-Finana) et l'amincissement des unités à l'ouest. Selon García-Dueñas et Martínez Martínez (1988) et Martínez-Martínez (2002).

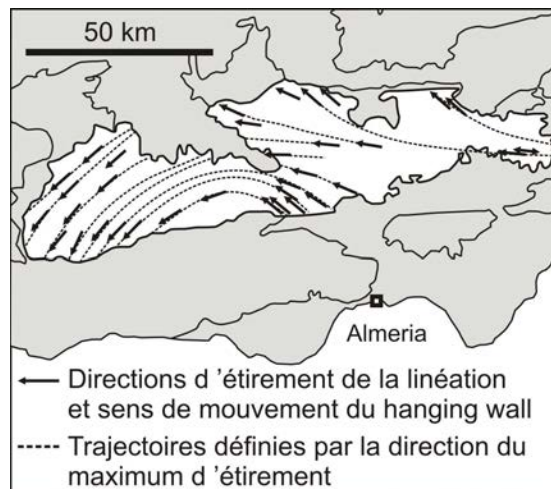


Figure 20 : Carte des sens de cisaillement ductile (Johnson *et al.*, 1997) sur la Sierra de los Filabres et Nevada.

Cette carte est basée sur le travail de Jabaloy *et al.* (1993).

III - 2.2.2. Mise en place des bassins intra-montagneux néogènes

Dans sa partie orientale, l'édifice bétique interne, formé de l'empilement de nappes de charriages apparaît morcelé et largement recouvert par des terrains sédimentaires néogènes, principalement d'âge miocène supérieur. Les témoins de sédiments d'âge miocène moyen contemporains d'une partie de la période d'exhumation ductile décrite par Augier (2004) sont rares et préservés notamment dans le bloc d'Aguilas, avec des marnes turbiditiques du Langhien inférieur (Griveaud

et al., 1990). Ils ne seront pas abordés dans cette étude puisque, malgré une première reconnaissance en 2009 s'étendant jusqu'à Mazarrón, la zone retenue pour la thèse a été restreinte à la zone Sierra Bédar, Sierra Cabrera, Sierra Almagrera. L'absence de sédiments traduit l'émergence de la zone avant le retour de la subsidence et des premiers dépôts fluviatiles d'âge tortonien inférieur notamment dans le bassin de Huerca Overa (Poisson *et al.*, 1999). Les dépôts, à partir du Tortonien, se répartissent en une succession de bassins, entre lesquels les affleurements d'unités des nappes bétiques (paléozoïques et triasiques) constituaient des seuils et des mûles émergés fragmentant ainsi les MCC à cœurs d'unités du complexe nevado-filábride.

Ce dispositif qui pourrait sembler classique en comparaison d'autres MCC comme les Basin and Ranges ou les Cyclades est traversé en fait de plusieurs couloirs de décrochements (Figure 16). Parmi ceux-ci, on en distingue particulièrement un qui semble se suivre depuis la partie orientale de la chaîne bétique jusqu'au Rif marocain (Figure 10). Cette structure suit une direction générale NNE-SSW et se retrouve fréquemment dans la littérature sous le nom d'accident trans-Alboran. Ce couloir tectonique pourrait avoir existé, dans ses grandes lignes, au moins depuis le début du Miocène supérieur comme conséquence de la convergence entre l'Afrique et l'Ibérie (Montenat *et al.*, 1987). Le rôle de ces décrochements est controversé pour la période Serravallien supérieur-Tortonien *p.p.* où le domaine interne serait soit affecté d'une compression NW-SE (Montenat & Ott D'estevou, 1990), soit affecté par un régime en extension N-S associée à la poursuite de l'exhumation des MCC (Augier, 2004). Le raccourcissement N-S vers la fin du Tortonien et au moins pendant le Messinien est plus consensuel.

De par le jeu décrochant sénestre de ce système de failles NNE-SSW à NE-SW, la variété des configurations géométriques et des comportements tectono-sédimentaires confère à ces bassins une grande diversité de contextes tectoniques, paléo-topographiques et donc paléo-hydrogéologiques. Ainsi observe-t-on le développement simultané, au Miocène supérieur, de bassins évoluant en compression ou en extension à l'intérieur de la bande de décrochement (transpression-transension) (De Larouzière *et al.*, 1987). Les systèmes transpressifs, assimilables géométriquement à des gouttières synformes (synclinaux) sont fortement subsidentes et présentent un remplissage essentiellement assuré par des écoulements gravitaires de matériaux silicoclastiques. La « compétition » entre la sédimentation et la déformation, l'une et l'autre très actives, s'exprime par une vigoureuse structuration synsédimentaire (Montenat *et al.*, 1987). Les systèmes transtensionnels délimitent, eux, des zones en effondrement.

D'autres structures décrochantes plus anciennes plutôt de direction E-W ont été envisagées pour expliquer l'évolution du prisme orogénique dès le début du Miocène au moins (Sanz De Galdeano, 1990) (Figure 12). D'une manière générale, ces jeux horizontaux accompagnent un partitionnement de la déformation depuis des zones externes de bassin flexural en raccourcissement vers des zones

internes affectées parfois de régimes décrochant ou de régimes extensifs en relation avec les modèles de délamination du manteau lithosphérique (Figure 14) ou de roll-back du slab en subduction (Figure 13). Les modèles tiennent parfois compte de l'existence de ces décrochements (Figure 12) ou bien au contraire raisonnent principalement en 2D sans en tenir compte (Figure 13 et Figure 14). La solution est sans doute plus complexe à l'image du fonctionnement d'autres zones de subductions obliques où de tels partitionnements sont fréquents (Figure 15).

Suivant ces différentes interprétations, les types de déformation crustale varient. Différents modèles peuvent être proposés quant à l'architecture des drains tectoniques potentiels dans la croûte cassante et leur branchement ou non sur des détachements en profondeur. De même, la connectivité entre la croûte ductile et la croûte cassante en termes de circulations de fluide peut varier en fonction du type de structures tectoniques et de leur développement à l'échelle de la lithosphère. Enfin, les modèles géodynamiques ont également des incidences sur le magmatisme et la participation ou non de fluides mantelliques.

III - 2.2.3. Importance de la crise de salinité messinienne pour cette étude

Il y a 5.6 Ma, la mer Méditerranée s'est transformée en une vaste étendue lagunaire. Cet événement connu sous le nom de Crise de salinité messinienne a eu un impact majeur notamment sur la paléotopographie de l'époque, mais surtout il marque le retour de dépôts évaporitiques et donc de saumures qui nous intéressent directement pour le traçage des phénomènes de circulation de fluides dans la croûte. La découverte au début des années 70, par le biais des données de sismique réflexion et des forages DSDP du Leg XIII, d'une épaisse couche d'évaporites au sein des sédiments des bassins méditerranéens profonds (Ryan *et al.*, 1973) est à l'origine du débat sur la Crise de salinité messinienne, c'est-à-dire sur l'épisode évaporitique exceptionnel qui a affecté la mer Méditerranée à la fin du Miocène (Hsü *et al.*, 1973).

On distinguera deux familles d'évaporites messiniennes, celles formées dès 5.9 Ma dans des bassins marginaux (proto-crise) et celles formées au cœur de la Méditerranée pendant la crise principale mais qui se traduisent par des incisions d'érosion sur les bordures de la Méditerranée (Figure 21). Seules les premières évaporites nous intéressent comme source potentielles de saumures, en revanche, la phase d'incision nous sert comme marqueur chronologique, notamment pour dater certains épisodes minéralisateurs (chapitre VI).

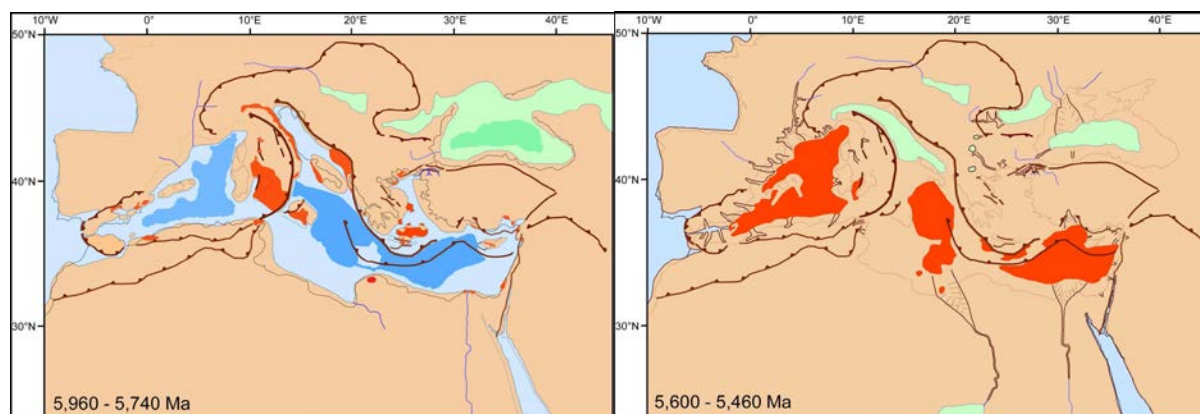


Figure 21 : Cartes paléogéographiques des 2 stades évaporitiques au Messinien

Dépôt des évaporites marginales (en rouge) (5.96-5.74 Ma), puis des évaporites profondes (5.60-5.46 ma), d'après le scénario en 2 temps de Clauzon et al. (1996), figure modifiée d'après Jolivet et al. (2006)

Des indices de halite liés aux bassins de la proto-crise messinienne ont été retrouvés en forage dans le bassin de Lorca (Figure 16). Rouchy *et al.* (1998) y décrivent de la halite et du gypse au dessus de l'unité du Tripoli datée du Messinien inférieur (Figure 22).

De la halite est également décrite par Bourillot *et al.* (2009) au sein des masses évaporitiques retrouvées dans le bassin de Sorbas dans l'unité de « Yeasares Member » (5.96-5.67 Ma) composée essentiellement à l'affleurement de grosses masses de gypse en raison notamment de la forte solubilité de la halite.

Les témoins de ce proto-épisode évaporitique ont quasiment disparus dans le bassin de Vera qui concerne directement le secteur de thèse (Figure 16). Il se signale uniquement par la présence de blocs de gypse et d'anhydrite remaniés au sein d'un olistostrome d'âge pliocène inférieur, marque de l'incision d'érosion en bordure de la Méditerranée lors de la crise majeure (Clauzon, 1980, Montenat, 1990, Fortuin *et al.*, 1995, Booth-Rea *et al.*, 2003).

L'épisode d'assèchement de la méditerranée peut être expliqué par la restriction des échanges entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranée qui s'opéraient essentiellement au travers du corridor rifain localisé au nord du Maroc. Il existait également une communication dans le sud de l'Espagne par l'intermédiaire du détroit bétique et peut-être déjà par le Détroit de Gibraltar (Krijgsman *et al.*, 1999). A partir du Miocène supérieur, la surrection de l'arc bético-rifain combinée à une baisse globale du niveau marin à la fin du Miocène (Haq *et al.*, 1987) a entraîné la fermeture progressive de ces connexions vers l'océan mondial. Pour certains auteurs dans certains bassins espagnols (Fortuna, Lorca, Guadix-Baza et Grenade) la fermeture du corridor Bétique pourrait être plus précoce, et l'émersion totale de celui-ci aurait pu intervenir bien avant le commencement de la Crise de Salinité Messinienne (vers 7.2 Ma) (Garcés *et al.*, 1998, Krijgsman *et al.*, 1999, Seidenkrantz *et al.*, 2000) mais ces âges ne sont pas unanimement reconnus.

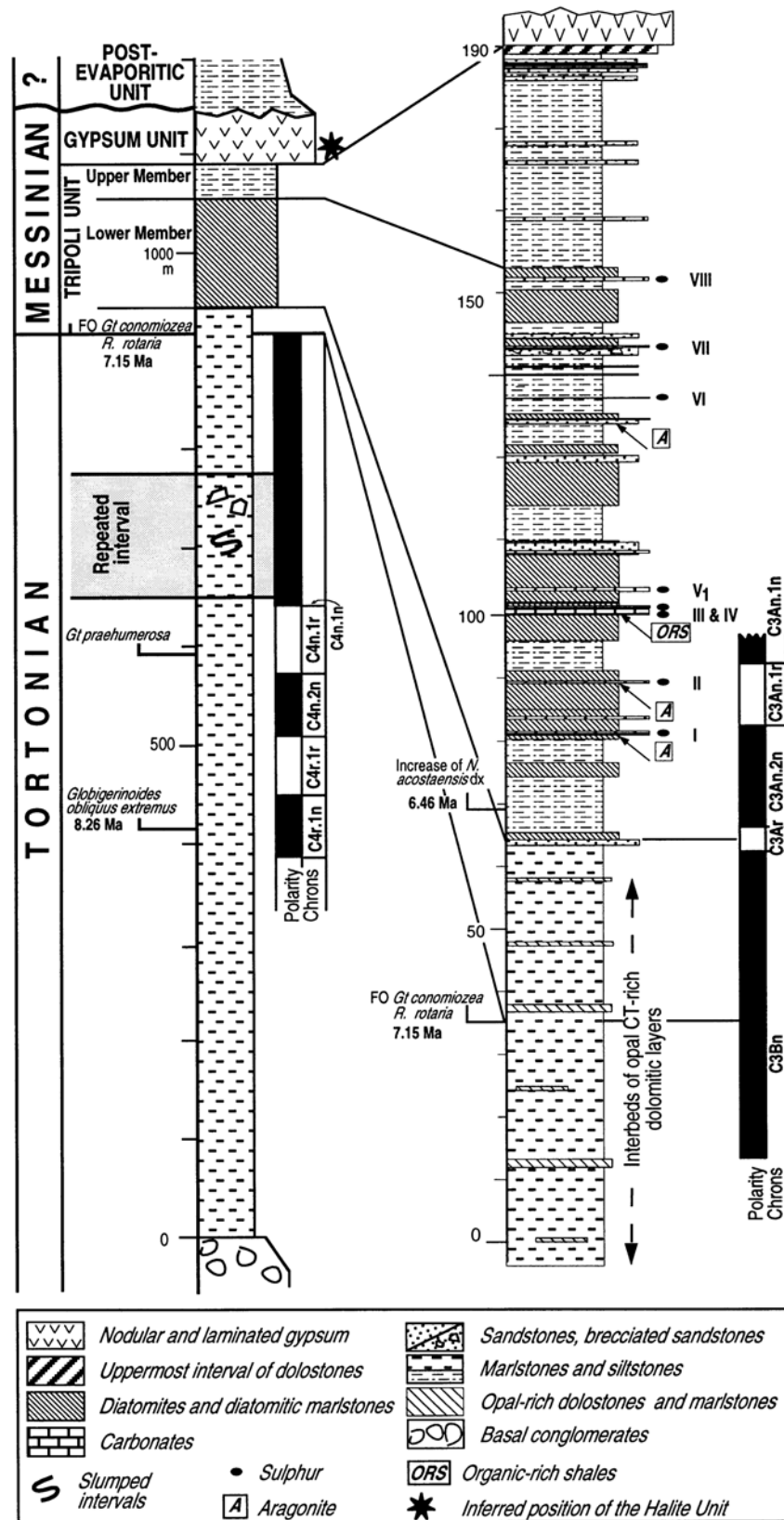


Figure 22 : Colonne lithostratigraphique dans la partie centrale du bassin de Lorca d'après Rouchy *et al.* (1998)

III - 2.2.4. Les provinces volcaniques

Plusieurs provinces volcaniques sont décrites dans les Cordillères bétiques. Le magmatisme néogène le plus ancien se situe dans la région de Malaga (Figure 10) (en dehors de notre zone

d'étude) et le plus récent dans la province de Murcia (également en dehors de notre zone d'étude). Il s'agit, pour les roches les plus anciennes, de cendres issues d'éruptions acides retrouvées dans les bassins miocène inférieur (Rivière, 1988, Hernandez *et al.*, 1997). En ce qui concerne les plus récentes, il s'agit de basaltes alcalins datés aux alentours de 2 Ma (Bellon *et al.*, 1983).

Le couloir de décrochement du Trans-Alboran (PFZ + CFZ sur Figure 16) localise des activités magmatiques et métallogéniques diversifiées. Quelques filons de leucogranites (22,7 et 20,8 Ma), dont certains à étain (Westra, 1969, Bellon *et al.*, 1983, Bolze *et al.*, 1986), ont été reconnus dans la Sierra Cabrera (Figure 16). Du magmatisme calco-alcalin est observé à partir de 12.6 Ma jusqu'à 7.5 Ma (Lopez Ruiz & Rodriguez Badiola, 1980, Benito *et al.*, 1999) puis, progressivement, la zone voit l'apparition d'un volcanisme ultra-potassique toujours localisé autour de ce système décrochant mais cette fois lié à une fusion partielle plutôt crustale (10 à 6.5 Ma) indiquant une forte anomalie thermique à faible profondeur (Bellon *et al.*, 1983). L'évolution du magmatisme se poursuit avec une fusion partielle beaucoup plus profonde (mantellique) avec l'apparition de lamproïtes (7 à 5.7 Ma) (Venturelli *et al.*, 1984). Bon nombre de manifestations épithermales associées à la métallogenèse se produisent à la fin du Miocène, affectant tout aussi bien le socle exhumé, les sédiments néogènes, que ces roches volcaniques.

III - 3. LES MINÉRALISATIONS DANS LES CORDILLÈRES BÉTIQUES

Cette thèse s'intéresse à comprendre les paléocirculations de fluides dans des portions de croûte en cours d'exhumation évoluant depuis des profondeurs caractérisées par une déformation ductile jusqu'à des profondeurs marquées par une déformation majoritairement fragile. Ces circulations de fluide ont pu traverser des pré-concentrations minérales ou bien en créer des nouvelles pendant la phase alpine. Plusieurs types de gisements sont présents dans les Cordillères bétiques et leurs modes de mise en place sont susceptibles d'interprétations variées pouvant être abordées à la lumière des analyses d'inclusions fluides et des études des gisements réalisées au cours de ce travail. Certains gisements seront abordés plus en détail dans les chapitres V et VI, mais une présentation générale est proposée ici dans ce chapitre sur le contexte géologique.

III - 3.1. Minéralisations stratiformes

De par leur disposition le plus souvent au sein d'encaissements carbonatés triasiques et globalement parallèle à la fabrique métamorphique de la roche, plusieurs gisements plutôt au sommet des Nevado-Filábrides ou bien au sein des nappes alpujarrides ont été jadis interprétés comme des paléo-minéralisations synsédimentaires à syndiagénétiques triasiques incorporées dans les piles métamorphiques alpines. On distingue ainsi deux grands types de gisements, des gisements principalement à fluorite, plomb et zinc et d'autres principalement à oxydes et carbonates de fer.

III - 3.1.1. Minéralisations à F-Pb-Zn-(Ba)

Les gisements à F-Pb-Zn-(Ba) les plus importants sont tous localisés dans le complexe alpujarride et se trouvent dans la Sierra de Gador (Jacquin, 1970, Espi, 1977, Fontboté & Amstutz, 1983), la Sierra de Lujar (Tona, 1973, Ovejero *et al.*, 1982), la Sierra de Baza (Goossens & Van Autenboer, 1964, Torres-Ruiz *et al.*, 1985), et la Sierra Alhamilla (Weppe & Jacquin, 1967) (Figure 16).

Ces gisements sont principalement encaissés dans une série d'âge triasique à dominance dolomitique (Jacquin, 1970). La minéralisation est dominée par de la fluorite souvent accompagnée par des sulfures de plomb et de zinc avec parfois de la barytine. Ces dépôts, de type stratiforme, affectent deux séries carbonatées d'âge triasique moyen à supérieur (Anisien et Ladinien/Carnien) (Martin *et al.*, 1987). Différents styles de minéralisations ont été identifiés, dont un est majoritairement dominant, caractérisé par une rythmicité entre des bandes noires, constituées de fluorite impure, et des bandes claires qui correspondent à de la fluorite pure. Cette morphologie, s'apparentant à un faciès type "franciscaine" fréquent dans les dolomies (Figure 23-a) (Jacquin, 1970) a été interprété par Fontboté et Amstutz (1983) comme un résultat de processus de recristallisation diagénétiques. Les études de la genèse des dépôts F-Pb-Zn-(Ba) dans le Sud de

l'Espagne sont a priori tous d'accord sur une origine syngénétique à diagénétique précoce (c'est-à-dire une formation à des profondeurs pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres) (Goossens & Van Autenboer, 1964, Jacquin, 1970, Tona, 1973, Espi, 1977, Ovejero *et al.*, 1982, Fontboté & Amstutz, 1983, Torres-Ruiz *et al.*, 1985, Martin *et al.*, 1987) néanmoins, ces modèles sont susceptibles d'être remis en cause (de l'aveu même d'un des auteurs, L. Fontboté, comm. Orale). De ce qui a pu être observé sur place dans la mine de Carilles (Figure 16), cette alternance de fluorite pure et impure pourrait également correspondre à des ouvertures en intrados de plis où l'une des deux fluorites se mettrait en place lors d'une recristallisation alpine (Figure 23-a). Cette hypothèse n'a pas vraiment été abordée dans la littérature pour la génération de fluorite II des auteurs mais ouvre la piste de la mobilisation des éléments lors de phases plus récentes que les processus synsédimentaires à diagénétiques. Enfin, des veines de fluorite sécantes sur la fabrique métamorphique ont été décrites par Torres-Ruiz *et al.* (1985) et observées sur le terrain dans la mine de Carilles (Figure 23-b). Ces mobilisations correspondent aux familles de fluorite III des auteurs qui voient également l'association Pb-Zn (Ba) se mettre en place lors de cet événement (Jacquin, 1970, Fontboté & Amstutz, 1983, Torres-Ruiz *et al.*, 1985).

Des inclusions fluides dans des fluorites qui contiendraient des gouttelettes jaunâtres pourraient refléter la présence d'hydrocarbures en accord avec une évolution diagénétique mais à un stade plus avancé qu'une diagenèse de début d'enfouissement (Jacquin, 1970). Des données d'inclusions fluides dans les gisements de fluorite stratiforme révèlent des saumures (23-40 mass% éq.NaCl) avec des températures d'homogénéisation élevées (90-325°C) (Espi, 1977) suggérant des remobilisations lors des phases tectoniques alpines.

Dans l'ensemble, les mécanismes d'introduction des métaux et de leur concentration dans la plate-forme carbonatée n'ont pas été suffisamment expliqués. La datation des différentes phases minéralisatrices demeure inconnue en l'absence jusque là d'utilisations de méthodes de datations absolues (Arribas & Tosdal, 1994).

Des analyses isotopiques du plomb des galènes des dépôts ont révélé une origine faiblement radiogénique (Arribas & Tosdal, 1994). Les valeurs obtenues permettent de conclure que l'origine du Pb serait à mettre en relation avec un lessivage des roches métamorphiques du socle paléozoïque par hydrothermalisme et non pas avec une source mantellique plus profonde comme dans le cas du plomb rattaché aux gisements épithermaux de la province volcanique tardi-néogène.

L'hydrothermalisme apportant le Pb-Zn dans les Alpujarrides pourrait être rattaché à un magmatisme triasique qui contribuerait éventuellement aussi à l'apport en fluor nécessaire à la formation de la fluorite associée à la galène, mais cela n'expliquerait pas les géométries sécantes sur la fabrique métamorphique alpine. Deuxième hypothèse, ce lessivage du socle correspondrait à des saumures chaudes chargées en métaux percollant dans le socle pendant l'orogénèse alpine.

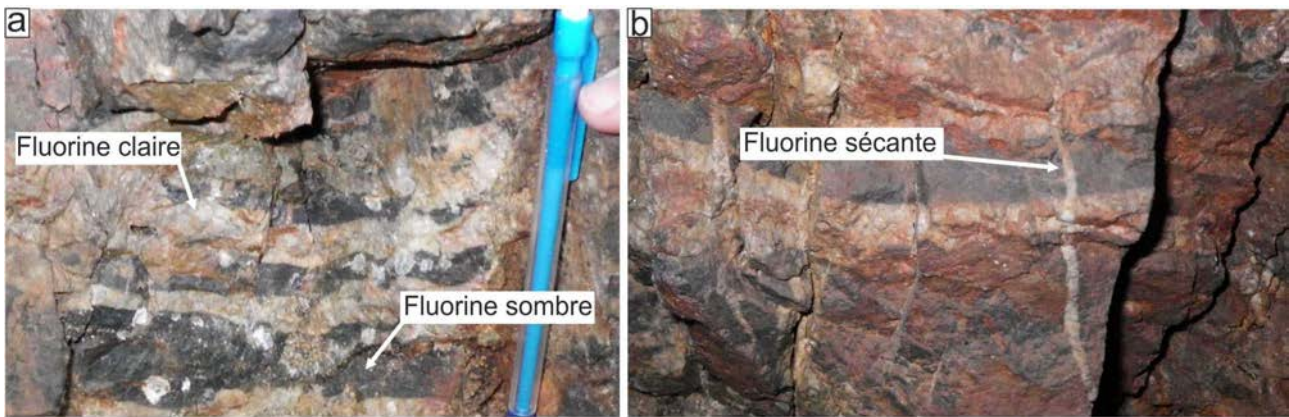


Figure 23 : Fluorite de la mine de Carilles

a) Alternance de fluorite claire et sombre. b) Fluorite en fentes recoupant la schistosité.

III - 3.1.2. Minéralisations à Fe-(Mn-Ba)

Le deuxième type de minéralisation est rencontré régionalement et notamment le long du transect nord-sud de la Sierra Bedar. On retrouve des gisements de fer dans le reste de la Sierra Nevada mais surtout dans la zone entre les complexes alpujarride et nevado-filábride (Figure 16). Ces gisements correspondent-ils à des paléo-accumulations dans des horizons sédimentaires triasiques ou bien ont-ils un rapport avec cette limite structurale alpine ?

Ces gisements sont dominés par l'abondance du fer sous forme d'oxy-hydroxydes et plus localement de carbonates de fer. Les modèles géologiques établis sur les gisements d'Alquife et de Las Piletas du sommet du complexe nevado-filábride (Figure 16) font d'abord état de la genèse et de l'évolution de gisements riche en fer concordants dans les séries à micaschistes et à marbres triasiques (Torres-Ruiz, 1983). Il est alors proposé que la minéralisation primaire triasique soit de type sidérite/dolomite (Alquife) (Torres-Ruiz, 1983). Une telle minéralisation primaire carbonatée est aussi proposée avec des ankérite/dolomite pour le gisement de Lucainena de las Torres (Gerzat, 1979) en relation avec l'environnement de dépôt. Autre piste évoquée, des modifications dues au métamorphisme d'un sédiment déjà riche en hématite spéculaire et magnétite présentes dans le gisement de Las Piletas (Torres-Ruiz, 1983). Dans les parties sub-bétique et pré-bétique du domaine externe (donc non métamorphisées) (Figure 10), des affleurements triasiques du Norien présentent des passées détritiques riches en oxydes de fer (hématite - magnétite) contemporaines d'un volcanisme basaltique (ophites notamment) (Figure 24) (Pérez-Lopez *et al.*, 2012). Cette constatation va dans le sens d'un possible enrichissement primaire en fer du sédiment avant le métamorphisme alpin, mais il est notable que les carbonates encadrant ce niveau n'y sont nullement ferrifères. Les âges proposés pour les carbonates minéralisés d'Alquife et de las Piletas sont plus anciens (Anisien-Ladinien), mais ils ne sont attribué que sous la bases d'hypothétiques similitudes avec des métacarbonates moins métamorphisés du complexe alpujarride.

Pour certains auteurs, la formation des carbonates de fer serait précoce. Sidérite, FeCO_3 et ankérite $\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg},\text{Mn})(\text{CO}_3)_2$ (Gerzat, 1979, Torres-Ruiz, 1983) requièrent des conditions physico-chimiques spécifiques comme de faibles valeurs du potentiel d'oxydoréduction (Eh). La présence de ces minéraux étant incompatible avec un environnement marin ouvert, la genèse primaire a été un temps rattachée à des environnements de bassins continentaux ou semi-marins. Une augmentation importante de la teneur en fer dans les carbonates marins est alors considérée comme un indicateur du passage de conditions marines à lagunaires (Kukal, 1971). La zonation verticale et horizontale entre les oxydes de fer, les carbonates de fer et les sulfures de fer ne pourrait avoir eu lieu que dans un milieu marin restreint où coexistaient les conditions réductrices pour former les sulfures de fer et oxydantes pour former les oxydes de fer. Le fer initial dans ce modèle aurait eu pour origine la rubéfaction du continent avec des minéralisations localisées à la transition d'une sédimentation clastique à chimique, qui aurait correspondu au début d'une phase de transgression marine (Torres-Ruiz, 1983).

Plus récemment, des analyses géochimiques (analyses des terres rares) et isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) sont venues quelque peu contrarier le modèle de gisement d'origine purement sédimentaire (Torres-Ruiz, 2006). En effet, l'auteur conclut à une participation de fluides hydrothermaux associés à la métasomatose des encaissants carbonatés en sidérite à l'origine des minéralisations en fer des gisements d'Alquife (Figure 16). Il propose aussi une cristallisation d'hématite dans des minéralisations de type SedEx pour les gisements de Las Piletas (Figure 16). La comparaison des analyses chimiques entre la minéralisation et la roche encaissante (Torres-Ruiz, 2006) suggère un apport important en éléments métalliques tels que le fer et le manganèse transportés en solution.

Ne remettant pas en cause les interprétations premières quant à l'âge triasique des minéralisations, il en déduit que ces fluides hydrothermaux sont liés à un volcanisme et à un plutonisme triasique. Point discutable dans cette interprétation, si le volcanisme pourrait être compatible avec les manifestations ophitiques retrouvées notamment dans le Norien, la métasomatose des carbonates en profondeur expliquée par un hydrothermalisme rattaché à un plutonisme granitique semble plus douteuse. Pour cet auteur, dans ses deux publications (Torres-Ruiz, 1983, 2006), il considère donc l'existence de minéralisations primaires d'hématite, magnétite et de carbonates de fer. Les transformations des carbonates de fer en hématite et oxy-hydroxydes de fer est plutôt attribuée à l'altération supergène (donc post-alpine) mais ne sont pas présentées comme des événements majeurs d'oxydation contemporains du métamorphisme.

Les analyses de détail des arguments pétrographiques avancés seront discutés ultérieurement, chapitre V, dans le cadre de l'analyse critique des gisements de fer dits stratiformes de Bédar mais aussi plus sporadiquement en comparaison d'autres gisements de fer de la région.

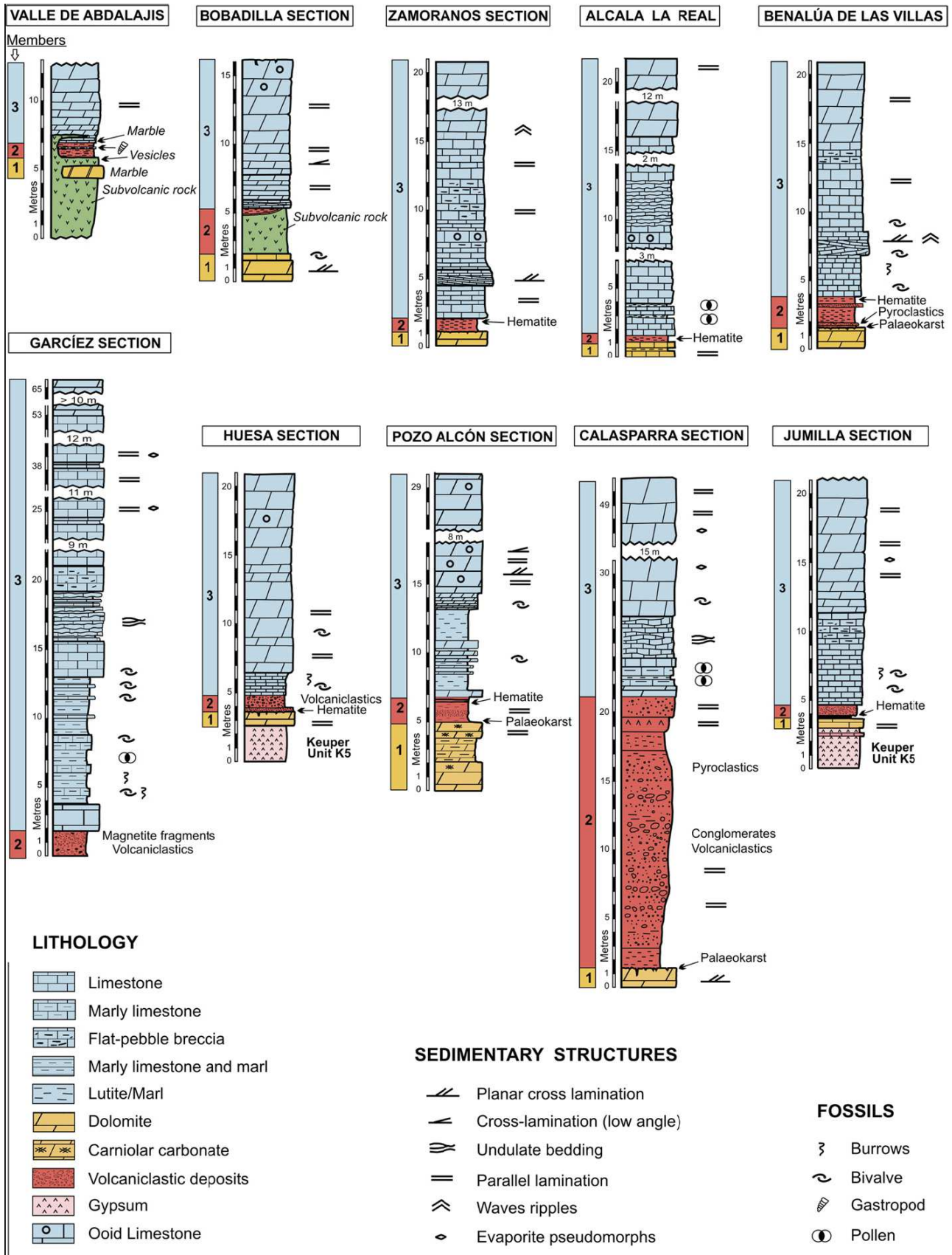


Figure 24 : Position des niveaux volcano-sédimentaires ferrugineux du Norien des zones externes.

Stratigraphie, lithologie et structures sédimentaires de la formation Zamoranos dans les pré-bétique et sub-bétique d'après Pérez-Lopez et al.(2012).

III - 3.2. Minéralisations liées au volcanisme et à la déformation fissurale

Des gisements bordent toute la partie est des Cordillères bétiques depuis Carthagène (au nord d'Alicante, en dehors de la Figure 10) en passant par Mazarron jusqu'à Carboneras (Figure 25) en affectant à la fois le socle et la couverture (volcano)sédimentaire (Bolze *et al.*, 1997).

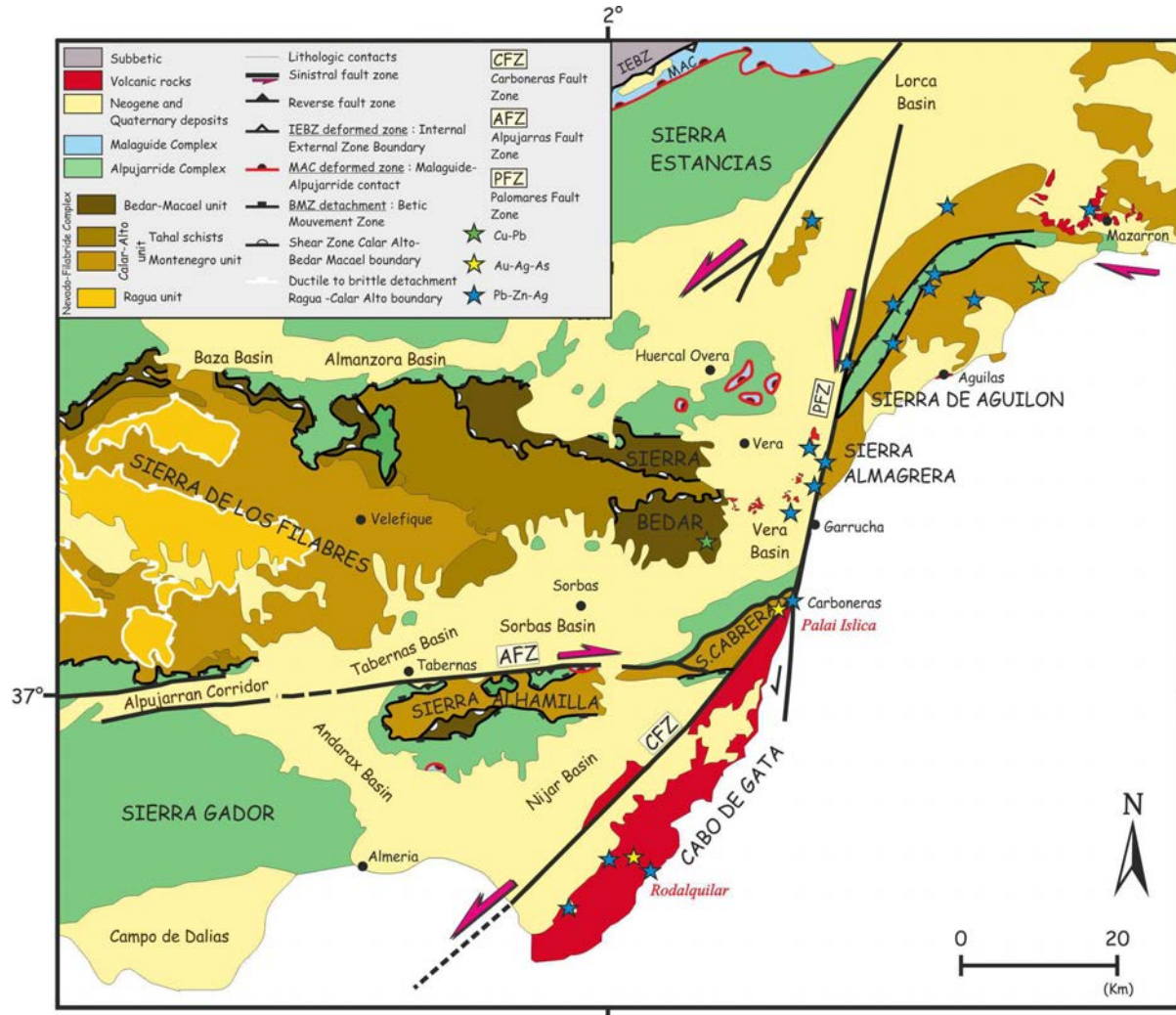


Figure 25 : Carte géologique et métallogénique de la zone interne orientale des Cordillères Bétiques.

Modifiée d'après Augier (2004) et les travaux de Martinez-Martinez (2002) ainsi que les cartes IGME de Murcia, Almeria-Garrucha et les travaux de Bolze *et al.* (1997) pour la localisation des gisements liés au volcanisme et à la déformation fissurale.

III - 3.2.1. Gisements épithermaux

L'un des gisements épithermaux les plus mondialement connus est associé à l'accident Trans-Alboran, il s'agit du gisement Pb-Zn-(Ag-Cu-Au) de Rodalquilar. Il fait partie de la province volcanique Cabo de Gata - Carboneras (Figure 25) composée en majorité de volcanites calco-alcalines (Lopez Ruiz & Rodriguez Badiola, 1980). Ces roches affleurent également sous la mer d'Alboran (Comas *et al.*, 1999). Les systèmes hydrothermaux associés au volcanisme, contrôlés par des systèmes de failles et fractures permettent une forte altération des volcanites et la concentration

de métaux précieux et de base. Les dépôts aurifères sont concentrés dans les roches calco-alcalines. Le minerai d'or de plus haute qualité est retrouvé dans des brèches hydrothermales silicifiées et dans des calcédoines rubanées noires (pyrite) qui remplissent des espaces ouverts et les fractures dans les roches volcaniques précédemment altérées en assemblage argileux (Arribas *et al.*, 1995).

L'autre gisement appartenant à la même province volcanique est le gisement Au-Cu-Te de Palai-Islica (Morales Ruano *et al.*, 2000, Carrillo-Rosúa & Morales Ruano, 2003). Ce gisement est situé à environ 3 km de la ville de Carboneras (Figure 25). Il est délimité à l'ouest par la faille de Carboneras (Keller *et al.*, 1995), le mettant en contact avec les roches du socle de la Sierra Cabrera. Les volcanites du gisement (datées à 10 Ma selon Bellon *et al.* (1983)) sont affectées par une importante altération hydrothermale. Ces gisements ont été décrits par Morales Ruano *et al.* (2000) et Carrillo-Rosúa & Morales Ruano (2003) comme des gisements hydrothermaux de type « high to intermediate sulfidation ».

Les minerais hydrothermaux Pb-Zn-Fe-Cu-(Hg-Ag) à Mazarrón (Figure 25) forment un stockwerk, principalement au sein de roches volcaniques K-calco-alcaline et shoshonitiques fortement altérées ainsi qu'au sein de roches subvolcaniques. Les dépôts sont hébergés localement par des micaschistes paléozoïques et des carbonates des complexes alpujarrides et nevado-filábrides (Bellon *et al.*, 1983, Morales Ruano, 1994).

III - 3.2.2. Minéralisations fissurales, hydrothermalisme

Ces minéralisations se présentent sous forme d'un réseau complexe de filons, fissures, remplacements qui reflètent la diversité de minéralisations, de style structural, et de lithologie des encaissants. Les principaux gisements se trouvent à Carthagène, dans la Sierra Almagrera, et la Sierra de Aguilon (Figure 25), le long d'une bande étroite parallèle à la côte méditerranéenne.

Vers Carthagène, le socle métamorphique (Nevado-Filábrides et Alpujarrides) possède une minéralisation polymétallique Pb-Zn-Fe-Cu-(Al) ainsi qu'une altération hydrothermale associée. L'origine des éléments métalliques de Carthagène a été interprétée par plusieurs auteurs, comme étant liés au magmatisme tertiaire (Graeser & Friedrich, 1970, Oen *et al.*, 1975, Arribas *et al.*, 1983). Depuis plusieurs années cette interprétation est remise en cause, les remobilisations métallogéniques plaident pour la participation de concentrations préexistantes d'éléments économiques dans le socle d'âge Paléozoïque et/ou Triasique (Pavilion, 1969, Allabert, 1973, Ovejero *et al.*, 1982).

Concernant la zone de thèse, les dépôts dans les districts de la Sierra Almagrera et la Sierra de Aguilon (ou localement Sierra Almenara suivant les auteurs) sont globalement dans la zone de faille de Palomares (Figure 25). Il s'agit principalement de veines riches en galène, exploitées pour l'Ag dans des schistes et quartzites paléozoïques et parfois dans des métacarbonates. Les veines les plus

importantes sont celles des mines développées autour du ravin de Jaroso où elles ont pu atteindre plusieurs mètres de large. Elles contiennent un assemblage de galène argentifère, sphalérite, pyrite, chalcopryrite, marcasite, Pb-Sb-Cu et Pb-Bi-Ag sulfosels, quartz, barytine, hématite et sidérite (Martinez Frias *et al.*, 1989, Morales Ruano *et al.*, 1993). L'oxydation supergène aurait entraîné la présence d'argent natif et une grande variété de minéraux secondaires, y compris la jarosite (localité type pour ce minéral) (Lopez-Aguayo & Arana, 1987). La relation avec les magmas tertiaires n'est pas évidente dans de nombreux gisements de cette région, notamment ceux à la Sierra de Aguilon.

III - 4. GÉOLOGIE DE LA ZONE D'ÉTUDE

III - 4.1. Les unités métamorphiques de la Sierra Bédar

L'essentiel de la pile métamorphique de la Sierra Bédar est composé de schistes et carbonates d'âge paléozoïque ou triasique (Figure 26-b) mais elle contient également des lithologies particulières moins répandues dans le reste des Sierra Nevada et de Los Filabres (Figure 16).

III - 4.1.1. L'unité de Calar Alto

L'unité de Calar-Alto est l'unité intermédiaire du complexe nevado-filábride. Elle est séparée de l'unité de Bédar-Macael par la "shear-zone" d'El Marchal (Martínez-Martínez *et al.*, 2002), interprétée comme un chevauchement (García Monzon & Kampschuur, 1973) ou parfois comme un détachement (Augier, 2004). Sur le terrain s'observent essentiellement des schistes noirs pré-permiens et des schistes permo-triasiques montrant une schistosité de crénulation (Figure 2) ainsi que des passées de métacarbonates et des quartzites (García-Dueñas & Martínez-Martínez, 1988, Martínez-Martínez *et al.*, 2002).

III - 4.1.2. L'unité de Bédar Macael

L'unité de Bédar-Macael est lithologiquement beaucoup plus diversifiée car elle incorpore un paléo-contact tectonique majeur révélateur d'une paléo-suture. On y retrouve :

- des leucogneiss dont le protolithe magmatique a été daté en U/Pb sur zircons à 314 ± 7 Ma; (Martínez-Martínez *et al.*, 2010) ou 301 ± 7 Ma (Gomez-Pugnaire *et al.*, 2004). Ce magmatisme de la fin du Carbonifère est attribué au tardi-hercynien. Ce leucogranite a intrudé des roches paléozoïques plus anciennes majoritairement schisteuses (Figure 26-b).

- des métacarbonates supposés du Trias (García-Dueñas & Martínez-Martínez, 1988, Martínez-Martínez *et al.*, 2002) constituant notamment les hauts topographiques de la Sierra Bédar (Figure 26-b). Ils peuvent être subdivisés en deux paquets, les métacarbonates à dominante calcitique puis les seconds à dominante dolomitique pour lesquels une attribution stratigraphique liasique ne serait pas à exclure (Comm. orale G. Léal). On retrouve néanmoins d'autres métacarbonates dans cette zone en alternance avec des schistes et qui pourraient être plus anciens et appartenir au socle paléozoïque tout comme les métacarbonates rencontrés sporadiquement dans l'unité de Calar Alto. Des métacarbonates impliqués dans une zone de cisaillement sous faciès schistes verts avec d'abondants niveaux de schistes chloriteux affectés de plis en fourreau (García-Dueñas & Martínez-Martínez, 1988, Martínez-Martínez *et al.*, 2002) peuvent être structurellement déconnectés des masses métacarbonatées supérieures. Ils sont liés à des gisements de fer (Figure 26-b) et pourraient être tout aussi bien d'âge paléozoïque. La pile supérieure, en revanche, reflète, de par son épaisseur,

l'existence d'une ancienne plate-forme carbonatée bien davantage compatible avec la paléogéographie du début du Mésozoïque. Ces plateaux morphologiques du haut de la Sierra sont déchiquetés par des décollements gravitaires plus ou moins importants, isolants des radeaux distribués sur les pentes du secteur au gré de l'érosion et de la dimension parfois très importante de ces unités déplacées (chapitre IV - 5, page 152)

- des roches basiques de type métabasites et serpentinites datées du Jurassique moyen par la méthode Rb/Sr (Hebeda *et al.*, 1980) témoignent d'une paléosuture et de l'existence d'une ancienne croûte océanique. Les métabasites ont préservé des témoins d'un métamorphisme haute pression (550-650°C, 18-20 kbar) avec la présence d'éclogite (Gomez-Pugnaire & Fernandez-Soler, 1987, Puga *et al.*, 1991, Puga *et al.*, 2000) soulignant leur implication dans une paléosubduction (chapitre III - 2.2 page 60). Sur le terrain, les métabasites sont observées en contact anormal avec les serpentinites mais sans pouvoir se prononcer sur la structure exacte de ce contact anormal (Figure 26-a-c). Ces serpentinites sont présentes à deux reprises et à deux niveaux structuraux différents dans la coupe NW-SE au travers de la pile métamorphique, ce qui amène plusieurs hypothèses. Soit il y a plusieurs niveaux de serpentinite, soit il n'y en a qu'un dupliqué par la tectonique tangentielle convergente, soit il réapparaît en flanc inverse d'une structure anticlinale (Figure 26-a-c). Plus à l'ouest, un niveau carbonaté armant aujourd'hui les plateaux de la Sierra Altaya semble s'intercaler entre les métabasites basales et les serpentinites qui, elles-mêmes, semblent plonger sous l'unité de leucogneiss. Ces carbonates sont actuellement à l'état de marbres et sont également le locus de gisements de fer un peu comme à la base des métacarbonates supérieurs vers Bédar. Cette répétition de série où les serpentinites seraient cette fois au-dessus des marbres et non plus en dessous comme vis à vis des métacarbonates des sommets de Bédar ouvre la possibilité de l'existence d'une série renversée comme cela est proposé sur la (Figure 26-c). La position davantage en profondeur de ces carbonates a pu favoriser une meilleure cristallinité par une température plus élevée ayant conduit à la genèse des gisements de marbres aujourd'hui exploités, mais une variation lithologique du protolithe carbonaté lié à la paléogéographie pourrait aussi avoir eu son influence sur la qualité de ces marbres.

La coupe géologique (Figure 26-c) proposée recoupe l'apex du dôme métamorphique de la Sierra de Los Filabres, là où affleure l'unité de Calar-Alto (schistes, quartzites et métacarbonates). Elle présente un métamorphisme de plus bas gradient que l'unité de Bédar-Macael incorporant des éclogites. Cette différence de gradient traduit le rôle de paléochevauchement de l'accident d'El Marchal (Figure 26-c). Un autre chevauchement est proposé sur la carte de l'IGME (service géologique espagnol) entre justement l'unité à serpentinite et l'unité à métabasite contenant les éclogites. Elle a été représentée comme tel sur la carte (Figure 26-a). Néanmoins, les schistes en

continuité métamorphique avec ces serpentinites ne révèlent pas la présence de minéraux de *HP/BT* qui auraient pu indiquer clairement leur incorporation dans la zone de subduction. En l'absence de témoins d'un métamorphisme de haut gradient, ce contact pourrait aussi avoir joué en sens opposé lui conférant ainsi un rôle de détachement.

Enfin, il est notable que régionalement l'unité de Bédar Macael se situe au sommet des Nevado-Filábrides sous le complexe alpujarride. Cette unité est fortement laminée par la tectonique en relation avec le fonctionnement du détachement de Los Filabres associé à la dénudation tectonique en extension top vers l'ouest du complexe nevado-filábride (Figure 19). Il est ainsi difficile de définir précisément qui appartient à l'unité Bédar Macael et qui appartient encore aux Nevado-Filábrides puisqu'il s'agit non pas d'un contact froid localisé mais d'une zone de cisaillement. On retiendra l'existence d'un important niveau de décollement ayant fonctionné en contexte de métamorphisme schistes verts au-dessus des leucogneiss (pointillés et Figure 26-a-b-c). Ce niveau, non seulement présente de nombreux plis en fourreaux qui révèlent cet étirement mais de plus, il incorpore toutes sortes d'unités structurales pour définir une sorte de zone de mélange tectonique. Pour rappel on y retrouve des schistes divers plus ou moins transformés en schistes chloriteux, des serpentinites, des lambeaux de leucogneiss, des metabasites parfois, mais surtout, plusieurs niveaux de métacarbonates parfois fortement minéralisés en fer à l'origine des gisements de Bédar. Si l'on assimile ce niveau au détachement de Los Filabres, les métacarbonates supérieurs des hauts de Bédar pourraient déjà appartenir au complexe alpujarride.

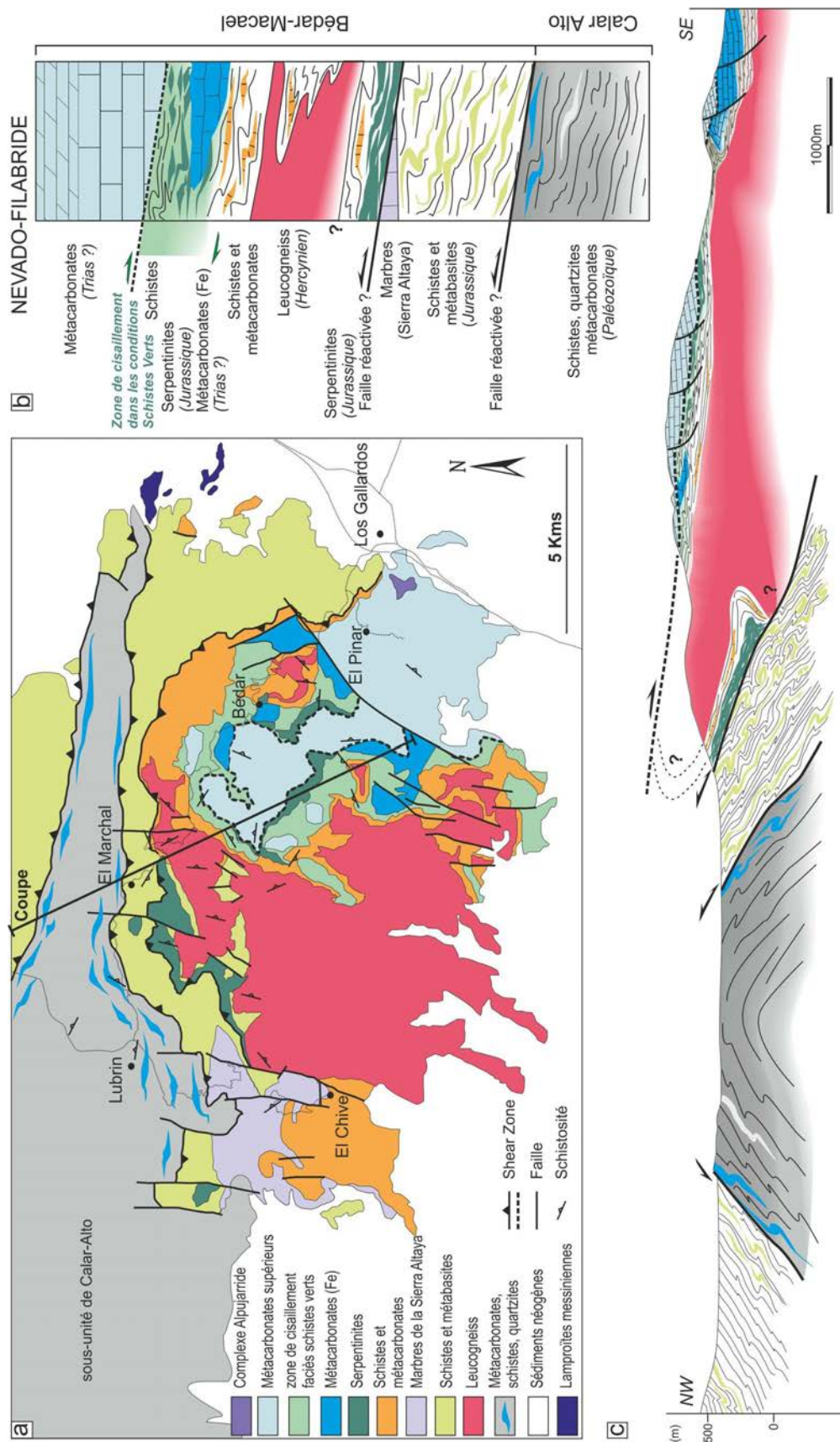


Figure 26 : Carte et coupe géologique simplifiées du dôme de Los Filabres oriental (Sierra Bédar)

a) Carte géologique de la Sierra Bédar modifiée d'après Soto (1990) b) Colonne lithologique hypothétique. c) Coupe géologique NW-SE localisée en (a).

III - 4.2. Les unités métamorphiques de la Sierra Cabrera

La Sierra Cabrera se situe au Sud-Est de la Sierra Bédar (Figure 16) en contact avec l'un des faisceaux de l'accident Trans-Alboran, la faille de Carboneras (CFZ, Figure 16). Les roches affleurantes sont principalement des schistes, quartzites et des passées carbonatées des complexes alpujarride et nevado-filábride (Calar-Alto). Cette zone a été peu analysée lors de cette étude. La tectonique décrochante y a généré des zones de dilacération d'unités structurales rendant l'analyse particulièrement complexe. Au sein de cette zone à la rencontre de deux structures décrochantes majeures (AFZ et CFZ Figure 16) se mélangent des lambeaux de socle paléozoïque, de carbonates et d'évaporites triasiques mais aussi de vestiges de sédiments attribués au Miocène moyen (Montenat, 1990). Autre particularité de cette Sierra, elle présente un affleurement restreint (quelques filons métriques à l'échelle de la Sierra) de leucogranite à cassitérite (Westra, 1969) liés à un magmatisme daté à 20.4 ± 0.7 Ma (Bellon *et al.*, 1983, Zeck *et al.*, 1989a). Il s'agit d'un des très rares endroits de plutonisme miocène conservé. Il n'est pas affecté par la schistosité qu'il recoupe très clairement, mais cette fabrique au sein des schistes noirs est peut-être aussi hercynienne ? Par ailleurs, les roches plutoniques d'origine, elles, tardi-hercynienne sont la plupart du temps transformées en leucogneiss avec une fabrique ductile planaire très marquée.

III - 4.3. Les unités métamorphiques de la Sierra Almagrera

Les roches affleurant à la Sierra Almagrera (Figure 16) sont en grande partie composées de schistes noirs et de quartzites de l'unité de Calar-Alto. Les cartes mentionnent également la présence du complexe alpujarride mais la distinction entre les schistes du complexe nevado-filábrides et ceux du complexe alpujarride n'a pas été faite. Localement, des métacarbonates et des gypses ont été rencontrés.

La géomorphologie actuelle de la Sierra résulte du jeu du réseau de failles décrochantes de l'accident Trans-Alboran. Cette zone est composée d'un certain nombre de segments de faille dont celui de la faille de Palomares (PFZ, Figure 16). Cette faille est associée à un déplacement senestre d'environ 16 km (Booth-Rea *et al.*, 2004). Son activité a probablement débuté dès la fin du Tortonien (7-8 Ma), mais est surtout principalement active depuis le Messinien. Son évolution est associée à des jeux transpressifs et ou transtensifs (jeux obliques) qui ont provoqué l'exhumation plus récente de la Sierra Almagrera jusqu'à l'actuel.

III - 4.4. Bassin sur décrochement de Vera-Garrucha

Le bassin de Vera-Garrucha est une dépression sub-méridienne bordée de massifs de socle : à l'Ouest, la Sierra Bédar, au Sud, la Sierra Cabrera et au Nord-Est, la Sierra Almagrera (Figure 25). Le bassin apparaît fortement disymétrique. Il est peu structuré dans sa partie occidentale où les

dépôts du Néogène récent s'appuient transgressivement sur le socle de la Sierra Bédar. En revanche, il est vigoureusement déformé sur sa bordure orientale, située sur le couloir de décrochement de direction N00-20° de Palomares (Figure 25) (Montenat, 1990).

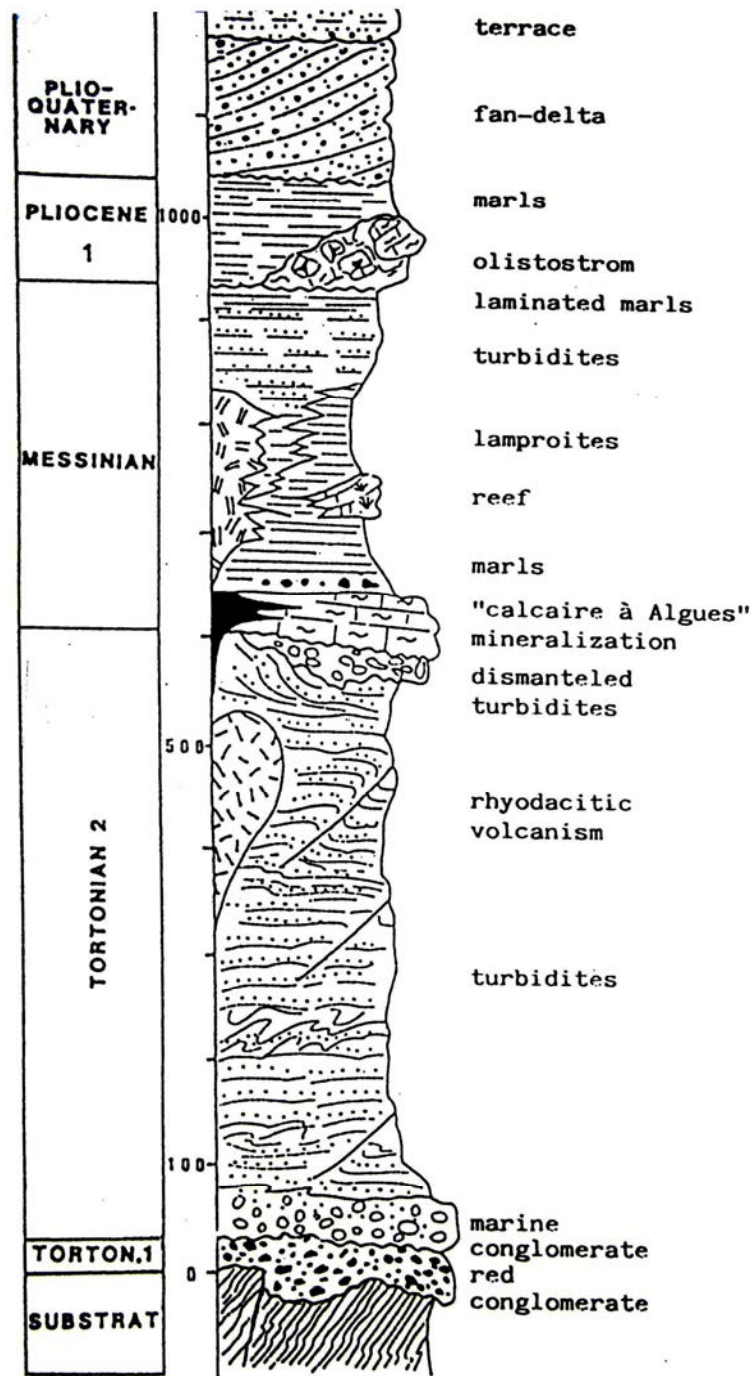


Figure 27 : Coupe synthétique du Néogène récent dans le bassin de Vera d'après Montenat (1990)

III - 4.4.1. Tortonien I (Figure 27)

Il est limité à sa base par une discordance angulaire (discordance intra-tortonienne) et repose indifféremment sur les sédiments des unités sous-jacentes ou directement sur le socle métamorphique. Il est constitué de deux séquences sédimentaires de dépôts montrant un approfondissement croissant. La séquence inférieure est formée par des conglomérats de gros blocs,

de sables et de silts dont le faciès est caractéristique d'environnements deltaïque et marin peu profonds. Cette séquence est recouverte par une série transgressive de marnes de mer ouverte, de calcaires marneux et de siltites à intercalations de turbidites sableuses (Montenat, 1990, Booth-Rea *et al.*, 2003).

III - 4.4.2. Tortonien II - Messinien (Figure 27)

Le Tortonien II est constitué d'une brèche littorale constituée majoritairement de matériaux nevado-filábrides suivie des dépôts turbiditiques discordants sur les niveaux du Tortonien I et transgressifs jusque sur le substrat bétique (Montenat, 1990, Booth-Rea *et al.*, 2003). La série est bien exposée sur la bordure méridionale, le long de l'accident de Palomares (Figure 28).

La limite entre le Tortonien II et le Messinien constitue un niveau-repère surtout bien représenté dans la partie sud du bassin (Figure 28): le « Calcaire à Algues ». Cet horizon est principalement carbonaté mais comporte en fait des faciès variés plus ou moins détritiques. Il représente, ici, comme en d'autres bassins bétiques, un intermède sédimentaire de moindre profondeur entre les dépôts pélagiques tortoniens et messiniens. Il repose en discordance angulaire sur la série du Tortonien ou recouvre transgressivement des paléomorphologies du substrat bétique (Montenat, 1990). Les niveaux de terrasse marine à huîtres et oursins recouvrant en discordances les gisements de Pb-Cu et de Fe de la zone d'El Pinar de Bédar sont plutôt rattachés à cet épisode par analogie avec la présence de niveaux carbonatés bioclastiques (chapitre V - 4, page 247). La minéralisation de Pb-Cu y est d'ailleurs synsédimentaire comme cela sera abordé dans ce chapitre V, mais il est notable qu'une telle minéralisation messinienne affecte le Calcaire à algues dans la zone de Garrucha (Figure 28) (chapitre VI - 2.4.2, page 304).

Les terrains messiniens affleurent largement : des dépôts essentiellement marneux occupent l'ensemble du bassin; des carbonates récifaux sont localisés sur sa bordure occidentale.

L'épisode évaporitique de la proto crise messinienne est mal représenté dans ce bassin, il se signale uniquement par la présence de blocs de gypse et d'anhydrite remaniés au sein d'un olistostrome d'âge pliocène inférieur marquant l'incision de la crise messinienne majeure (Montenat, 1990, Fortuin *et al.*, 1995, Booth-Rea *et al.*, 2003).

III - 4.4.3. Pliocène (Figure 27)

Les marnes grises du Pliocène I sont largement répandues (100m environ) dans le bassin (Figure 28). Les dépôts du Pliocène II n'occupent que des affleurements d'assez faible extension situés pour la plupart dans la partie NW du bassin (Figure 28). Ils sont séparés du Pliocène I par un ravinement important pouvant donner des « Gilbert delta », ou par une légère discordance. Dans tous les cas, il s'agit de dépôts littoraux (chenaux conglomératiques et sableux, calcaire sableux jaune) marquant la dernière étape de comblement du bassin (Montenat, 1990).

III - 4.4.4. Les manifestations volcaniques (Figure 28)

Les manifestations volcaniques reconnues à l'affleurement dans le bassin de Vera sont :

- des rhyolithes : des roches calco-alcalines potassiques, d'origine anatectique aux dépens du substrat bétique (Zeck, 1970)
- des lamproïtes : des roches très riches en potassium et magnésium d'origine mantellique (Venturelli *et al.*, 1984).

Les deux types de volcanisme sont localisés différemment dans l'espace (Bellon *et al.*, 1983). Les rhyolithes sont contenues à l'intérieur du couloir de Palomares, alors que les lamproïtes ont une distribution plus large (Figure 28).

- un autre type de volcanisme sont reconnus dans ce bassin grâce aux forages, notamment en dessous du gisement de Las Herrerias, où l'on constate la présence de shoshonites (López Gutiérrez *et al.*, 1993).

Les rhyolithes ont été datées entre 12.6 et 7.5 ± 0.4 Ma (Bellon *et al.*, 1983, Montenat, 1990). Les lamproïtes ont été identifiées comme intra-messiniennes, contemporaines de la sédimentation (Montenat, 1990). Elles ont été datées entre 7.4 à 5.6 ± 0.04 Ma (Venturelli *et al.*, 1984, Duggen *et al.*, 2004, Prelevic *et al.*, 2008). Les roches ultra-potassiques et shoshonitiques ont été datées entre 10 et 6.5 ± 0.4 Ma (Lopez Ruiz & Rodriguez Badiola, 1980, Bellon *et al.*, 1983).

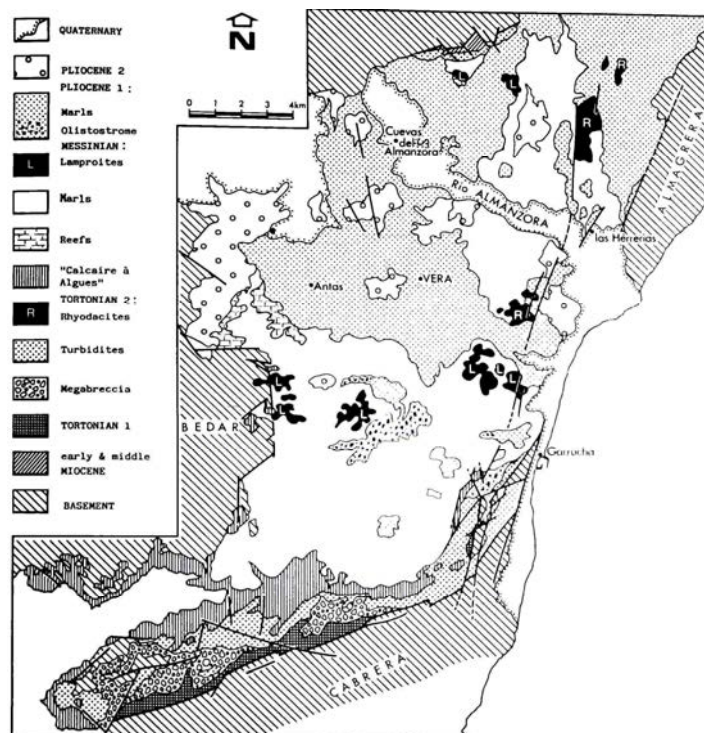


Figure 28 : Carte géologique simplifiée du bassin de Vera d'après Montenat (1990).

Chapitre IV.

IV - FLUIDES ASSOCIÉS À L'ÉVOLUTION STRUCTURALE DE LA SIERRA BÉDAR

Cette partie est consacrée à l'étude des fluides ayant été impliqués dans la déformation ductile puis cassante qui a accompagné l'exhumation néogène de la Sierra Bédar. Ces données apportent notamment un premier calage sur les fluides ayant été impliqués pendant les phases de déformation syn-métamorphiques avant le passage des unités dans le domaine fragile. Plus à l'est, dans la Sierra Almagrera (Figure 16) le complexe nevado-filabride est affecté par le système de failles de décrochement du Trans-Alboran. Cette zone a donc potentiellement vu le télescopage entre des circulations liées à l'évolution classique d'un cœur métamorphique exhumé en relation avec une dénudation tectonique en extension (Sierra Bédar) et des circulations liées à la mise en place du système décrochant majeur. Ce dernier est d'ailleurs associé à du volcanisme et des mises en places de gisements métallifères. Cette partie sera discutée dans le chapitre VI de la thèse.

Le but de ce chapitre IV est donc de caractériser dans un premier temps les circulations contemporaines du métamorphisme rétrograde accompagnant cette exhumation jusqu'aux circulations plus tardives affectant les mêmes roches au cours et après leur passage dans la transition fragile-ductile. Afin de répondre à cette problématique, des fluides ont été observés à travers divers minéraux transparents (quartz essentiellement) prélevés *in-situ* avec orientation dans les encaissants métamorphiques. L'objectif est d'en déduire les conditions de piégeage (P - T) et la composition chimique des différents types de fluides. Cette partie de l'étude cherche ainsi à discriminer les différentes sources des fluides possibles (fluide de surface, métamorphique, magmatique ou mantellique) mais aussi d'analyser l'évolution structurale au cours de l'exhumation des réservoirs dans lesquels ces fluides sont piégés.

La pile métamorphique de la Sierra Bédar est plutôt compliquée en raison de la grande diversité lithologique de l'unité de Bédar-Macael (chapitre III - 4.1.2 page 76). Pour rappel, les contacts

structuraux majeurs ne sont pas toujours facilement identifiables sur le terrain. Pour certains ils sont interprétés comme des paléochevauchements, mais sont possiblement aussi le siège de réactivations en extension lors des phases d'exhumation en relation avec la tectonique extensive top vers l'ouest (Figure 20) (Augier *et al.*, 2005c). Tenant compte de cette pile métamorphique complexe, 7 sites d'étude ont été sélectionnés (Figure 29-a-c) : (A) quartzites de l'unité de Calar-Alto, (B) metabasites basales du début de l'unité de Bédar-Macael, (C) serpentinites, schistes et métacarbonates de l'ensemble structural inférieur, (D) leucogneiss, (E) zone de cisaillement sous faciès schistes verts incorporant des unités de métacarbonates à gisements de fer et à nouveau des niveaux de serpentinite et (F) correspondant aux métacarbonates supérieurs. Les échantillonnages des zones (G) et (H) concernent principalement le chapitre V sur les gisements métallifères de la zone.

Les analyses de paléofluides réalisées pour chacun de ces ensembles vont être décrites dans la suite de ce chapitre. Une présentation plus poussée a été réalisée sous forme d'article pour soumission à *Chemical Geology* à propos des paléocirculations de fluides dans le leucogneiss (partie IV - 4, page 123). Une discussion avancée sur la salinité et l'origine des fluides sursaturés en sels y est présentée dans cet article en préparation si bien qu'elles ne seront pas développées dans les discussions récapitulatives à la fin de chacune des autres parties.

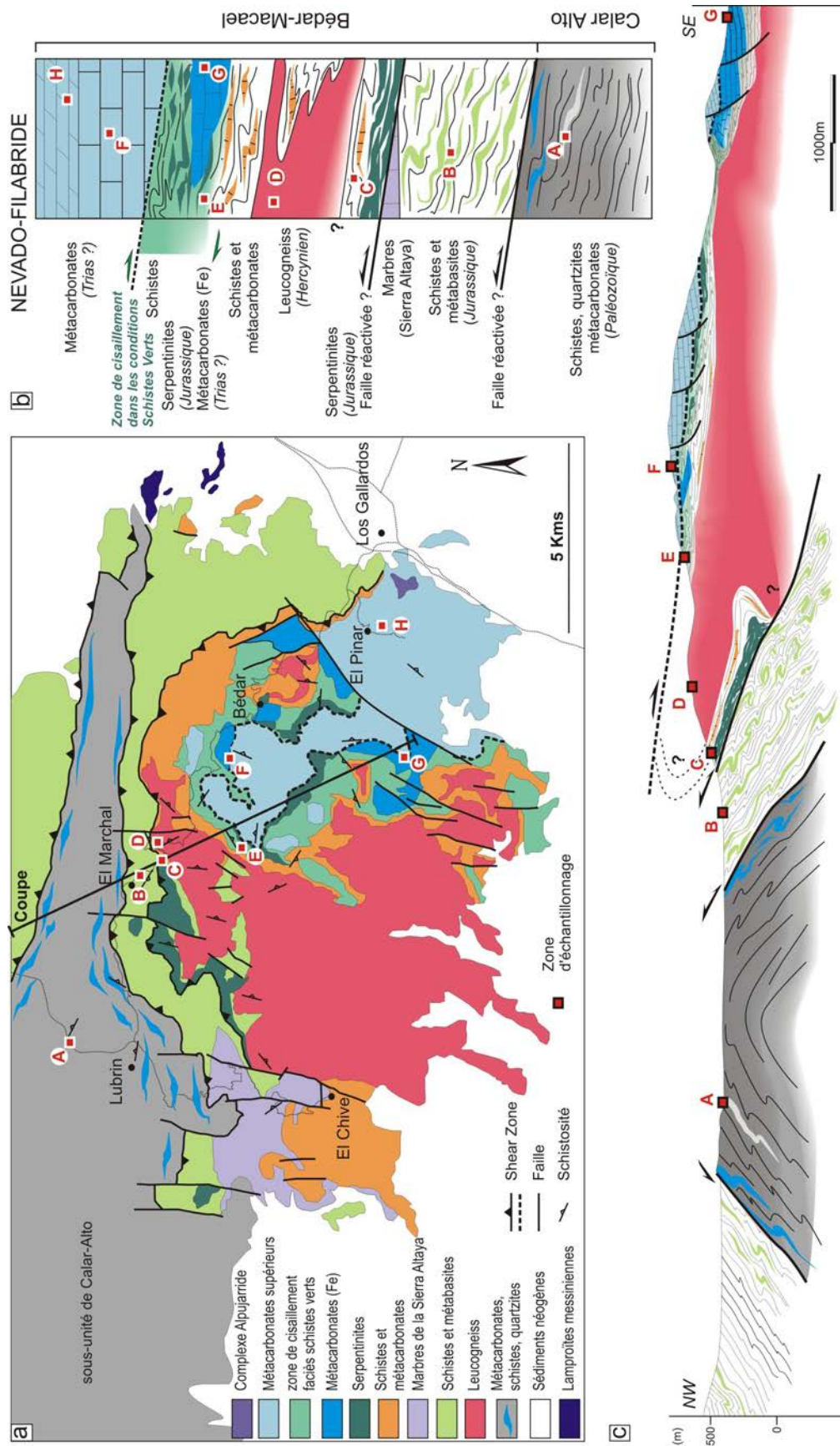


Figure 29 : Localisation des différents sites d'échantillonnage pour l'étude des inclusions fluides
a) Carte géologique de la Sierra Bédar (modifiée d'après Soto (1990) b) Colonne lithologique hypothétique. c) Coupe géologique NW-SE traversant les lithologies étudiées, localisation approximative des unités échantillonnées.

IV - 1. SCHISTES ET QUARTZITES DE LUBRIN DE L'UNITÉ DE CALAR-ALTO (SITE A, FIGURE 29)

L'unité de Calar-Alto est en position intermédiaire au sein du complexe Nevado-Filabride. Elle est séparée de l'unité de Bédar-Macael par la shear-zone d'El Marchal (Martínez-Martínez *et al.*, 2002), interprétée comme un chevauchement (García Monzon & Kampschuur, 1973) mais parfois aussi comme un détachement (Augier, 2004).

Cette unité est composée de schistes gris à noirs paléozoïques à permo-triasique marqués par une schistosité de crénulation non visible dans les schistes de l'unité de Bédar-Macael. Localement au sein de ces schistes, s'intercalent des passées carbonatées (plutôt vers le haut de la série) ainsi que des quartzites (García-Dueñas & Martínez-Martínez, 1988, Martínez-Martínez *et al.*, 2002). Les schistes sont composés de quartz, muscovite, et chloritoïde, issus d'un métamorphisme MP-MT dans le faciès des schistes verts.

Au Nord d'El Marchal (Figure 29), ces schistes et métacarbonates sont recouverts par des metabasites qui contiennent des vestiges éclogitiques, donc de plus haut gradient métamorphique. Pour cette raison, le contact structural entre les deux unités est considéré comme un paléo-chevauchement possiblement réactivé en extension lors de la dénudation tectonique du MCC.

IV - 1.1. Pétrographie des quartzites

Les quartzites analysés ont une schistosité moins visible que les schistes environnants. Lorsqu'elle peut être mesurée, elle varie entre N120°E et N140°E avec des pendages à droite aux alentours de 50-70° (la linéation n'est pas visible).

Les quartzites sont composés de grains de quartz xénomorphes de taille variable entre 10 µm et 50µm, avec des joints de grains persillés. Les quartz sont imbriqués tels des pièces de puzzle typiques d'une texture granoblastique, caractéristique des roches métamorphiques. La minéralogie est dominée par des quartz associés à des muscovites, des chlorites et des épidotes. Cette paragenèse est caractéristique des schistes verts.

Ces quartzites sont affectés de fractures qui peuvent présenter des cristallisations syntectoniques de minéraux du cortège schistes verts ou bien de veines de quartz suivi de calcite. Il existe également une génération de fractures pouvant être associée à la disparition de ces minéraux dans une zone de blanchiment au sein des quartzites comme cela est expliqué ci-après.

IV - 1.1.1. Réseau de fractures minéralisées

Ces quartzites sont affectés par un réseau complexe de fractures minéralisées soit cisailantes soit en ouverture. On peut retrouver différents types de structures

IV - 1.1.1.1. Structures cisailantes

Des plans de failles de dimensions généralement pluridécimétriques avec des dispositions en « marches d'escalier » présentent des cristallisations de chlorite probablement synchrones du mouvement tectonique. Les directions varient de N000°E à N050°E pour des pentes proches de la verticale et des stries à faible pitch oscillant entre 30 et 40°, témoins d'une tectonique à composante décrochante relativement marquée (Figure 30-a). Les critères de cinématiques ne sont pas toujours clairs et les mesures n'ont pas permis de déterminer un paléorégime tectonique suffisamment fiable. Il n'a pas été établi de lien clair entre ces plans cisailants actifs dans un contexte propice à la formation de chlorite et la formation de veines de quartz associées à de l'albite.

IV - 1.1.1.2. Structures en ouverture

Des veines de quartz recourent les quartzites, elles sont toutes sécantes sur la fabrique métamorphique. On distingue 2 types de veines.

- des veines de quartz sécantes (N145°E à N160°E avec un pendage à droite variant de 40 à 50°) au remplissage totalement colmaté (pas de quartz euhédraux développés en géode). Ces veines peuvent être associées à de l'albite, soit dans le même plan, soit dans deux veines distinctes situées à proximité comme pour l'exemple étudié (Figure 30-b et, analysé en partie cf. chapitre IV - 1.2). Cela en fait des veines possiblement synchrones des plans cisailants à chlorite en contexte de type schistes verts, mais les directions structurales et les cinématiques ne dégagent pas une cohérence flagrante. Dans la partie analytique, malgré une apparente homogénéité au niveau macroscopique, il apparaît que ces veines peuvent contenir deux types de quartz 1 et 2, dont le 2^{ème} est moins déformé et développé de manière synchrone avec l'albite.
- des veines de quartz drusique (Qtz 3) recourent d'anciennes veines de quartz colmatées probablement de la même famille que celles contenant les quartz 1 rencontrés dans l'exemple précédent (Figure 30-c-d). Ces quartz euhédraux sont potentiellement synchrones des quartz 2 de l'exemple précédent, mais leur habitus clairement distinct a amené à les distinguer en tant que Quartz 3. Les analyses d'inclusions fluides n'ont pas permis de trancher la question. Ces veines de quartz présentent des directions N180°E à N210°E avec un pendage à droite de 40 à 80°. Chose également notable, ces cristaux euhédraux sont ensuite recouverts de cristaux de calcite également automorphes.

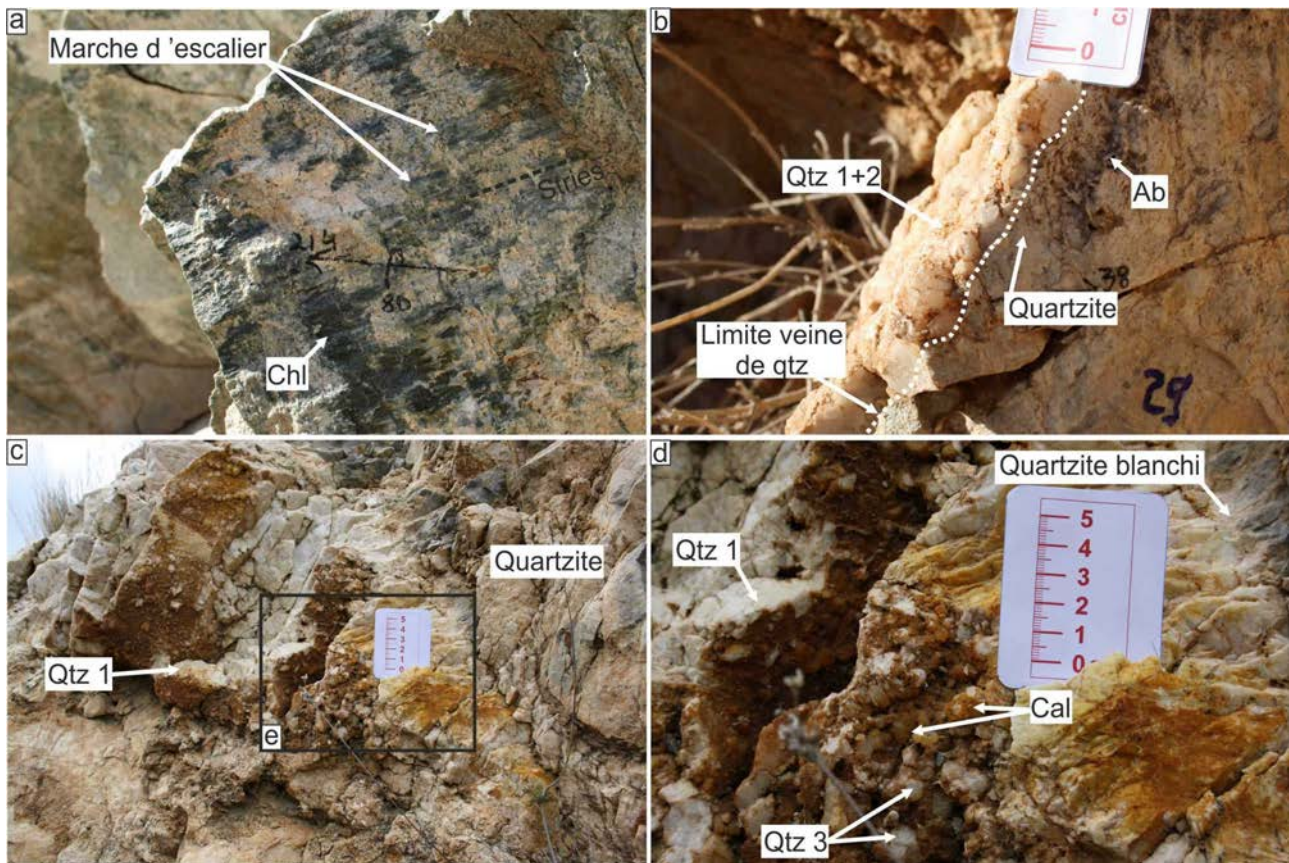


Figure 30 : Structures tectoniques minéralisées sécantes sur la schistosité des quartzites

a) Chlorite (Chl) sur zone de décrochement. a) Veine de quartz (Qtz1+2) associée à de l'albite (Ab) (veine étudiée dans cette partie). c) Réouverture d'une veine de quartz sécante (Qtz 1) et cristallisation de quartz 3 et calcite en géode (d)..

IV - 1.1.2. Réseau de fractures associées à un blanchiment

Les quartzites sont affectés par un réseau de fractures N040°-N050°E recoupant la schistosité et les veines de quartz sécantes (quartz 1) (Figure 31-a). Des zones de blanchiment apparaissent de part et d'autre de ces fractures jusqu'à une certaine distance laissant ainsi quelques zones vertes (quartzites sains) préservées. On observe notamment que le quartzite reste sain au contact des veines de quartz 1 (Figure 31-a), ce qui suggère qu'il ne s'agit pas d'une percolation de sub-surface aléatoire au sein de tout le réseau de discontinuités existantes dans le massif mais bien d'une percolation de fluide ancienne sur un réseau de fracture spécifique. Les minéraux comme la muscovite, la chlorite et l'épidote présent dans l'encaissant sain (Figure 31-b-c) ont totalement disparu. La minéralogie des zones blanchies est dominée par des quartz et l'apparition de quelques monocristaux de calcite englobant des grains de quartz (Figure 31). On notera également que la direction NNE-SSW de la veine de Quartz 3 associée à la calcite est relativement proche de la direction de ces fractures décolorées. L'hypothèse est soulevée d'une décoloration synchrone de la mise en place de l'albite et des quartz 2-3 puis de la cristallisation de la calcite.

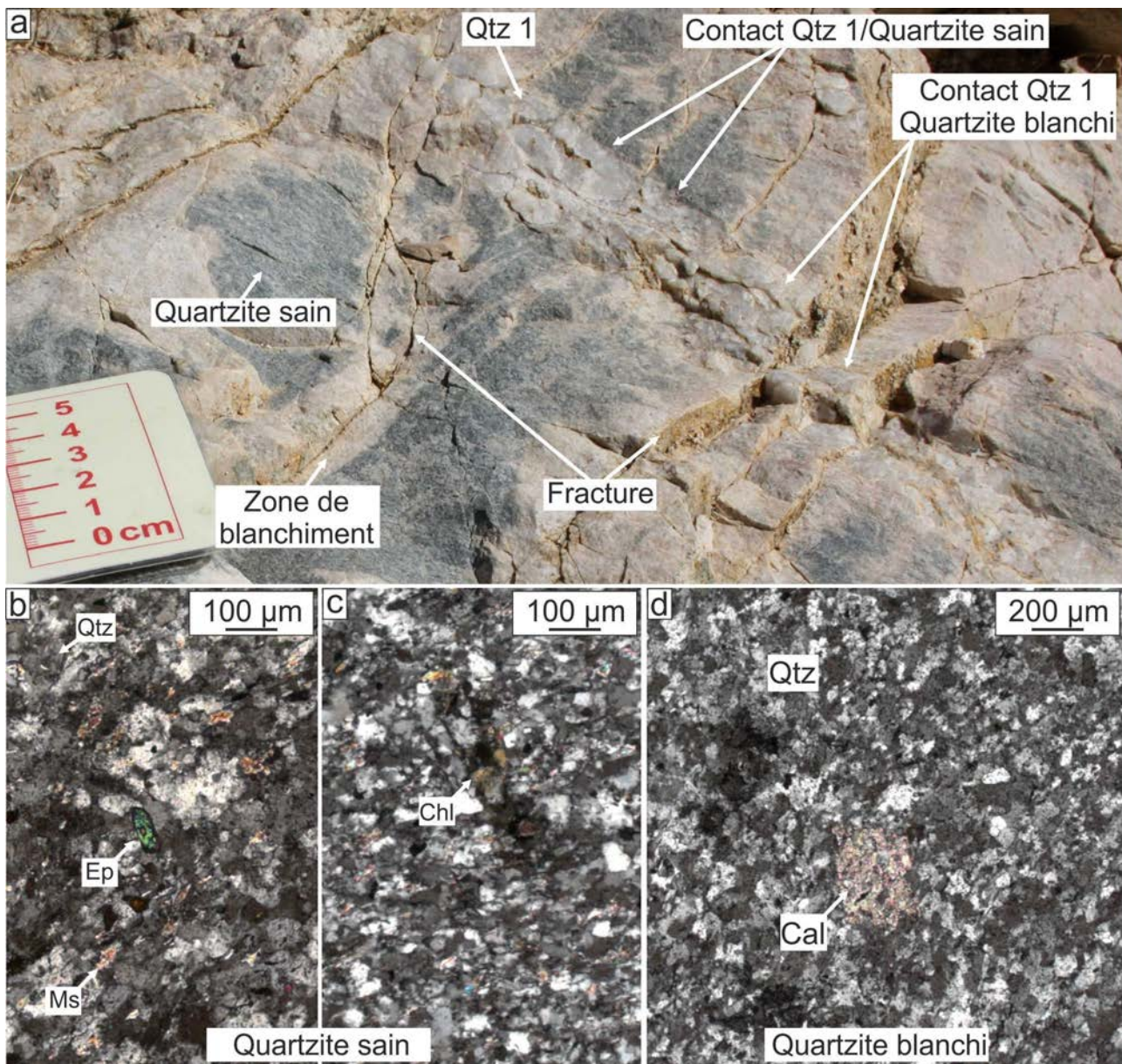


Figure 31 : Pétrographie des quartzites blanchis

a) Blanchiment des quartzites sur un réseau de fractures. b) Pétrographie des quartzites dans la zone blanchie, avec quartz et monocristaux de calcite.

La chimie en éléments majeurs et mineurs des quartzites blanchis comparée à la chimie des quartzites sains est présentée dans la Figure 32. On remarque que les éléments les moins mobiles (Al, Th et Zr) sont relativement bien alignés sur une droite de pente 1 (Figure 32). Cette droite représente la droite de référence pour la mobilité des éléments entre les deux roches étudiées. Les éléments enrichis dans la zone blanchie par rapport à l'encaissant sain seront donc au dessus de cette droite et inversement, les éléments appauvris seront en dessous.

On constate, dans la partie blanche, un fort appauvrissement en divers éléments : Ba, Ce, Ni, Zn pour les éléments mineurs et Fe_2O_3 (T), FeO et MgO pour les éléments majeurs. Les éléments Pb, CaO et Na_2O augmentent légèrement dans la zone blanchie (Figure 32 et Annexe 1).

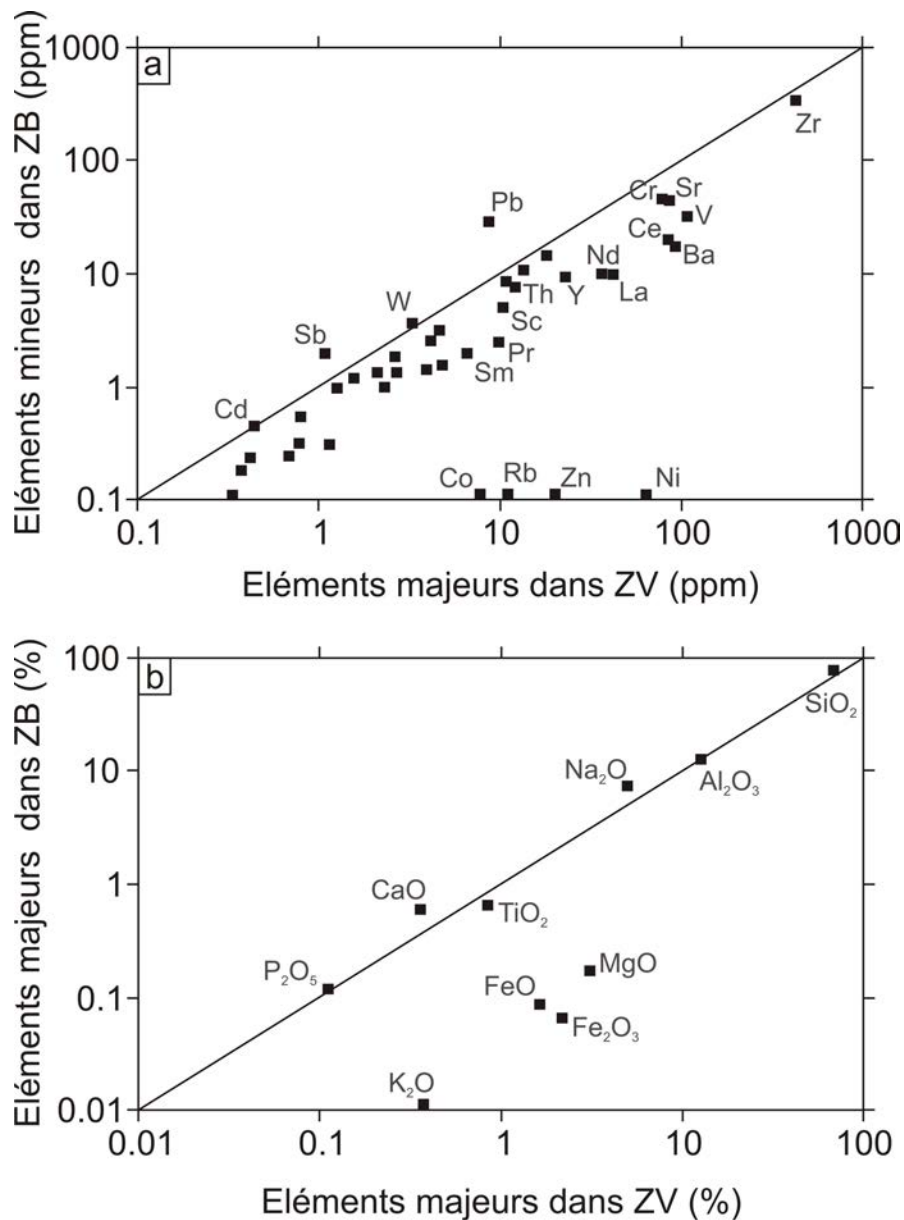


Figure 32 : Diagrammes des concentrations en éléments mineurs (ppm) et majeurs (%) sur roche totale dans le quartzite sain (ZV) et dans le quartzite blanchie (ZB).

IV - 1.2. Pétrographie d'une veine minéralisée Qtz -Ab

La veine de quartz étudiée (Figure 30-a) est orientée N145°E, 46°SW. Elle est sécante sur la schistosité des quartzites. Le quartzite encaissant de cette veine est composé uniquement de quartz (Figure 33-a). Le quartzite ne possède plus de muscovite, chlorite et épidote soit en raison d'une percolation postérieure utilisant la discontinuité tectonique soit en raison d'une percolation associée à la mise en place du quartz 2 de cette veine (cf. chapitre précédent).

La veine est composée d'une majorité de quartz et présente quelques albites (Figure 30-a). La position de l'albite est particulière, elle se retrouve à la fois dans une veine oblique à la veine de quartz (Figure 30-a et Figure 33-a) et aussi dans la veine de quartz sécante en transition minéralogique avec le quartz 2 (Figure 33-b).

Dans cette veine sécante (Figure 30-a), deux générations de quartz (1 et 2) ont été observées (Figure 33-a). Le quartz 1 présente des limites de sous-grains au sein des grains de ce quartz (Figure 33-c) et aux contacts entre 2 grains. Il s'agit de recristallisation par rotation des grains (SGR) (Urai *et al.*, 1986a, Passchier & Trouw, 2005). Des contacts entre les grains irréguliers soulignent des processus de recristallisation par « bulging » (BLG d'après Passchier & Trouw (2005)) (Figure 33-d). Ces textures sont des marqueurs d'une déformation plastique du quartz.

Le quartz 2 se développe au contact de l'albite et des quartz 1 (Figure 33-a-b). Ils présentent seulement une extinction ondulante due à de légères torsions du réseau cristallin. La déformation associée à ces quartz est contrainte dans le champ de la transition fragile-ductile mais n'atteint pas les conditions nécessaires pour exercer de la recristallisation dynamique. Les joints de grains entre des quartz 2 ne sont pas ondulés ni persillés, des contacts ondulés s'observent uniquement au niveau d'un contact de quartz 1 avec un quartz 2, il s'agit de la trace de la recristallisation dynamique du quartz 1 (Figure 33-d).

Un contact rectiligne entre le quartz 1 et l'albite est observé (Figure 33-e). Les plans d'inclusions fluides dans les quartz 1 précèdent l'albite (Figure 33-e). Les cristaux d'albite présentent quelques joints de grains irréguliers pouvant refléter des processus de recristallisation par « bulging ». Les macles polysynthétiques sont bien visibles. Le contact entre l'albite et le quartz 2 est transitif. L'albite et le quartz 2 sont donc synchrones.

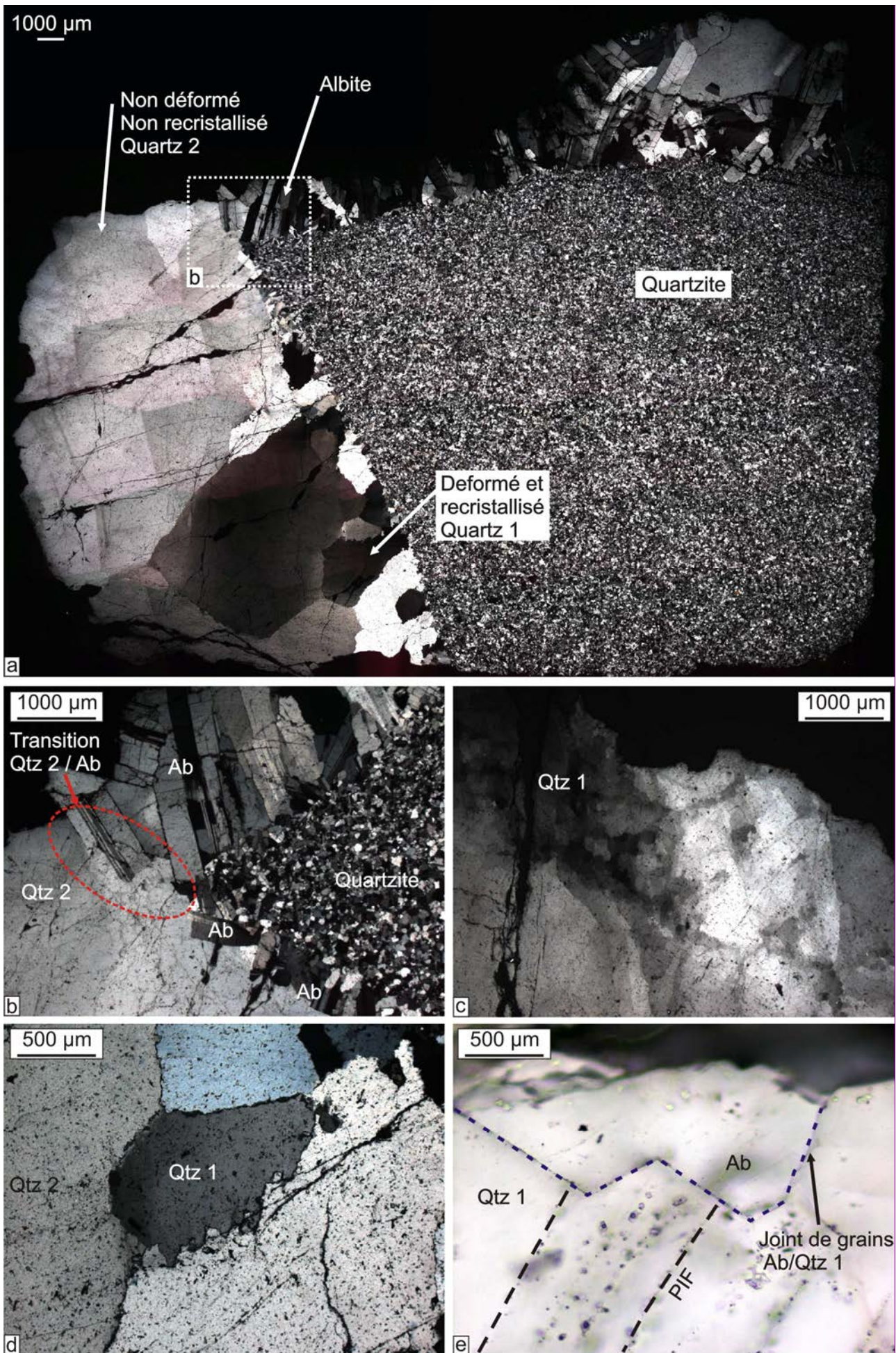


Figure 33 : Pétrographie des veines de quartz 1 + 2 et albite sécantes sur la schistosité des quartzites

a) Reconstitution par montage photographique de la lame mince, observation sous lumières polarisée et analysée; b) Zoom de la limite quartz 2/albite/quartzite; c) Sous grains en formation dans les quartz 1 proches de l'encaissant; d) Recristallisation par bulging dans le quartz 1; e) Limite quartz 1/albite, les plans d'inclusions fluides ne recoupent pas cette limite.

IV - 1.3. Pétrographie des IF

Trois générations d'inclusions fluides ont été observées dans cette veine sécante sur la schistosité des quartzites.

Les quartz 1 possèdent deux types d'inclusions fluides. Des inclusions biphasées aqueuses (L+V) (type 1), avec une phase vapeur variant de 20 à 30%, les IF sont très petites (entre 3 et 5 μ m) et sont présentes aux joints de grains entre deux quartz 1 (Figure 34-a). Ces IF type 1 se font recouper par des plans transgranulaires d'IF triphasées aqueuses (L+V+H) (type 2a) (Figure 34-a).

Ces IF type 2a sont également concentrées en bordure des joints de grains du quartz 1 lors de la déformation (Figure 34-b). Lorsqu'elles sont présentes aux joints de grains, ces dernières sont déformées, avec la formation de nouvelles inclusions autour de l'inclusion déformée, phénomène similaire à celui décrit par Tarantola *et al.* (2010) (Figure 34-b). Les IF type 2a sont observées sous forme de plans intragranulaires (Figure 34-c) à la fois dans les quartz 1 et dans les quartz 2 et également sous forme de PIF transgranulaires (Figure 34-d) dans les deux générations de quartz. On n'observe pas ces PIF transgranulaires recouper la limite quartz 2/albite. Les inclusions type 2a (L+V+H) peuvent contenir une autre phase solide accidentelle comme l'hématite (Figure 34-e) ou la calcite. Ces inclusions fluides sont pour l'essentiel de taille supérieure à 10 μ m, et certaines peuvent atteindre plus de 30 μ m. Le pourcentage de la phase vapeur varie de 20 à 25% pour la majorité des inclusions fluides.

Le dernier type de fluide (type 2b) est porté par l'albite (Figure 34-f). Ces inclusions ont les mêmes caractéristiques que les IF type 2a en ce qui concerne la présence d'halite et de minéraux accidentels dans l'inclusion ainsi que le pourcentage de la phase vapeur mais elles diffèrent de part leur taille beaucoup plus petites que les IF type 2a puisqu'elles n'excèdent pas 10 μ m et par leur minéral porteur.

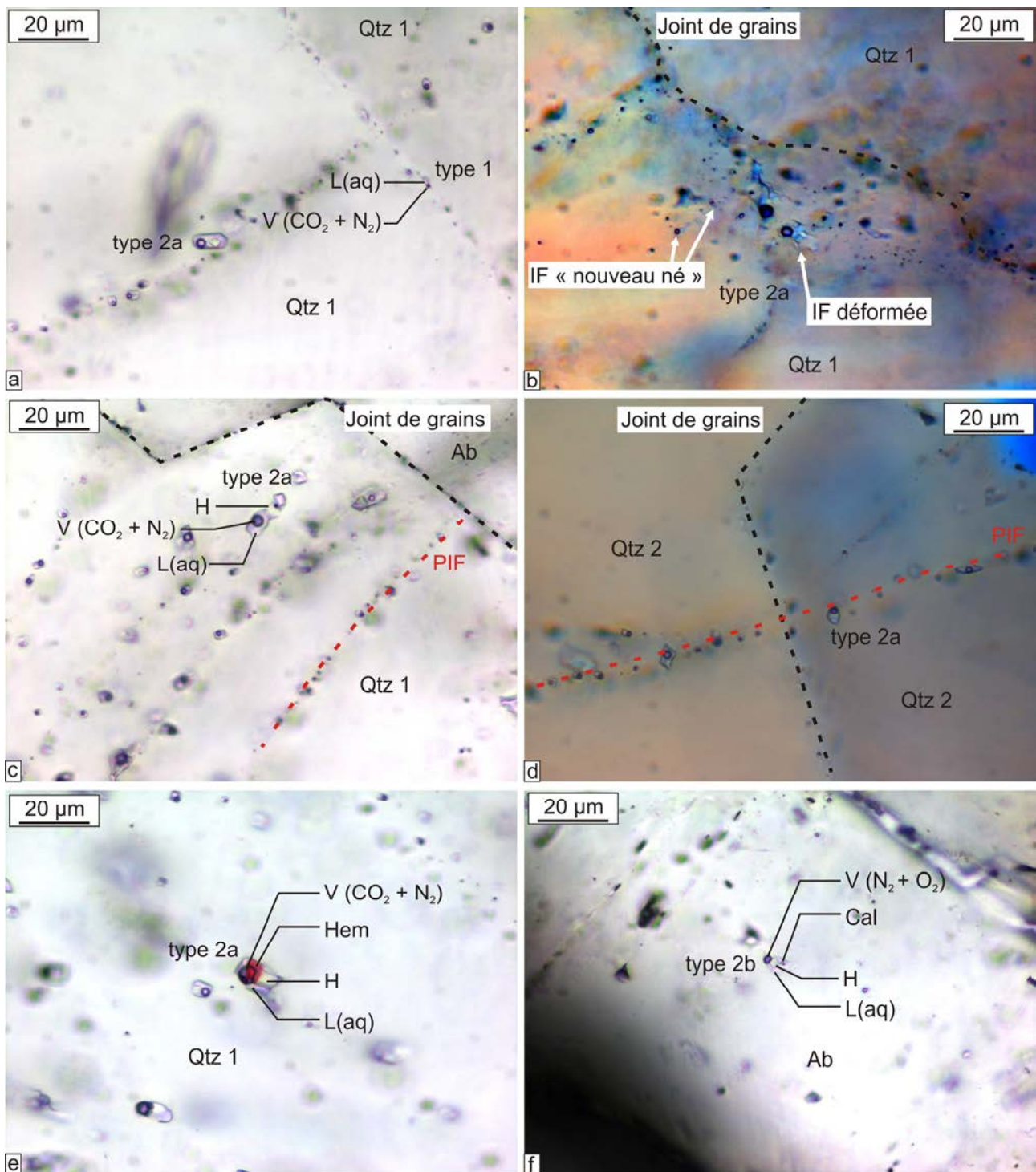


Figure 34 : Différents types de fluide au sein des quartz 1 et 2 et de l'albite des veines sécantes dans les quartzites.

a) PIF type 1, biphasée dans les joints de grains des quartz 1, recoupées par des type 2a. b) IF type 2a déformée. c) PIF intragranulaires type 2a dans quartz 1. d) PIF transgranulaires type 2a entre deux quartz 2. e) IF type 2a dans quartz 1 avec un minéral accidentel : l'hématite. f) IF type 2b avec minéral accidentel : calcite.

IV - 1.4. Chimie des fluides

Du fait de la petite taille des IF type 1, les observations en microthermométrie manquaient de précision, c'est pourquoi les salinités données dans cette partie sont celles calculées avec la spectroscopie Raman et la méthode de Caumon-Jodin *et al.* (2013). Ces salinités sont comprises

entre 17.0 et 20.2 mass% éq.NaCl (Figure 35). Les températures d'homogénéisation (T_h) (disparition de la phase vapeur) sont difficiles à déterminer du fait de la petite taille de ces inclusions, mais elles sont comprises entre 320 et 340 °C (Figure 35). L'analyse des gaz a permis d'identifier la présence de CO₂ et d'N₂ dans des proportions comprises respectivement entre 83 et 85 vol.% et 15 et 17 vol.% (Figure 35).

Le deuxième type d'inclusions fluides type 2a (L-V-H) présente un type d'eutectique (T_e) entre -72 et -65 °C. Ces températures permettent de nous renseigner sur le système H₂O-sels. Des T_e aux environs de -70 °C permettent d'identifier la présence de sels tels que CaCl₂ – LiCl – KCl – MgCl₂ en plus de NaCl. Si le fluide ne possédait que NaCl en sels, les températures eutectiques seraient d'environ -21 °C. Les températures de fusion de la glace ($T_m(\text{ice})$) sont comprises entre -40.8 et -27.0 °C (Figure 35-a). Les températures de fusion de hydrohalite sont comprise entre -29 et -17 °C. Les températures de fusion des cubes d'halite ($T_m(\text{halite})$) sont distribuées entre 209 et 352 °C (Figure 35-b). L'homogénéisation totale (T_h) des inclusions en phase liquide (L+V→L) est observée pour des températures comprises entre 210 et 384 °C (Figure 35-c). Il est observé que les températures minimales correspondent aux inclusions déformées ainsi qu'aux inclusions observées dans les PIF transgranulaires. Les températures de dissociation ($T_m(\text{cla})$) n'ont pas été observées. L'analyse des gaz par spectroscopie Raman donne des proportions entre 71.3 et 92.0 vol.% de CO₂ et entre 28.7 et 8.0 vol.% N₂ (Figure 35-d). Du fait de l'absence de clathrates, la densité de la phase volatile est faible. Les données microthermométriques (T_e) indiquent la présence d'autres cations que Na⁺, les données devraient être en principe interprétées dans un système ternaire dominé par H₂O-NaCl-CaCl₂ (Vanko *et al.*, 1988) ou H₂O-NaCl-KCl ou H₂O-NaCl-LiCl ou H₂O-NaCl-MgCl₂. Idéalement, la composition du fluide est déterminée par la mesure de la température de fusion de l'hydrohalite, le long de la courbe cotectique hydrohalite-halite suivie par la mesure de la température de fusion de la halite à haute température. Dans la réalité, il est difficile d'observer la dissolution du dernier solide d'hydrohalite avant la fusion de la glace, et de déterminer le système H₂O-sels approprié. C'est pourquoi pour approcher la composition, certains auteurs proposent de considérer les températures de fusion de la halite (Williams-Jones & Samson, 1990), en utilisant l'équation suivante dans un système H₂O-NaCl:

$$\text{Salinité (mass.\% éq. NaCl)} = 26.242 + 0.4928 \Psi + 1.42 \Psi^2 - 0.223 \Psi^3 + 0.04129 \Psi^4 + 6.295 \times 10^{-3} \Psi^5 - 1.967 \times 10^{-3} \Psi^6 + 1.1112 \times 10^{-4} \Psi^7 \text{ (où } \Psi = T_m(\text{halite}) (\text{°C}) / 100)$$

Ce qui donne des salinités variant entre 32.3 à 42.6 mass% éq.NaCl (Figure 35-c).

Le dernier type de fluide, type 2b, L+V+H est observé dans l'albite et présente quasiment les mêmes caractéristiques chimiques que le type 2a sauf pour les traces de gaz en présence. L'analyse des gaz a permis d'identifier la présence de N₂ et d'O₂ dans des proportions comprises respectivement entre 82 et 91 vol.% et 9 et 16 vol.% (Figure 35-d). Les températures eutectiques

(T_e) sont comprises entre -75 et -62 °C, et identiques à celles du type 2a. Les températures de fusion de la glace ($T_m(\text{ice})$) évoluent entre -35.0 et -29.0 °C (Figure 35-a). Les températures de fusion de hydrohalite sont comprise entre -23.5 et -20.1 °C. Les températures de fusion des cubes d'halite ($T_m(\text{halite})$) sont distribuées entre 270 et 348 °C (Figure 35-b). L'homogénéisation totale (T_h) des inclusions est en phase liquide (L+V=L) pour des températures comprises entre 361 et 394 °C (Figure 35-c). Les températures de dissociation des clathrates ($T_m(\text{cla})$) n'ont pas été observées. Les valeurs microthermométriques ($T_m(\text{halite})$) permettent d'estimer des salinités du fluide dans un système $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ variant entre 36.0 à 41.5 mass% éq.NaCl (Figure 35-c).

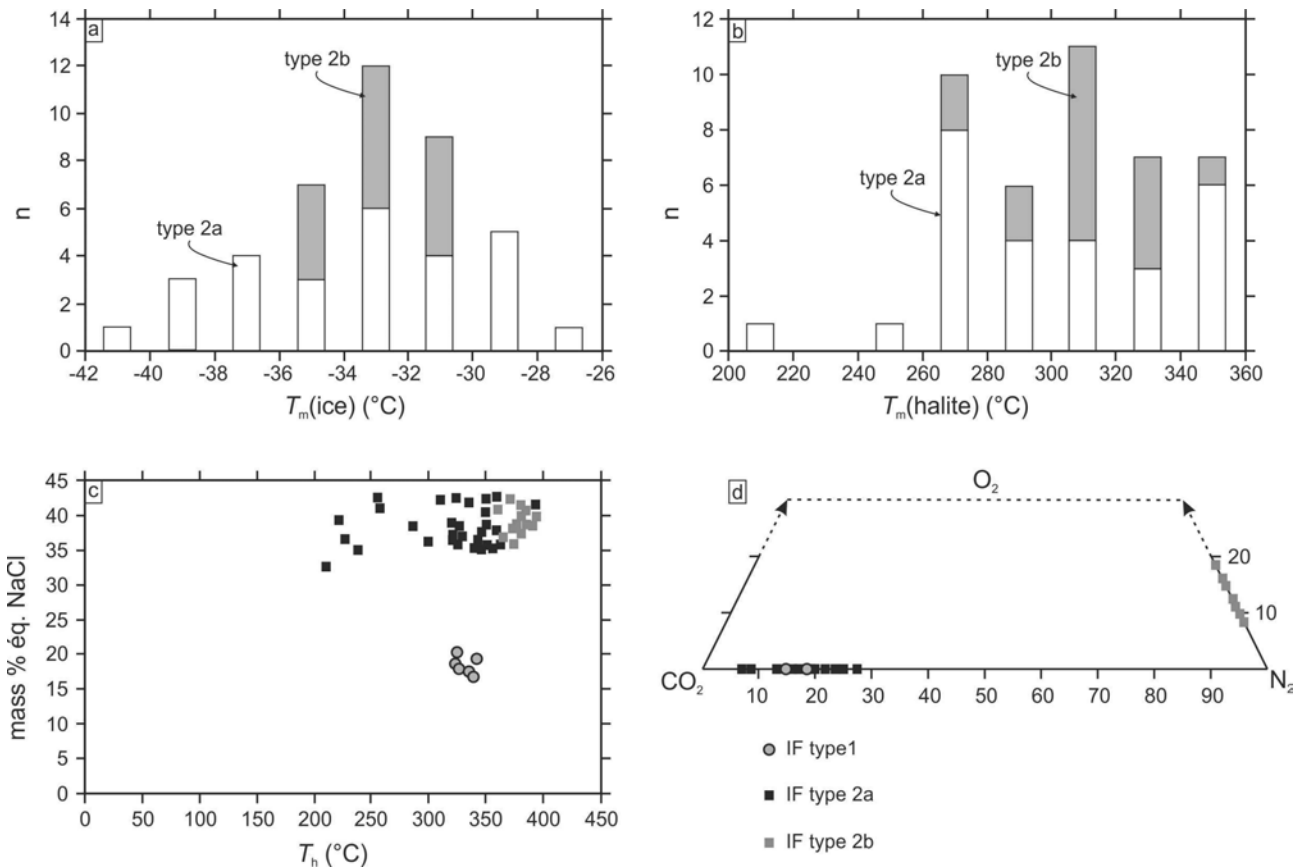


Figure 35: Données obtenues en microthermométrie et en spectroscopie Raman pour les trois types d'IF enregistrées dans la veine de quartz et albite sécante à la schistosité des quartzites.

IV - 1.5. P-V-T-X

Les isochores des différents types d'inclusions fluides sont représentées dans un diagramme P - T (Figure 36). Les données microthermométriques et pétrographiques permettent de contraindre le domaine P - T de piégeage de chacun de ces fluides. Les températures d'homogénéisation reflètent les températures minimales de piégeage. La limite supérieure de température (560 °C) est contrainte par les températures maximales obtenues lors du métamorphisme d'après Augier (2005a).

Pour le type 1, les températures minimales de piégeage sont de 320 °C alors que pour le type 2a, les températures minimales de piégeage sont plus faibles, de l'ordre de 210 °C. En ce qui concerne

les températures de piégeage minimales du type 2b, elles sont supérieures aux températures des deux types précédents, de l'ordre de 360°C.

Les données pétrographiques à disposition sont la présence de chlorite dans l'encaissant, les fluides ont donc été piégés dans le champ de stabilité de la chlorite, en supposant qu'ils sont en équilibre avec l'encaissant. Cette limite de stabilité est établie dans la littérature à 420°C. Aucune contrainte en pression n'est déduite des données pétrographiques.

La gamme d'isochores calculée est large pour les inclusions de type 2a (Figure 36), cette disparité peut s'expliquer par la déformation des inclusions fluides et donc un changement post-piégeage ainsi que par la variabilité pétrographique de piégeage (intragranulaire-transgranulaire) de ces inclusions. Lors d'une étape ultérieure de décompression lors de l'exhumation de la sierra, à l'échelle des grains de quartz dans les veines, ces fluides ont été localement remobilisés après décrépitation et formation d'inclusions « nouveau-né » (Tarantola *et al.*, 2010) sous des conditions de déformation ductile à cassante à 210-420 ° C et de 30 à 400 MPa pour les fluides type 2a. La décrépitation et la néoformation des inclusions fluides lors de la décompression peuvent être exprimées par une large gamme de conditions de P - T inférieures (Figure 36) typiques des inclusions qui ont subi des changements dans la densité après une fuite partielle (Sternner & Bodnar, 1989, Bakker & Jansen, 1991, Bakker & Jansen, 1994).

Les types 1 et 2b ne présentent pas cette large gamme d'isochores. Ce qui détermine des domaines de piégeage P - T plus contraints que le type 2a de 30-130 MPa et 330-360°C pour les fluides de type 1, et un domaine de piégeage P - T de 30-110 MPa et 360-400°C pour les fluides de type 2b (Figure 36).

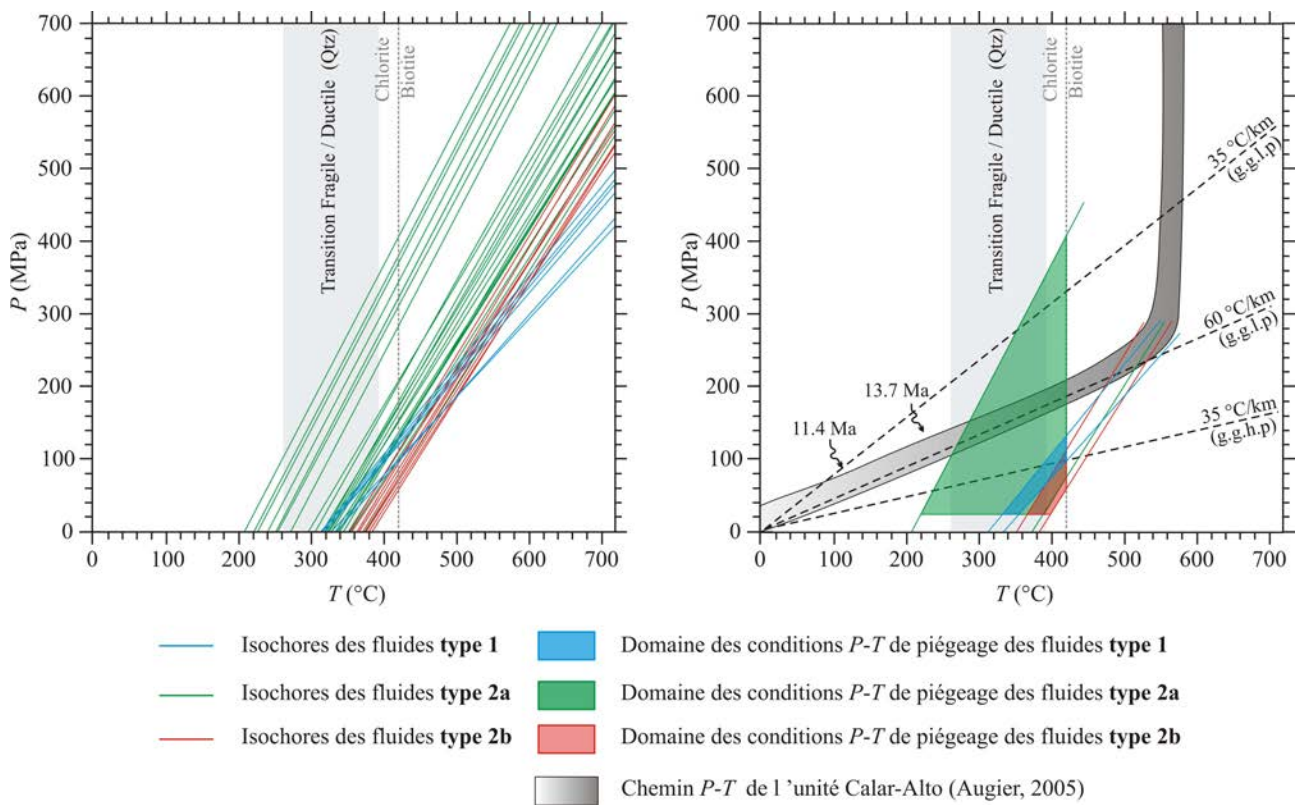


Figure 36 : Conditions de piégeage P - T des inclusions fluides dans les quartzites.

La zone grisée indique le chemin P - T théorique suivi par l'unité de Calar-Alto (Augier et al., 2005a). Abréviations: g.g.l.p.: gradient géothermique à pression lithostatique, g.g.h.p.: gradient géothermique à pression hydrostatique. Les données de la transition fragile/ductile du quartz proviennent de Passchier & Trouw (2005).

IV - 1.6. Discussion

Les inclusions de type 1 dans les joints de grains des quartz 1 sont recoupées par des PIF d'inclusions de type 2. Les IF type 1 sont donc les premiers fluides enregistrés au sein des quartz 1. Ces fluides ont des salinités comprises entre 17.0 et 20.2 mass% éq.NaCl , ce qui est bien inférieur aux salinités des fluides qui sont enregistrés après (types 2a et 2b) 32.3 à 42.6 mass% éq.NaCl et 36.0 à 41.5 mass% éq.NaCl respectivement. Les fluides de type 2a sont présents sous forme de PIF intragranulaires et transgranulaires au sein des quartz 1 et 2. Les PIF intragranulaires sont des cicatrises de circulations de fluides contemporaines de la cristallisation ou de la déformation des minéraux. Il s'agit donc de fluides présents lors de la cristallisation ou la déformation des quartz (quartz 1). Les IF de type 2b sont des inclusions primaires au sein de l'albite, elles sont donc contemporaines de la cristallisation de l'albite. L'albite et le quartz 2 sont synchrones, ils ont donc probablement enregistré le même fluide. Les fluides 2a et 2b ont les mêmes caractéristiques chimiques, donc le type 2a et 2b sont identiques.

L'augmentation de salinité entre les fluides de type 1 et les fluides de type 2 traduit l'intervention d'une autre source de sels. Aucune étude sur les halogènes pouvant nous renseigner sur l'origine des saumures n'a été effectuée, l'origine du sel restera donc hypothétique pour le

moment. Des salinités de l'ordre de 30-35 mass% eq.NaCl ont été analysées dans la partie IV - 4 sur les leucogneiss. Ces salinités sont liées à la dissolution des évaporites du Trias. Les inclusions de type 1 ayant des salinités inférieures peuvent être également issues de la dissolution des évaporites du Trias mais un fluide extérieur (autre fluide métamorphique ?) a pu dissoudre ces saumures.

Toutes les inclusions présentent une composition de la phase gazeuse dominée par H_2O , CO_2 et N_2 (sous forme de trace pour type 2a et b sauf H_2O). La présence des composés volatiles comme le N_2 peut être expliquée par la présence de schistes +/- carbonés dans l'unité de Calar-Alto. On enregistre au cours de la diagenèse des sédiments, la perte en azote et en oxygène sous forme de CO_2 . La seconde phase de catagenèse voit la transformation par dégradation thermique, du kérogène en hydrocarbure et elle est caractérisée aussi par la perte en CO_2 , H_2O , N_2 (Muluma, 2010). Au cours de l'ultime étape de l'évolution des sédiments (métagenèse), le kérogène continue de s'appauvrir en hydrogène et sa structure tend progressivement vers celle du graphite. Les produits formés au cours du craquage sont essentiellement du méthane et de l'azote (Lannuzel, 2010).

Les quartzites sont affectés par une fracturation $\text{N}040^\circ\text{-N}050^\circ$ recoupant les veines de quartz sécantes ou utilisant ces veines comme lieu préférentiel de percolation, les épontes de la veine de quartz analysée sont totalement blanchies. Ces zones blanchies montrent la disparition des muscovites, chlorite et épidote au sein de l'encaissant et la cristallisation de monocristaux de calcite. Cette différence entre l'encaissant sain et l'encaissant blanchie se traduit par une perte en Fe, Mg, Ba, Ce, Ni et Zn et un gain en Pb, Ca et Na

La roche est également affectée par des plans décrochants $\text{N}000^\circ$ à $\text{N}050^\circ$ tapissés de chlorite. Le blanchiment des quartzites sur des fractures $\text{N}040^\circ\text{-N}050^\circ$ permet la mise en mouvement de fer.

La zone de blanchiment est également caractérisée par la cristallisation de monocristaux de calcite dans les quartzites. La dernière génération de veines sécantes (Qtz 3 + calcite) observées dans les quartzites montre des calcites automorphes qui poussent sur des quartz automorphes (qtz 3). Les épontes de ces veines sont blanchies également (Figure 30-d). Le fluide circulant qui altère les quartzites pourrait être contemporain du fluide qui permet la cristallisation de la calcite en veine. L'enrichissement en Ca se retrouve également dans l'analyse chimique. L'environnement métamorphique des quartzites n'est pas très riche en carbonates, sauf quelques passées de métacarbonates, suffisent-elles à enrichir un fluide en CaCO_3 . Les épidotes détruites dans l'encaissant peuvent fournir le Ca mais il n'a pas été réalisé de bilan de masse pour évaluer si la quantité d'épidotes détruites dans l'encaissant est suffisante pour créer la calcite rencontrée.

Les derniers évènements fluides enregistrés dans les quartz 1 ou 2 sous forme de PIF transgranulaires (type 2a) sont identiques aux fluides ayant permis la cristallisation de l'albite (type

2b). La relation entre les veines d'albite et les zones de fracturation blanchissantes ou les plans décrochants à chlorite ou les veines qtz 3 + calcite n'a pas été démontré. Rien ne permet de dire si les fluides responsables de ces derniers évènements ont pas été enregistrés dans les quartz analysés.

IV - 2. MÉTABASITES (SITE B, FIGURE 29)

Les métabasites font partie de l'unité Bedar-Macael du complexe nevado-filábride. Leur présence est l'une des caractéristiques principales du complexe. A l'échelle de la Sierra Nevada et de los Filabres, cette lithologie se retrouve uniquement dans les unités supérieures du complexe, au sommet de Calar-Alto et au sein de l'unité de Bédar-Macael.

Ces roches sont reconnues comme étant la trace de méta-basaltes générés au niveau de dorsales océaniques (Bodinier *et al.*, 1987, Puga *et al.*, 1989, Puga *et al.*, 2002) datant de la limite Trias-Jurassique à Jurassique supérieur pour les roches basiques trouvées du côté de Cobdar (à l'ouest de la zone d'étude) (Puga *et al.*, 1989, Gomez-Pugnaire & Munoz, 1991, Puga *et al.*, 1991, Puga *et al.*, 2002). Les métabasites étudiées sont datées du Jurassique moyen par la méthode Rb/Sr (Hebeda *et al.*, 1980). Ces métabasites peuvent contenir de gros nodules riches en minéraux magnétiques, notamment du côté de Bayarque et Bacares à l'ouest de la zone d'étude dans l'unité Calar-Alto. Dans notre zone d'étude, ces roches ne possèdent pas ces gros nodules magnétiques (Figure 16)

Dans la zone d'étude, elles ont été observées principalement dans deux zones, dans la Sierra Altaya et aux environs d'El Marchal. Dans la Sierra d'Altaya (El Chive Figure 29), elles peuvent s'observer à la base et au sommet de l'unité de marbre qui a pu être exploitée à la fois comme matériaux mais aussi localement en tant que gisement de fer (chapitre V - 2.4.2, page 227). Dans cette même zone, on observe également des répétitions de bandes d'épaisseurs plurimétriques de métabasites au sein des marbres qui pourraient également correspondre à la transposition d'un ancien réseau filonien basaltique et pas seulement de méta-basaltes de sommet de croûte océanique. Au sud d'El Marchal, cette unité contient des vestiges écolitiques donc de plus haut gradient métamorphique que les schistes de l'unité de Calar Alto sous-jacente (Figure 29). Pour cette raison, le contact structural entre les deux unités est considéré comme un paléo-chevauchement possiblement réactivé en extension lors de la dénudation tectonique du MCC. Les unités métamorphiques sus-jacentes sont constituées de serpentinites surmontées de schistes et de carbonates qui ne révèlent pas de témoins d'un métamorphisme de haute-pression compatible avec les écolites retrouvées en noyaux au sein des métabasites. La croûte océanique d'âge jurassique ayant été obductée dans le prisme orogénique on peut supposer que c'est l'argument principal qui a amené à représenter ce contact comme un chevauchement sur la carte géologique officielle tel que cela a été repris dans la Figure 29, néanmoins, la différence de gradient de métamorphisme pourrait identifier ce contact comme un niveau de détachement extensif.

IV - 2.1. Pétrographie

IV - 2.1.1. Encaissant

Ces metabasites sont des roches vertes intensément plissées (Figure 37-a). La schistosité moyenne varie entre N095°E et N125°E, pour un pendage à droite variant entre 30 et 65° avec une linéation N115-125°E. Elles présentent parfois en nodules un assemblage grenat + clinopyroxène (Figure 37-b), caractéristique du faciès écolitique, témoin d'un métamorphisme de haut pression (550-650°C, 18-20 kbar). Les âges radiométriques disponibles dans la littérature sont rares et ne montrent pas de consensus pour cet épisode HP : de 48 Ma pour Monié et al. (1991) (âge Ar/Ar sur amphibole baroisite) à 15 Ma pour Sánchez-Vizcaíno et al. (2001) (âge U/Pb sur zircon).

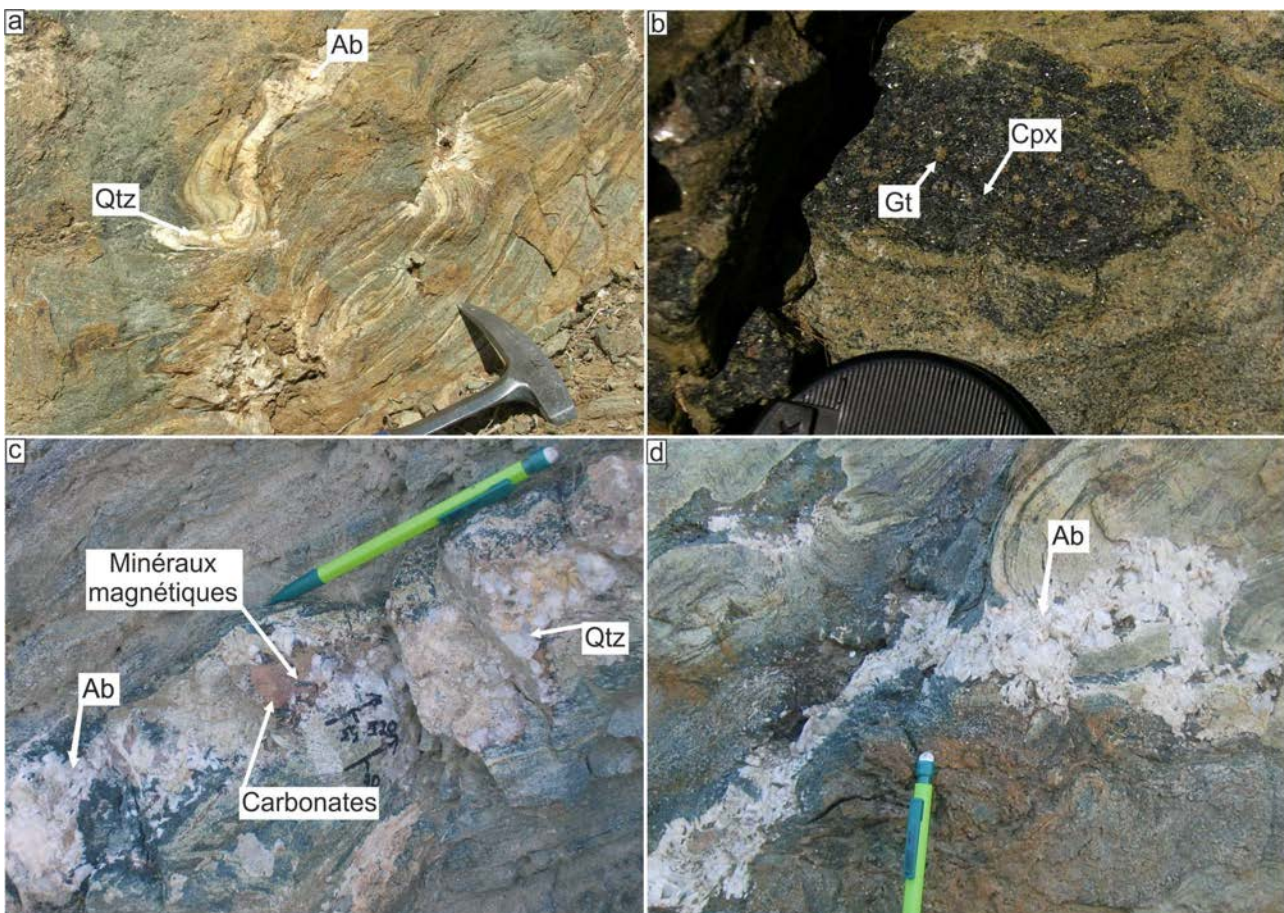


Figure 37 : Exemples de minéralogies et structures liées aux metabasites de la zone d'El Marchal.

a) Veine de quartz (*Qtz*) et Albite (*Ab*) déformée ductilement. b) Assemblage grenat (*Gt*) + clinopyroxène (*Cpx*) caractéristique du faciès écolitique. c) Veine polyminérale (quartz, carbonates, albite et minéraux magnétiques) parallèle à la schistosité. d) Veine d'albite épidote développée en extrado de pli.

Ces metabasites présentent différents types de veines aux minéralogies très variées. Des veines à quartz et albite déformées ductilement dans des plis (Figure 37-a) ainsi que des veines polyminérales à quartz, albite, carbonates et quelques minéraux magnétiques (Figure 37-c) parallèle

à la schistosité des métabasites. Certaines veines d'albite ont également attirés l'attention de par leur structure particulière à la fois développée en extra-dos de pli et recoupant ce pli (Figure 37-d).

La veine étudiée est parallèle à la schistosité des métabasites (Figure 37-c). La roche encaissante présente une texture poecilo-granoblastique. La minéralogie est dominée par des feldspaths (albite), des épidotes (pistachites et zoisites), des amphiboles (hornblendes vertes) ainsi que quelques albites (Figure 38). Cette paragenèse est caractéristique d'un protolithe de roche basique. Les minéraux observés caractérisent la transition rétrograde Amphibolites → Schistes Verts. Les amphiboles se déstabilisent parfois en chlorites.

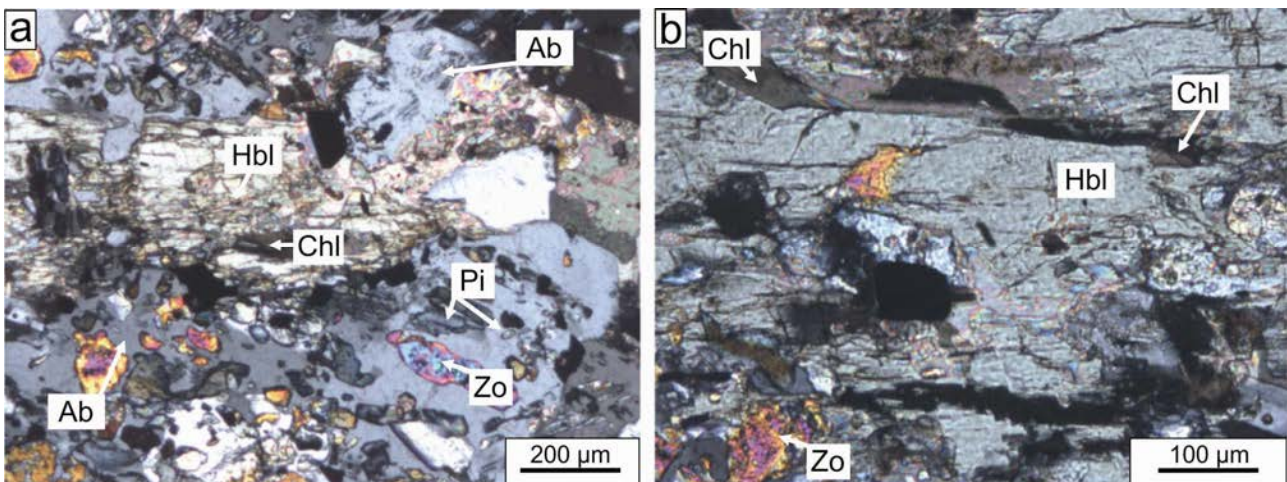


Figure 38 : Minéraux présents dans la schistosité des métabasites.

a et b) Paragenèse typique de la transition Amphibolites → Schistes Verts, Epidotes (pistachites Pi et zoisites Zo), Albites (Ab), Chlorites (Chl), Hornblendes (Hb) dans l'encaissant. b) Déstabilisation d'une amphibole (Hbl) en chlorite.

IV - 2.1.2. Les différents quartz

Dans cette veine, deux types de quartz ont été observés.

Le quartz I présente des contacts irréguliers et lobés entre les grains et souligne une recristallisation dynamique par bourgeonnement (BLG) ainsi qu'une migration des joints de grains (GBM, Passchier & Trouw (2005)) (Figure 39-b). Des limites de sous-grains s'individualisent au sein des grains de quartz I. Une déformation lamellaire est également associée (Figure 39-a). Le quartz I présente également une extinction ondulante due à de légères torsions du réseau cristallin. Ces textures sont des marqueurs d'une recristallisation dynamique et donc d'une déformation du quartz par fluage dislocation.

Le quartz de type II, est lui uniquement affecté par une extinction ondulante. Les inclusions fluides portées par ce type de quartz sont concentrées en bordure de grains (Figure 39-a). Le contact entre le quartz I et le quartz II est rectiligne (Figure 39-a).

Le quartz I présente plus de déformation que le quartz II, il est donc plus ancien.

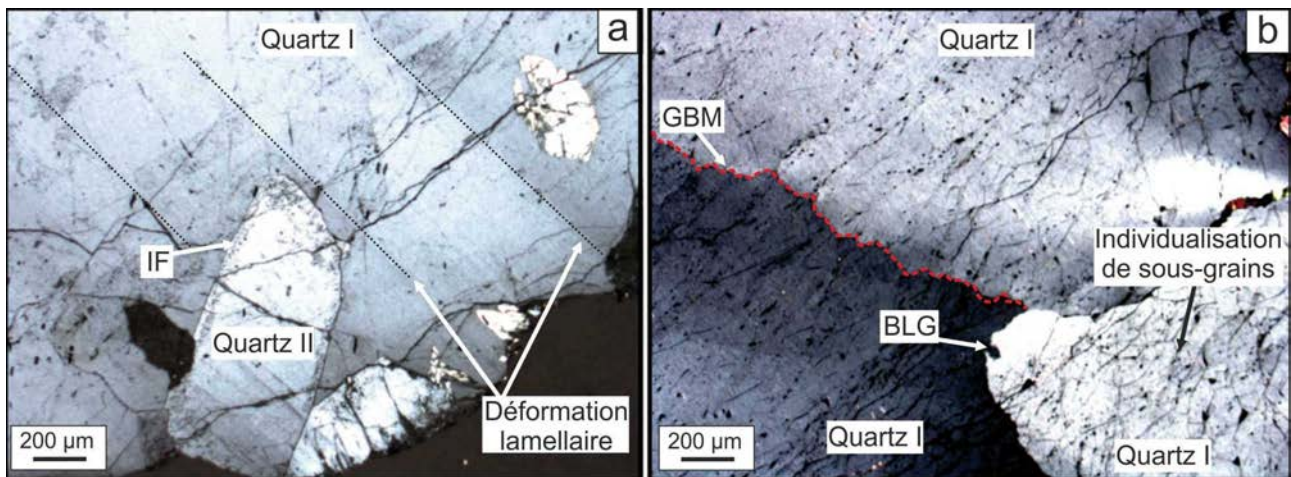


Figure 39 : Microstructures des quartz I et II dans la veine de quartz parallèle la schistosité.

a) Quartz I qui présente une déformation lamellaire et Quartz II en contact rectiligne avec le Quartz I..b) Joints de grains ondulés entre deux quartz I, GBM + BLG.

IV - 2.1.3. Les autres minéraux

Des cristaux de calcite sont également observés au sein de la veine parallèle, trois types différents sont observables. Les cristaux de calcite I sont xénomorphes, le plus souvent altérés et riches en impuretés. Les contacts intergrains entre ces calcites sont lobés (Figure 40-a) indiquant un régime de fluage dislocation, dislocation creep regime 3 (Hirth & Tullis, 1992). Ce type de texture caractérise une recristallisation dynamique par migration des joints de grains : GBM et témoigne de déformation à haute température (> 300 °C (Passchier & Trouw, 2005)). Elle est ensuite affectée par des textures de déformation par maclage de type II (chapitre II). Ces textures impliquent une déformation à plus faible température. Ces mâcles secondaires résultent d'un cisaillement simple du réseau cristallin, c'est-à-dire à une réorientation cristallographique préférentielle sous contrainte tectonique (Lacombe & Laurent, 1992).

La calcite de type II est uniquement caractérisée par des textures de déformation par maclage de type II (Figure 40-c ; (Ferrill *et al.*, 2004)). Une calcite tardive (III) remplit les micro-fractures qui morcellent les grains de quartz.

D'autres minéraux ont été également observés tels que des sphènes, de l'ilménite, de la chalcopryrite, des oxydes et/ou hydroxydes de fer (hématite et/ou goethite) (Figure 40-b). Les oxydes et/ou hydroxydes de fer se développent préférentiellement le long des plans de clivage de la calcite II. Ils peuvent également se former aux dépens de la chalcopryrite. La goethite présente alors une très belle zonation, alternance de zones rouge clair et de zones rouge sombre (Figure 40-d). L'analyse MEB de ces phases a montré que l'alternance des zones claires et foncées est principalement due à une variation de la teneur en fer. Les résultats en poids atomique indiquent la présence de silicium et de cuivre dans ces auréoles de zonation. N'étant qu'en faible proportion,

ceci pourrait être une pollution ou alors une immiscibilité entre deux fluides, l'un riche en Si et Cu et l'autre en Fe.

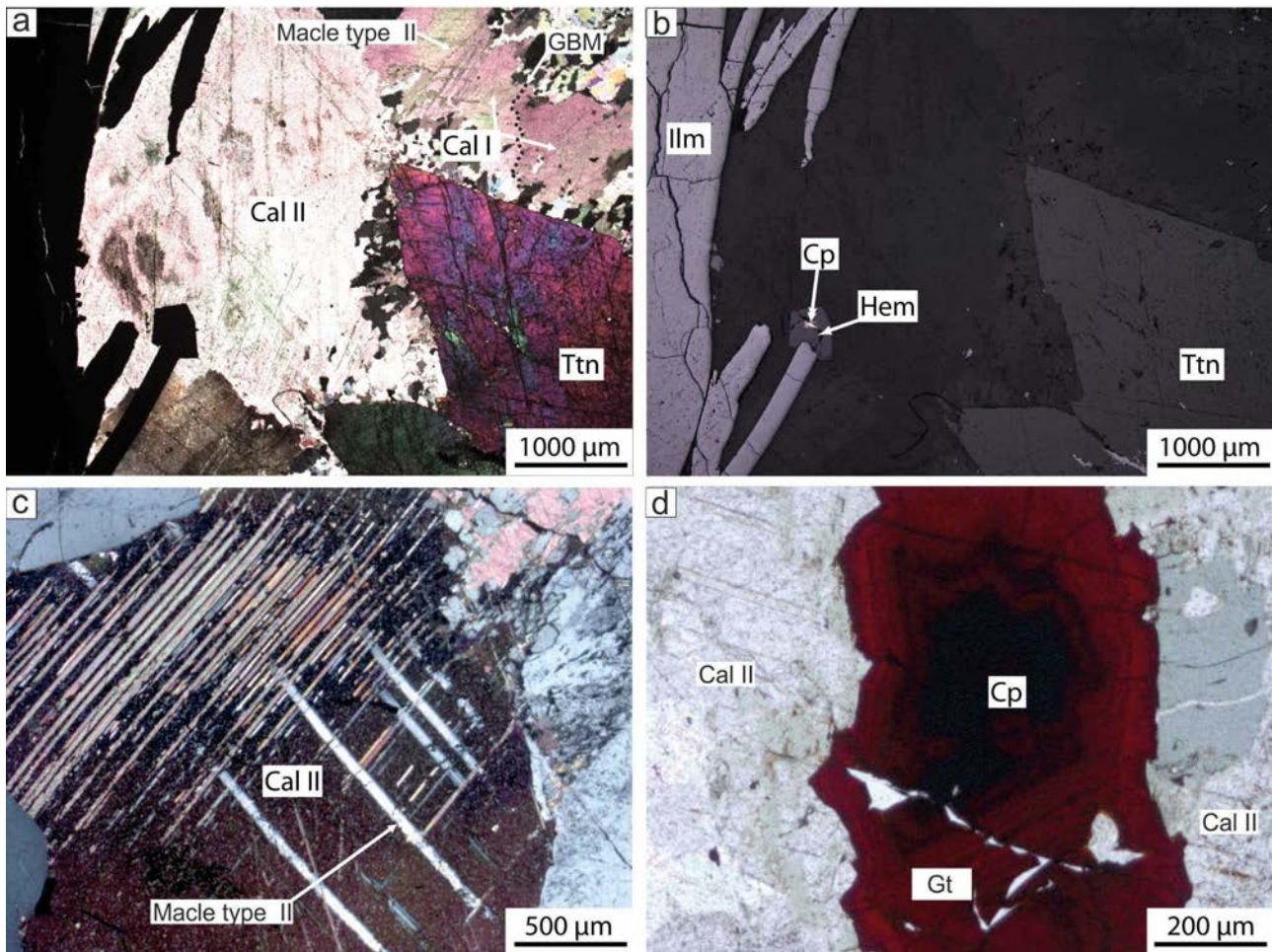


Figure 40 : Minéraux présents dans la veine parallèle à la schistosité des métabasites.

a) Relation entre les calcites et les minéraux de titanite (Ttn) et ilménite (Ilm) (photo prise en LPA). Les contacts entre les calcites I et II sont lobés. b) Relation entre les différents minéraux métalliques (photo prise en LPR). c) Déformation par maclage de type II d'une calcite II (photo prise en LPA). d) Zonation d'hydroxydes de fer (Gt : goéthite) autour de la chalcopyrite (Cp) (photo prise en LPNA).

IV - 2.2. Pétrographie des IF

Suite à ces observations microscopiques, trois familles d'inclusions fluides ont été identifiées dans le quartz I. Les inclusions présentes dans le quartz II, en bordure de grains sont totalement déformées et donc inexploitable. Ces inclusions correspondent probablement aux inclusions présentes dans le quartz I qui ont été balayées lors de la croissance du quartz II.

Les inclusions fluides observées dans le quartz I sont classées selon des critères de distribution voire de recoupement entre elle :

- Famille 1 : elle consiste en des alignements d'inclusions aqueuses biphasées (V + L) qui se répartissent sous forme de plans d'inclusions fluides intragranulaires, dont la longueur n'excède pas

150-200 μm (Figure 41-a-b). La taille de ces inclusions est variable mais majoritairement supérieure à 10 μm . Le pourcentage de phase gazeuse est compris entre 20 et 30 vol.%.

- Famille 2 : correspond à des plans d'inclusions fluides transgranulaires (Figure 41-c) qui recoupent les PIF de la famille 1. La famille 2 est représentée par des inclusions fluides biphasées (V + L) de petite taille, généralement inférieure à 10 μm . Le pourcentage de la phase vapeur varie entre 35% et 45 vol.%.

- Famille 3 : elle est dominée par des inclusions triphasées identifiables par la présence de cubes de halite (V + L + H) (Figure 41-d-e). Elles présentent parfois des minéraux accidentels de carbonates identifiés en spectroscopie Raman. Ces inclusions fluides sont pour l'essentiel de taille supérieure à 10 μm , et certaines peuvent atteindre plus de 20 μm . Le pourcentage de la phase vapeur varie de 15 à 20% pour la majorité de ces inclusions fluides. Elles se présentent sous forme de PIF transgranulaires (Figure 41-f). Aucun recoupement entre ces PIF et les PIF des deux familles précédentes n'a été observé.

Le fait que les familles 2 et 3 soient sous forme de PIF transgranulaires suggère que les fluides sont plus récents que les fluides de la famille 1.

La compilation des données microcartographiques sur lame mince a permis de distinguer ces trois familles de plans d'inclusions fluides. La famille 1 est caractérisée par une direction moyenne de N290°E pour un pendage moyen de 70° (Figure 42-a), mais ces mesures ont été prises au sein d'un même grain. Ces PIF de la famille 1, étant intragranulaires, ils sont fonction des discontinuités cristallographiques du minéral. Cette direction n'a donc aucune signification. La seconde famille est dominée par une direction de N020°E pour un pendage de 80° (Figure 42-b). Enfin, la famille 3 est plus difficile à montrer sur la figure en raison de son faible pendage (les lames sont horizontales). Elle est caractérisée par une direction moyenne de N320°E pour un pendage de 20° (Figure 42-c).

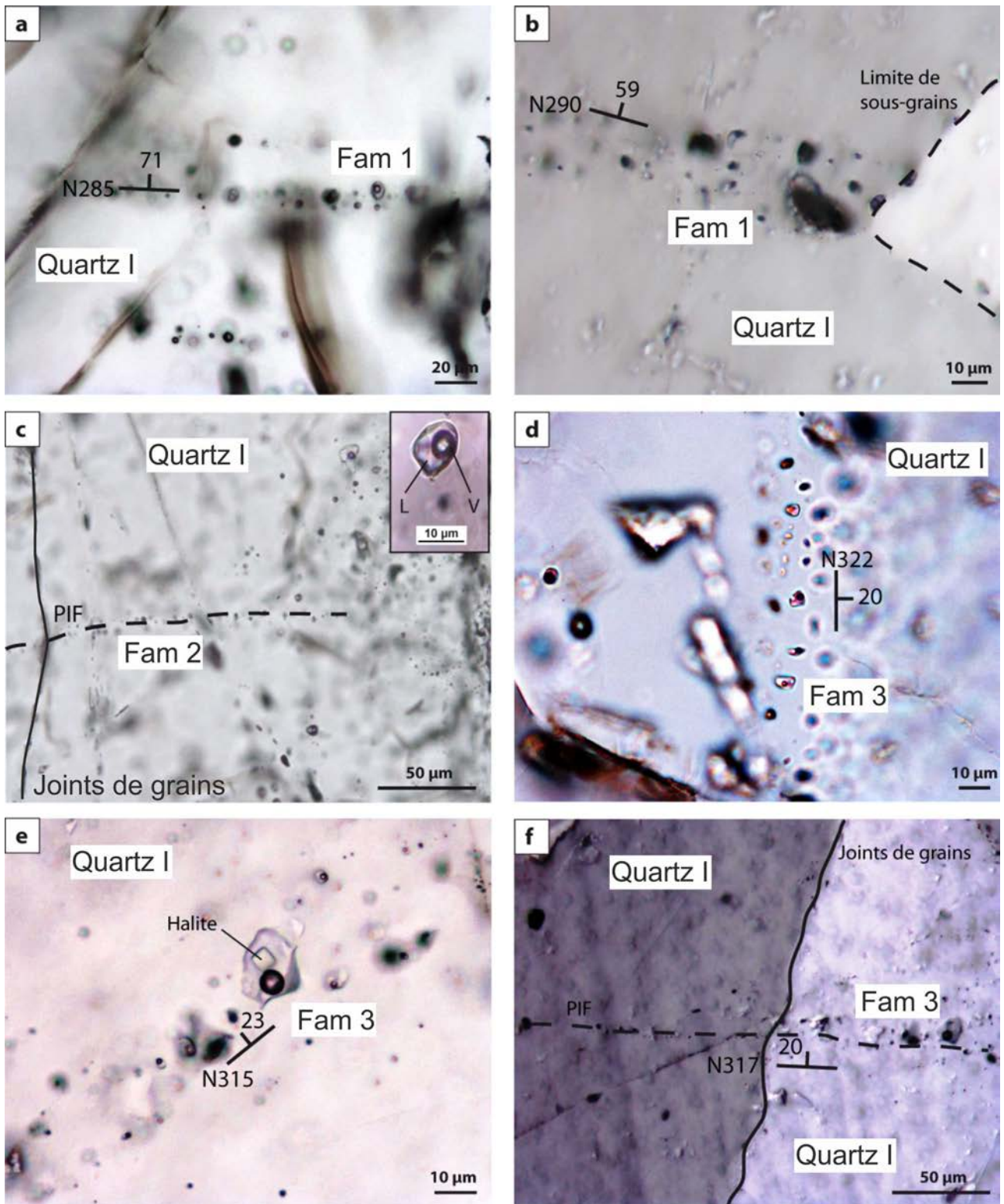


Figure 41 : Différentes familles d'inclusions fluides au sein des quartz I.

a) PIF intragranulaire de famille 1 (Fam 1). b) PIF intragranulaire de famille 1 s'arrêtant à la limite des sous-grains de quartz I. c) PIF transgranulaire de famille 2 (Fam 2). d et e) IF avec cube de halite de la famille 3 (Fam 3). f) PIF transgranulaire de famille 3 qui recoupe une limite de joint de grains de quartz I.

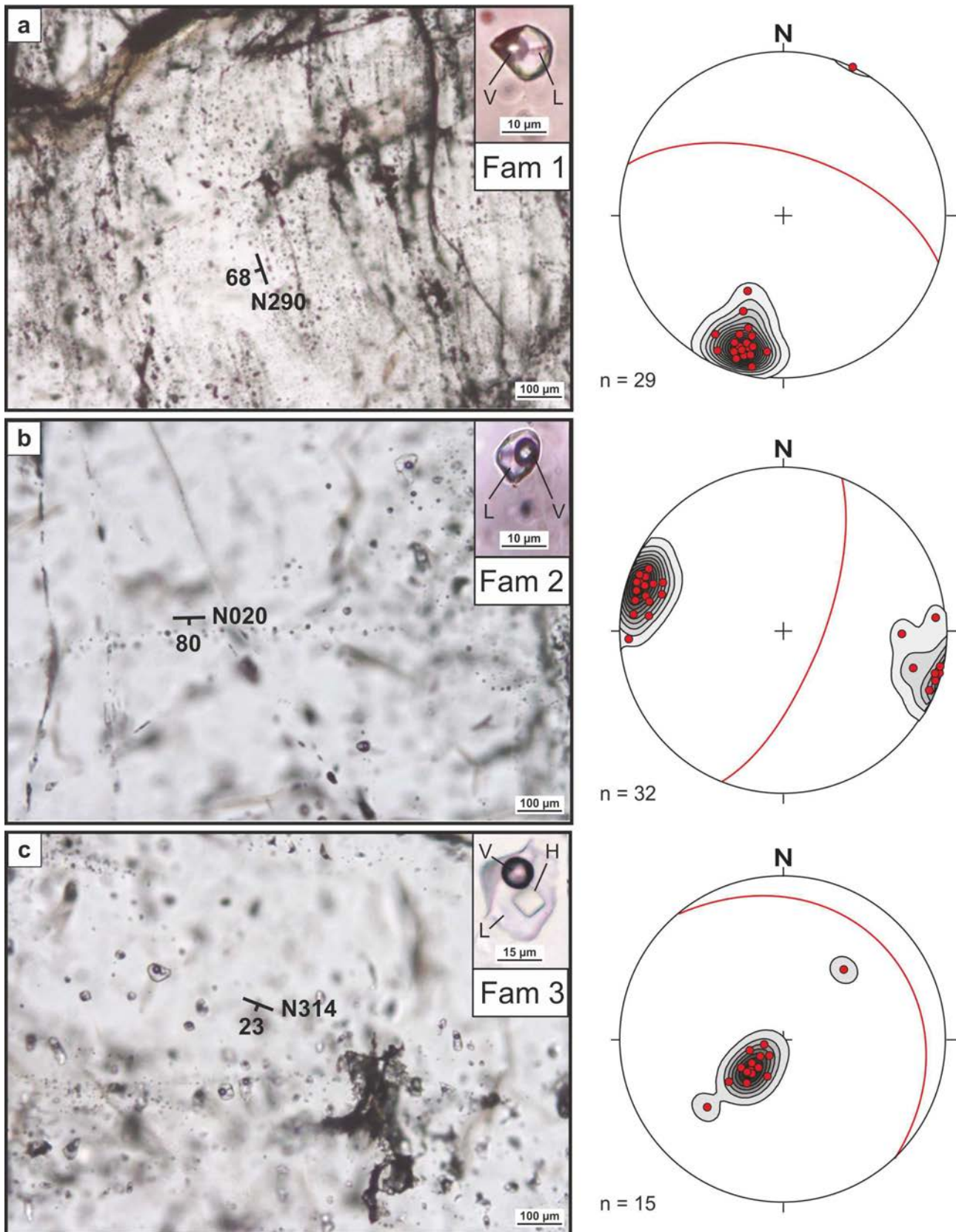


Figure 42 : Différentes familles de PIF au sein de quartz I et représentations stéréographiques des directions et pendages des PIF

La famille 1 a été mesurée au sein d'un même grain de quartz I. Représentation stéréographique dans l'hémisphère inférieure (canevas de Wulf) des pôles des PIF, les points rouges représentent le pôle des plans des PIF et la trace cyclographique rouge représente le plan moyen représentatif de la famille de PIF considérée.

IV - 2.3. Chimie des fluides

Les IF intragranulaires de famille 1 présentent des températures de fusion de glace comprises entre -26 et -20 °C (T_{m1} (ice) ; Figure 43-a-b). Pour une minorité de ces mêmes inclusions, à une température plus élevée que la température de fusion de la glace, s'observe la présence d'hydrates de gaz (clathrates). Les températures de dissociation du clathrate (T_m (cla)) sont mesurées entre $0,0$ et $1,2$ °C. Dans tous les cas, l'homogénéisation totale (T_h) des inclusions est observée par disparition de la phase vapeur pour des températures comprises entre 330 et 370 °C (Figure 43-c). L'analyse des gaz donne des proportions entre 70 et 90 vol.% de CO_2 et entre 30 et 10 vol.% N_2 (Figure 43-d). Il sera considéré dans les programmes de calculs pour les isochores que cette famille d'inclusions fluides évolue dans un système $H_2O-NaCl-CO_2-N_2$

La deuxième famille d'inclusions fluides (L+V) dans des PIF transgranulaires est caractérisée par des températures de fusion de glace comprise entre $-15,0$ et $-6,0$ °C (T_{m2} (ice) ; Figure 43-a-b). Les températures d'homogénéisation (T_h) (par disparition de la phase vapeur), difficiles à déterminer du fait de la petite taille de ces inclusions, sont possiblement supérieures à 380 °C (Figure 43-c). Au-delà de cette température, la bulle de gaz devient trop petite et se perd dans la masse de l'inclusion. L'analyse des gaz a permis d'identifier la présence de CO_2 et de N_2 dans des proportions comprises respectivement entre 65 et 80 vol.% et 35 et 20 vol.% (Figure 43-d)..

La troisième famille d'inclusions fluides (L+V+H) présente un eutectique entre -80 et -50 °C (Figure 43-a) (Samson & Walker, 2000). Ceci se manifeste par un assombrissement de l'inclusion fluide vers -80 °C. Des changements de phases ont été identifiés entre ces deux températures (Figure 44). Couramment, ces transitions de phase sont interprétées comme une fusion eutectique du contenu de l'inclusion. Des études par spectroscopie Raman sur les agrégats formés dans les inclusions prouvent qu'il s'agit en fait de la cristallisation des hydrates de sels tels qu'hydrohalite et antarctite (Samson & Walker, 2000). Les températures de l'eutectique et la spectroscopie Raman ont donc permis d'identifier la présence de $CaCl_2$ en plus de $NaCl$. Les températures de fusion de la glace (T_{m3} (ice)) évoluent entre -46 et -29 °C. Les températures de fusion des cubes d'halite (T_m (halite)) sont distribuées entre 230 et 260 °C. Les valeurs microthermométriques (T_m (halite)) permettent d'estimer des salinités du fluide dans un système $H_2O-NaCl$ variant entre 32 à 35 mass% éq.NaCl. L'analyse de la phase gazeuse en spectroscopie Raman permet de souligner également la présence de CO_2 et N_2 dans des proportions comparables, entre 45 et 55 vol.% (Figure 43-d).

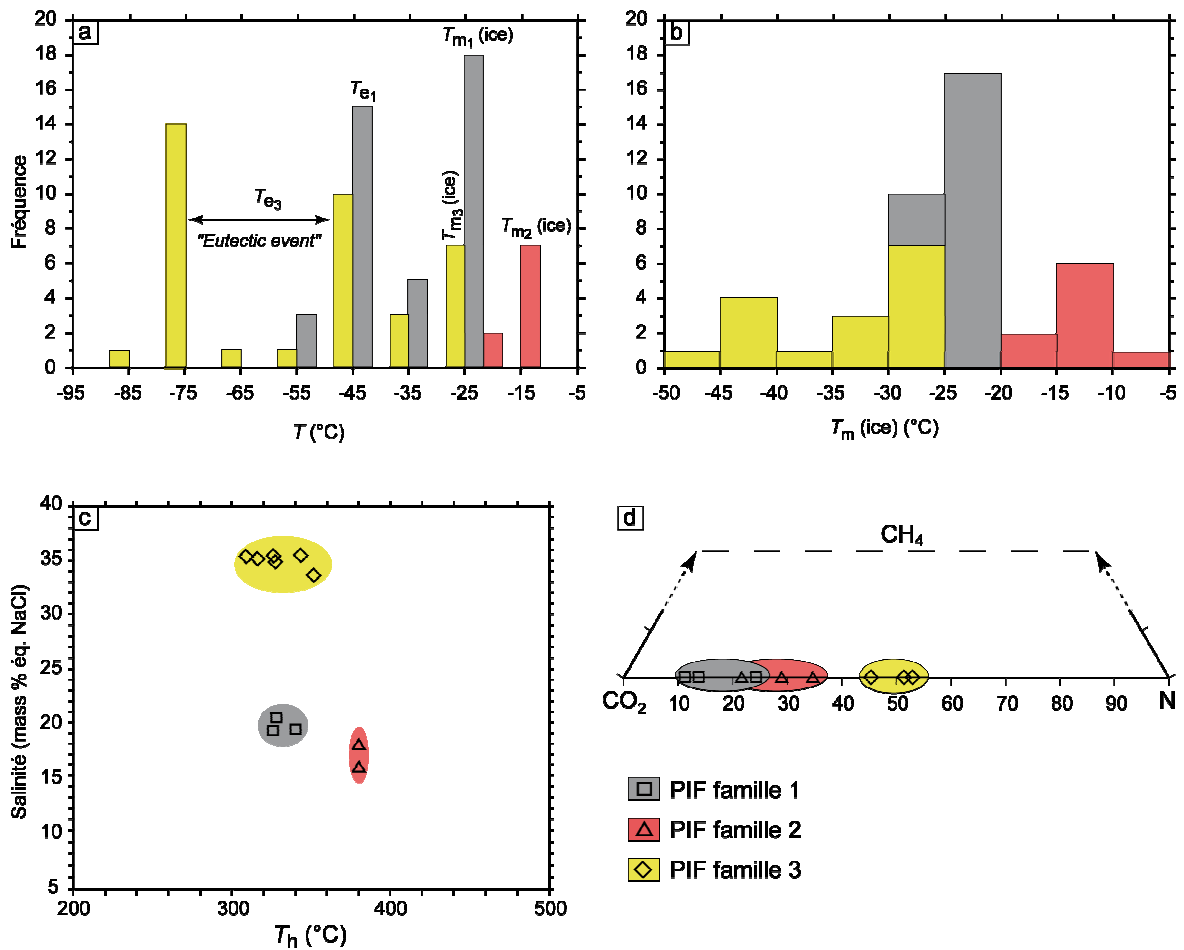


Figure 43 : Données obtenues en microthermométrie et en spectroscopie Raman pour les trois familles d'inclusions fluides dans le quartz I.

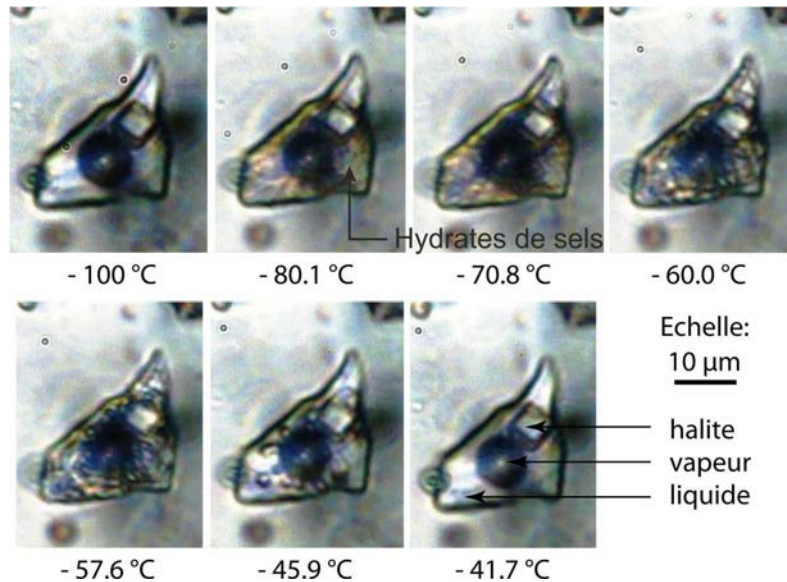


Figure 44 : Transitions de phase observées en microthermométrie dans les IF de la famille 3.

A partir de $-80,1$ $^{\circ}\text{C}$, des cristaux d'hydrates de sels (hydrohalite et antarctite) apparaissent. Entre cette température et -60 $^{\circ}\text{C}$, l'assombrissement correspond à un événement eutectique. A $-57,6$ $^{\circ}\text{C}$, il reste des cubes de glace. A $-41,7$ $^{\circ}\text{C}$, la glace a totalement fondu.

Seulement quelques inclusions de chacune des trois familles de fluides ont été analysées par LA-ICP-MS. Les résultats sont présentés sur la Figure 45 qui montre les concentrations (valeurs en ppm) de certains métaux dans les différentes inclusions. Les résultats montrent des regroupements de valeur qui distinguent bien trois familles différentes de paléofluides. Les familles 1 et 2 sont relativement proches en valeurs hormis une augmentation assez nette des concentrations en Mn et en Fe pour la 2^{ème} famille. Cette augmentation se poursuit pour la famille 3 qui présente des concentrations toujours supérieures aux deux autres familles pour l'ensemble des éléments. On constate ainsi notamment de fortes concentrations en Mg, K, Fe, Zn, Mn, Ba et Pb.

IV - 2.4. P-V-T-X

Les isochores des familles 1 et 3 sont représentées dans un diagramme *P-T* (Figure 46). Le calcul des isochores de la famille 2 n'a pas été effectué car la petite taille des inclusions génère trop d'incertitude.

Pour la famille 1, les températures minimales de piégeage sont de 330 °C alors que pour la famille 3, les températures minimales de piégeage sont légèrement plus faibles, de l'ordre de 300 °C. Les données pétrographiques à disposition sont la présence d'amphiboles dans l'encaissant de la veine transposée. Ces amphiboles peuvent être déstabilisées en chlorites soulignant donc la transition entre les faciès amphibolites → schistes verts. Cette transition est observée aux alentours de 520 °C. La seconde information pétrographique concerne la 3^{ème} famille d'inclusions fluides. Ces inclusions fluides sont organisées selon des plans d'inclusions fluides transgranulaires qui recoupent la déformation lamellaire du quartz I. Ainsi, le domaine de piégeage de ces fluides est situé à des pressions inférieures à 170 MPa (Figure 46) (Passchier & Trouw, 2005). Ceci permet de déterminer des domaines de piégeage *P-T* de 60-170 MPa et 330-520°C pour les fluides de la famille 1, beaucoup moins contraints que les fluides de la famille 3 qui ont un domaine de piégeage de 40-170 MPa et 300-350°C.

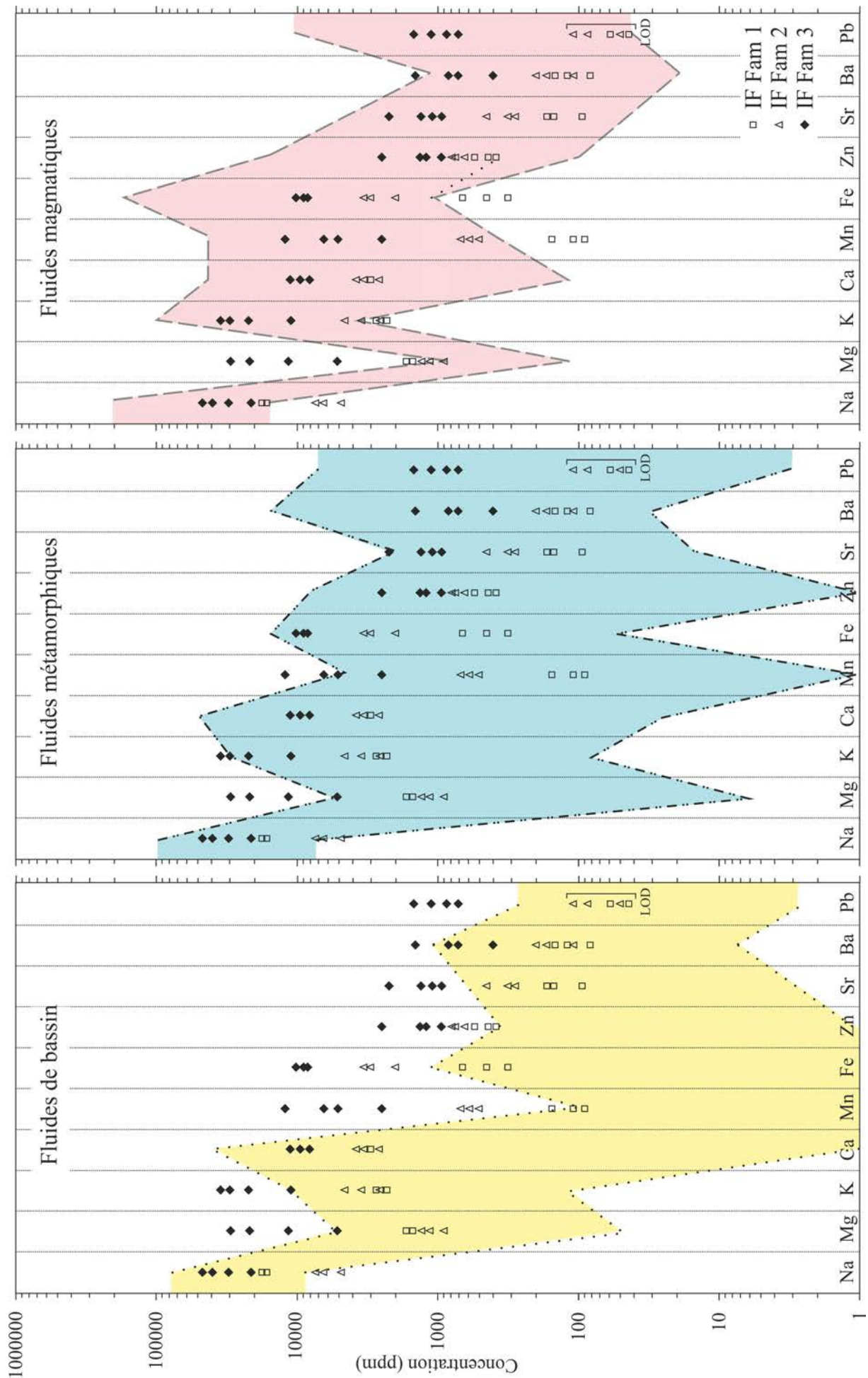


Figure 45: Distribution des concentrations (en ppm) de certains métaux contenus dans les trois familles de fluides observées dans les quartz I de la veine parallèle à la schistosité des métabasites.

Les concentrations sont comparées à la chimie de différents fluides issue de la littérature. Fluides métamorphiques (Banks et al., 1991, Munz et al., 1995, Meere & Banks, 1997, Banks et al., 2000, Heijlen et al., 2008, Miron et al., 2013); fluides de bassin (Carpenter et al., 1974, Land et al., 1988, Connolly et al., 1990, Warren & Smalley, 1994, Piqué et al., 2008); fluides magmatiques (Bottrell & Yardley, 1988, Campbell et al., 1995, Smith et al., 1996, Heinrich et al., 1992, Audétat et al., 2000, Kamenetsky et al., 2002).

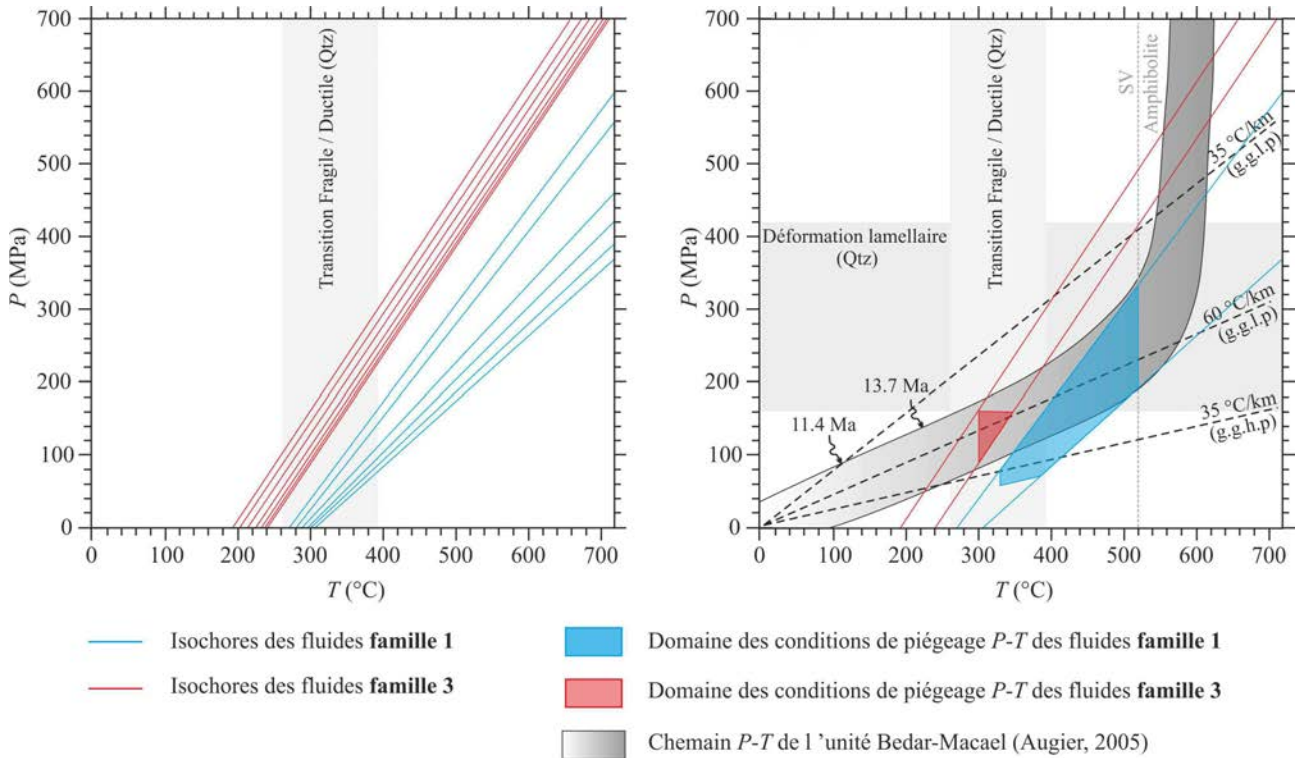


Figure 46 : Diagramme P - T présentant la position des isochores des familles de fluides 1 et 3.

IV - 2.5. Isotopie

Les valeurs en $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ sont calculées (chapitre II) à partir des $\delta^{18}\text{O}$ du quartz (entre 13 et 14.2 ‰_{ov-SMOW} pour les quartz I et II confondus) ($n=3$) des veines de quartz parallèles à la schistosité des métabasites.

Les fluides contenus dans les quartz I sont présents à la fois sous forme de PIF intragranulaires et transgranulaires. Les PIF intragranulaires (famille 1) sont les plus anciens fluides présents dans le quartz, c'est pour cela que nous considérons leurs températures de piégeage (330 à 520°C Figure 46) pour le calcul du $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$. Il est possible que les fluides de la famille 1 ne correspondent pas aux fluides contemporains de la cristallisation des quartz I mais à des fluides contemporains de leur déformation, et dans ce cas les températures choisies n'ont pas de réelle signification dans le calcul du $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$. Cependant la gamme de température choisie pour ces quartz est relativement large et il y a de fortes chances que le quartz se soit formé dans cette gamme de température.

Les $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ varient entre 6,9 à 10,2 ‰ (Figure 47) avec des températures de formation de quartz entre 330 et 520°C.

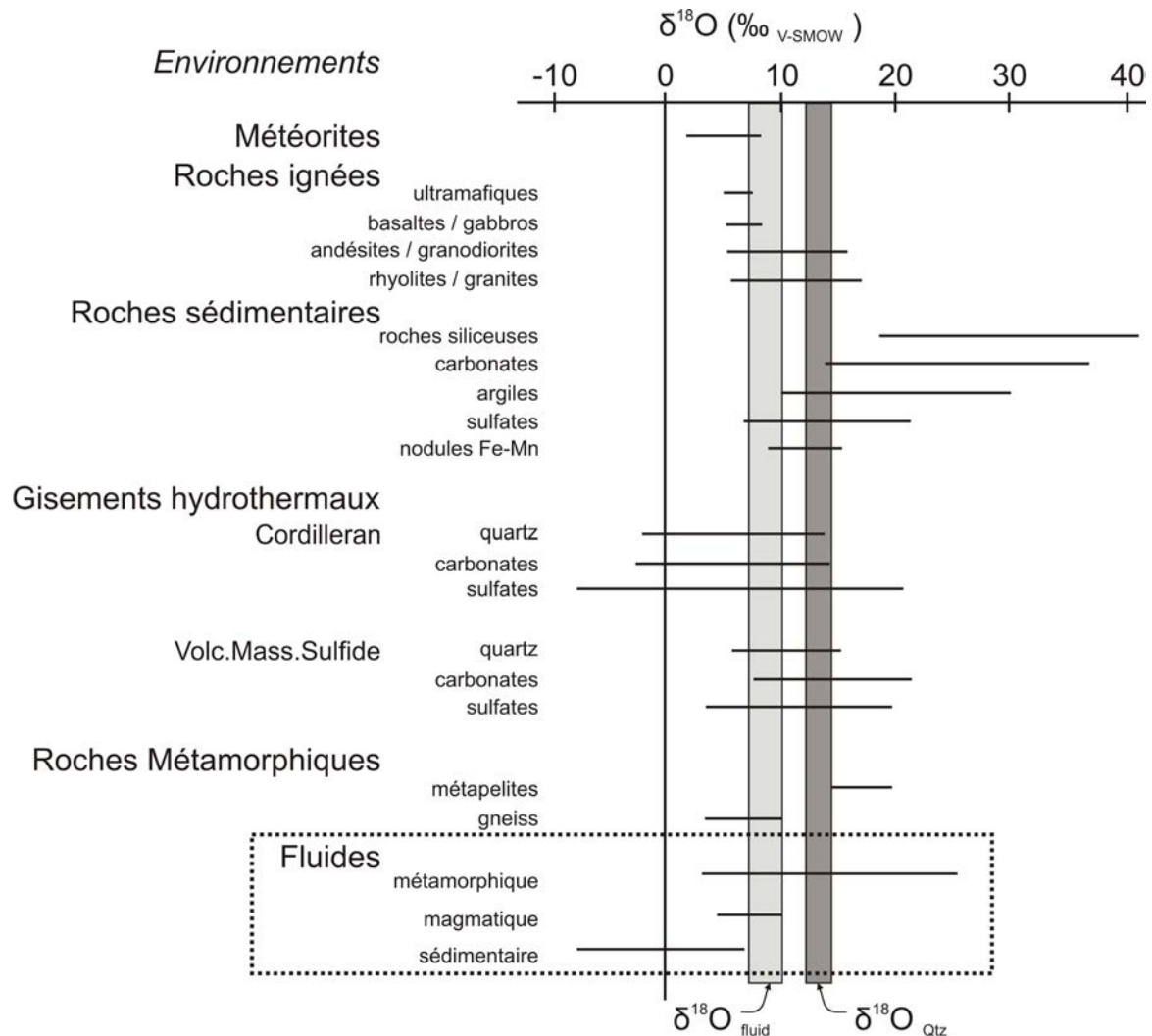


Figure 47 : Distribution des $\delta^{18}\text{O}$ dans différents environnements géologiques (modifié d'après Field & Fifarek, (1985)) et positionnement des données pour ces veines de quartz.

IV - 2.6. Discussion

Les résultats en isotopie présentés dans un diagramme (Figure 47) qui tient compte des variations du $\delta^{18}\text{O}$ dans différentes eaux et roches susceptibles d'en être la source, montre que la source des fluides à l'origine de la veine de quartz parallèle à la foliation ne peut pas être clairement discriminée à partir du $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ calculé.

IV - 2.6.1. Famille 1, aqueuses biphasées : 1^{ère} génération de fluide

La première génération d'inclusions fluides, caractérisée par des PIF intragranulaires, présente des températures de piégeage comprises entre 330-520 °C. Ces inclusions fluides intragranulaires sont portées par des grains de quartz qui ont enregistré une déformation ductile (GBM, BLG et

lamellaire) qui indique des températures d'au moins 500°C pour la recristallisation de type GBM (en considérant uniquement les facteurs P et T) (Passchier & Trouw, 2005).

Ces inclusions sont présentes sous forme de PIF intragranulaires contrairement aux familles 2-3 qui sont présentes sous forme de PIF transgranulaires. Les PIF transgranulaires de la famille 2 recourent les PIF de la famille 1. Ces critères pétrographiques nous permettent de dire que la famille 1 correspond à la première génération de fluide.

Les résultats des concentrations en éléments (alcalins et métaux) en ablation laser couplée à la spectrométrie de masse (LA-ICP-MS) ne permettent pas de discriminer une source de fluide en particuliers (Figure 45). Les concentrations calculées correspondent autant aux gammes de données LA-ICP-MS issues de la littérature des fluides métamorphiques (Banks *et al.*, 1991, Munz *et al.*, 1995, Meere & Banks, 1997, Banks *et al.*, 2000, Heijlen *et al.*, 2008, Miron *et al.*, 2013); des fluides de bassin (Carpenter *et al.*, 1974, Land *et al.*, 1988, Connolly *et al.*, 1990, Warren & Smalley, 1994, Piqué *et al.*, 2008); ou des fluides magmatiques (Bottrell & Yardley, 1988, Campbell *et al.*, 1995, Smith *et al.*, 1996, Heinrich *et al.*, 1992, Audétat *et al.*, 2000, Kamenetsky *et al.*, 2002). Cependant l'intégration de toutes ces données à savoir une large gamme de températures de piégeage entre 350 °C et 520°C, et la présence d'une faible densité de CO₂-N₂ dans la phase vapeur, des salinités d'environ 20 mass% éq.NaCl (Figure 43) sont autant d'arguments en faveur d'une origine métamorphique (Figure 43). La salinité de ces inclusions est trop élevée pour des fluides de bassin (2-3 mass% éq.NaCl), et bien que les concentrations en métaux puissent correspondre à la gamme des fluides magmatiques (Figure 45), ces concentrations restent cependant relativement faibles pour des fluides magmatiques. La salinité de ces inclusions fluide peut être expliquée par la percolation de ces fluides métamorphiques au travers de niveaux évaporitiques. Cette remobilisation du sel peut être contemporaine du métamorphisme alpin associé à la formation des MCC.

IV - 2.6.2. Familles 2-3 : générations suivantes

La deuxième famille d'inclusions fluides distribuées selon des plans orientés N-S à fort pendage est également dominée par la présence de CO₂ et N₂ dans la phase vapeur. Les données acquises en microthermométrie sont moyennement significatives du fait de la trop petite taille des inclusions fluides, inférieures à 10 µm voire 5 µm. Les fluides contiennent des concentrations plus élevées en métaux (Fe-Zn) comparées aux concentrations de la première génération de fluide (Figure 45).

En comparaison des faibles concentrations qui caractérisent la première génération de fluide, la famille 3 d'inclusions fluides se distingue par de fortes teneurs en métaux (Mg, K, Fe, Zn, Mn, Ba et Pb) pouvant atteindre plus de 5 % de fer dans la phase aqueuse. Cette famille est également caractérisée par une forte salinité (32-35 mass% éq.NaCl). Les caractérisations P - V - T - X de ces

inclusions fluides permettent de proposer des températures de piégeage comprises entre 300 et 350 °C. Dans l'échantillon analysé elles sont organisées sous forme de plan d'inclusions fluides, orientés NW-SE à faible pendage, qui recoupent les structures de déformation ductile du quartz. Ces fluides ont donc été piégés dans le domaine de la transition fragile-ductile du quartz (Figure 46) à plus basse température que la génération 1. Leur positionnement proche de l'horizontal suggère soit une mise en place dans un régime compressif, soit une diminution de la pression verticale lors de l'exhumation propice à une fracturation hydraulique.

En résumé, on constate une augmentation des concentrations des métaux dans les fluides depuis les fluides de génération 1 jusqu'à la famille 3 (Figure 45). Si l'on regarde la distribution des concentrations en métaux (Figure 45), il est possible de proposer que le fluide de la famille 2 corresponde à un mélange entre les fluides de la première génération (les moins concentrés sauf pour Na et Mg) et ceux de la troisième famille (les plus concentrés pour tous les éléments).

IV - 3. SERPENTINITES, SCHISTES À GRENATS ET CARBONATES (SITE C, FIGURE 29)

IV - 3.1. Pétrographie

Cet ensemble métamorphique visible sur la route d'El Marchal à Bédar démarre par des serpentinites à la base, surmontées en contact métamorphique par une unité de schistes à grenats et de métacarbonates. La foliation n'est pas perturbée par un contact cassant plus récent et il est notable que des éléments des serpentinites sont incorporés ductilement au sein des schistes (Figure 48-a-b). En revanche, les contacts inférieurs et supérieurs de cet ensemble sont plus douteux. Le contact avec les unités de metabasites est probablement tectonique en raison de la différence de métamorphisme des deux unités, mais le contact chevauchant ou en détachement extensif n'est pas clairement visible, soit en raison d'éboulis, soit en raison de failles normales d'origine possiblement gravitaires récentes. De même, le contact supérieur avec le leucogneiss déformé ductilement à partir d'un protolithe granitique hercynien n'est pas clairement visible (Figure 48-c). Les serpentinites correspondant à un vestige de croûte océanique jurassique, si les séries sont à l'endroit, il est nécessaire d'invoquer un paléocontact chevauchant des unités de socle transformées en leucogneiss au-dessus des unités incorporant des serpentinites. L'autre hypothèse serait de considérer une unité renversée, les schistes pouvant alors être en continuité structurale normale avec les leucogneiss recouverts par l'obduction des serpentinites avant de se renverser (Figure 29). On retrouve d'ailleurs une succession quasi symétrique au-dessus des leucogneiss en allant vers Bédar où ceux-ci sont recouverts de schistes à métacarbonates incorporant des unités de serpentinites (Figure 29). Quoiqu'il en soit, pour la problématique des circulations de fluides, actuellement la disposition cartographique semble indiquer le prolongement d'une unité à schistes, métacarbonates, serpentinites voir quelques metabasites en dessous du niveau principal de leucogneiss. Localement une bande E-W de ces lithologies réapparaît à l'ouest du point E (Figure 29) et pourrait correspondre à un repli faisant réapparaître cette unité sous-jacente.

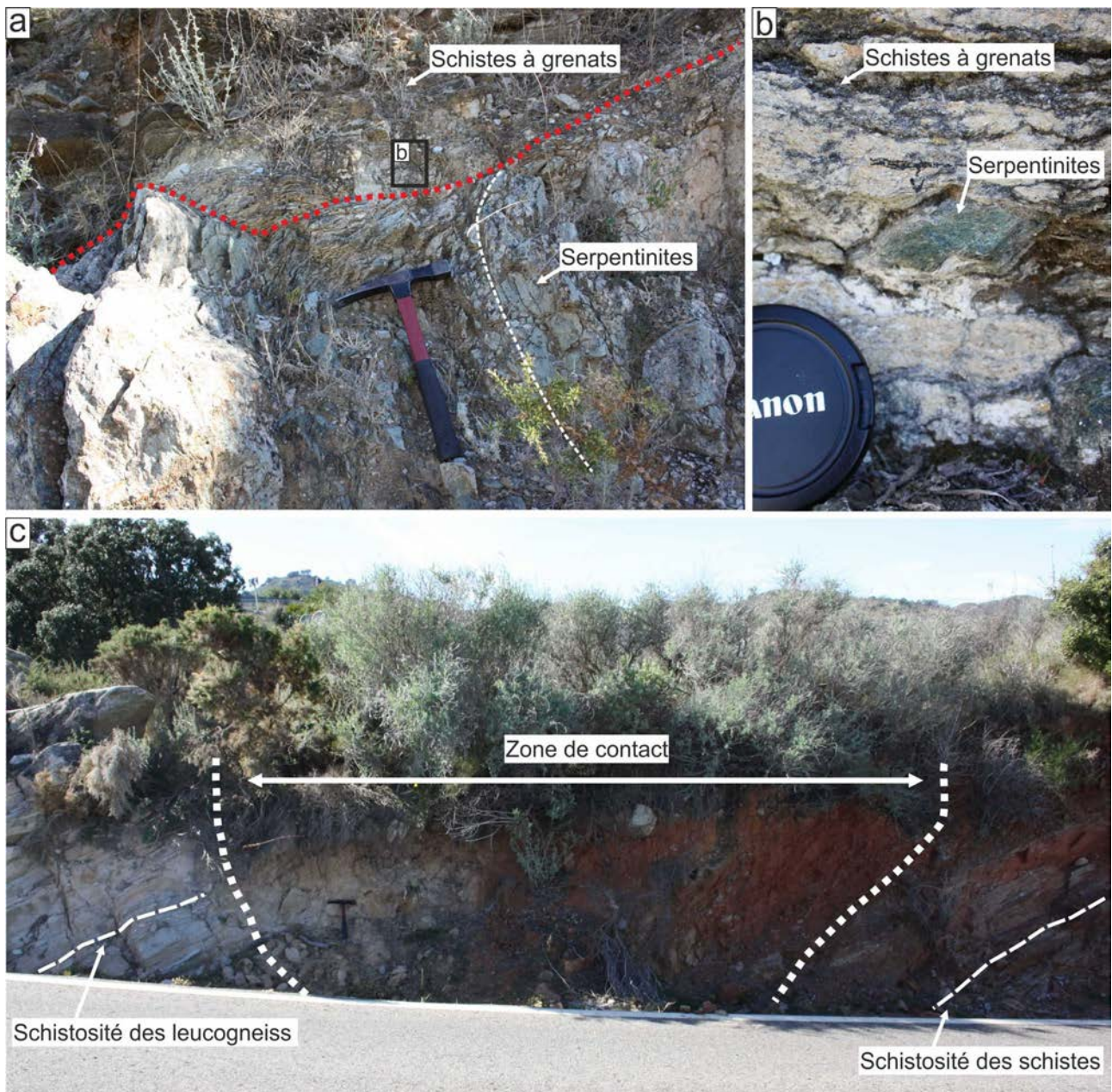


Figure 48 : Contact des schistes à grenats avec les serpentinites et les leucogneiss

a) Contact ductile entre les serpentinites et les schistes à grenats. b) lenticulation de serpentinites dans les schistes à grenats au niveau de la zone de contact présentée en a). c) Zone de contact incertain entre les schistes à grenats et les leucogneiss.

Sur l'affleurement étudié, les serpentinites ont une schistosité variant de $N80^{\circ}$ à $N90^{\circ}$ et un pendage de 59° S à 70° S. Il n'y a pas de linéation visible. Les serpentinites sont riches en magnétite (Figure 49-a). Cette roche est recoupée par des veines de chrysotile (Figure 49-b) ainsi que par un réseau de bréchification vertical orienté E-W. Macroscopiquement, seulement les minéraux de magnétite partiellement transformée en hématite sont visibles ainsi que de la serpentinite, de rares vestiges d'olivines ont pu être observés. Aucun minéral n'a permis l'étude des inclusions fluides dans cette roche.

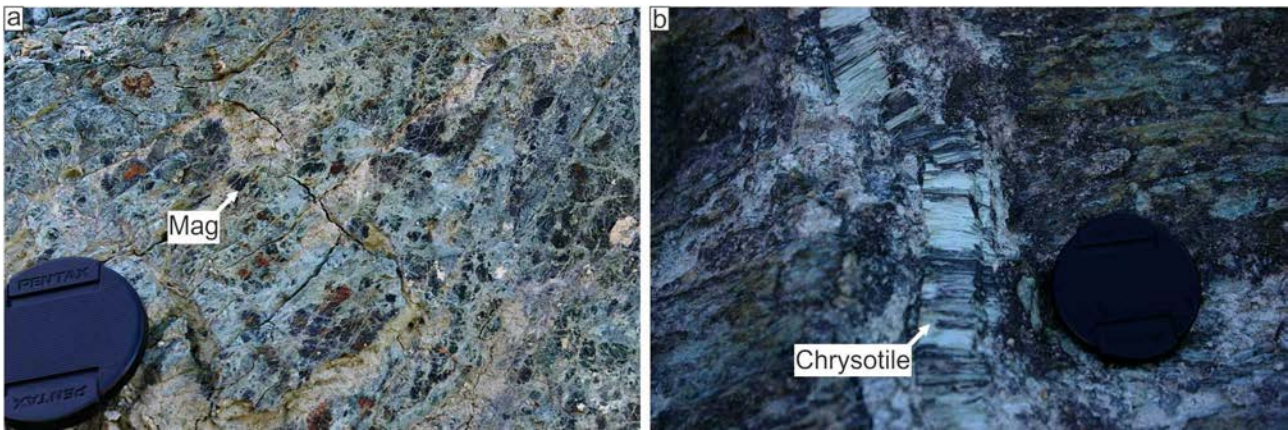


Figure 49 : Serpentinites.

a) Richesse de la roche en magnétite (Mag). b) Veine de chrysotile recoupant la schistosité de la serpentinite.

Les schistes à grenats ont une schistosité comprise entre N30° et N70°, pour un pendage à droite de 25-30° (Figure 50-a). Ils sont intercalés avec quelques passées de métacarbonates calcitiques marrons présentant une schistosité qui varie entre N40°E et N76°E, pour un pendage de 45-65°. Le métacarbonate est affecté par une fracturation orientée N184°E, 65° (Figure 50-b). Plusieurs types de grenats sont observés. Le premier type est le grenat dit « sain » (Figure 50-c-d), ce grenat est automorphe et présente quelques fractures. Le second est sous forme de couronne, il est nommé grenat « atoll » (Figure 50-e-f-g-h). Au sein de ce grenat on trouve des débris de grenats. Ce type de grenat morcelé peut être également retrouvé dans la schistosité sans couronne (Figure 50-c-d). Il peut s'agir d'un état intermédiaire entre le grenat 'sain' et le grenat en atoll avec l'intérieur en grenat morcelé. La schistosité est formée par des muscovites (Figure 50-d-f-h), quartz, disthène (Figure 50-f-h) et chloritoïdes (Figure 50-d-f) ainsi que des litages boudinés de tourmalines (200µm de large) dans la schistosité (Figure 50-c-d). Sans aller dans le détail, l'assemblage grenat-muscovite-qtz-disthène-chloritoïde semble traduire un métamorphisme MP-MT dans le faciès amphibolite.

De tels lits de tourmalines ont pu être décrits dans la littérature comme résultant du métasomatisme dans l'encaissant sédimentaire lors de l'intrusion d'un granite tardi-orogénique varisque (actuellement transformé en leucogneiss : partie IV - 4). Ils ont alors été datées par la méthode Ar/Ar à 319.85 ± 5.81 Ma (Martínez-Martínez *et al.*, 2010). Ces schistes à grenats pourraient donc être issus d'un protolithe paléozoïque. En ce qui concerne les métacarbonates en intercalations dans les schistes à grenats, ils peuvent être autant paléozoïque que triasique, aucun argument cartographie ne nous permet de trancher pour l'une ou l'autre des hypothèses.

Des veines de quartz et pyrite parallèles à la schistosité des schistes à grenats ont été observées très localement. Les schistes sont alors totalement blanchis, plus riches en muscovite et les grenats sont verts sur ce point d'observation. Les fluides présents dans ces quartz n'ont pas permis

d'analyse de par leur petite taille et leur présence dans les joints de grain des quartz. Ces veines de quartz présentent également des pyrites

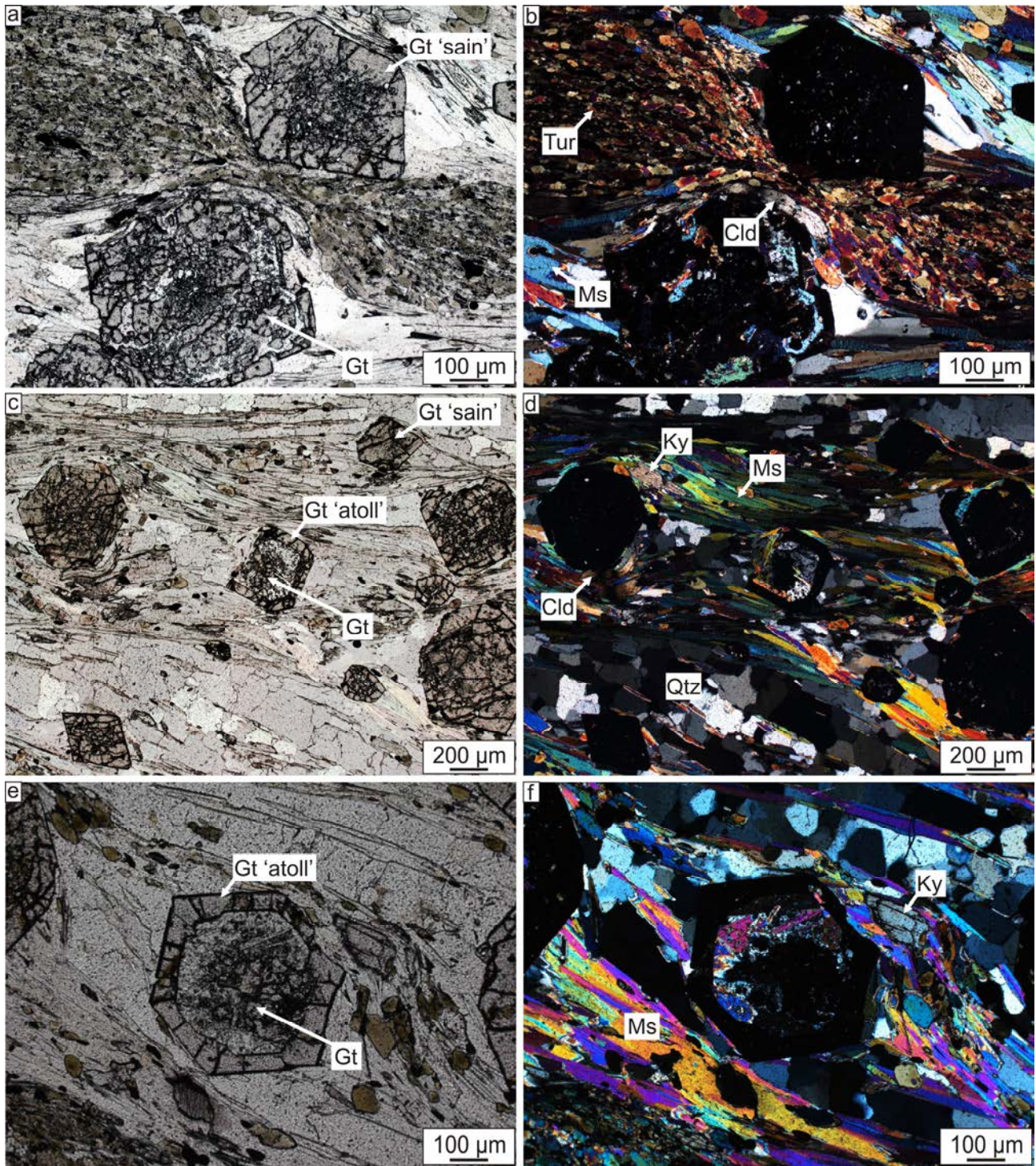


Figure 50 : Pétrographie des schistes à grenats

a à f) Schistes à grenats, en LPNA pour les photographies de gauche et LPA à droite. a-b) Lit boudiné de tourmalines (Tur) composé de muscovite (Ms), chloritoïde (Cld) et quartz (Qtz), entre un grenats (Gt) dit 'sain' et un grenat morcelé. c-d) Grenat en 'atoll' avec un cœur de grenat morcelé, disthène (Ky), chloritoïde et muscovite dans la schistosité. e-f) Grenat en 'atoll' avec un cœur de grenat morcelé pris dans la schistosité composée de quartz, muscovite et disthène.

IV - 4. MULTIANALYTIC CHARACTERIZATION OF NEOGENE BRINES TRAPPED IN GNEISSIC LAYERS FROM THE BEDAR-MACAEEL UNIT (BETICS SPAIN) (SITE D, FIGURE 29)

Vanessa Dyja¹, Alexandre Tarantola¹, Luc Siebenaller², Christian Hibschi¹,
Antonin Richard¹, Olivier Vanderhaeghe¹, Marie-Christine Boiron¹,
Michel Cathelineau¹, Philippe Boulvais³

Article in preparation for *Chemical Geology*

¹GeoRessources, Université de Lorraine, CNRS, CREGU, UMR 7359,
Vandœuvre-lès-Nancy, F-54506, France

²IRD LMTG UR234, 14 avenue Édouard Belin, 31400, Toulouse, France

³Géosciences Rennes, Campus Beaulieu, 35042, Rennes, France

Keywords

Brines / Betics / Spain / LA-ICP-MS / Metamorphic Core Complex / Halogens / Foot-wall / Bedar-Macael unit / Stable isotopes / Evaporites

IV - 4.1. Présentation de l'article 1

Cet article a pour but de caractériser par une approche multi-analytique la composition d'un fluide ayant circulé dans un noyau précocement fragile au sein d'une unité en cours de déformation ductile sous un détachement. Le phénomène se produit au sein d'une unité de leucogneiss lors de l'exhumation d'un MCC sous des schistes et des métacarbonates qui continuent d'être déformés ductilement (les micas ont une rhéologie fragile-ductile entre 140 et 260°C) alors que les leucogneiss se déforment de manière fragile (quartz fragile à partir de 260°C, feldspath à partir de 380°C d'après Passchier & Trouw (2005)). Une approche par microthermométrie, spectroscopie Raman, isotopie, crush-leach et LA-ICP-MS des fluides est mise en avant afin de déterminer la/les source(s) potentielle(s) de fluides piégés dans un réseau de veines précoces avant que cette partie du footwall ne pénètre définitivement dans le domaine fragile.

Les fluides analysés dans des veines parallèles (V-M) et dans des veines (V-B) sécantes à la schistosité des leucogneiss révèlent la présence d'un seul type de fluide : des saumures sursaturées

en NaCl (30-35 mass% éq. NaCl) avec une faible densité en volatiles (CO₂-N₂) et riches en métaux tels que Mg- K-Fe-Zn-Ba et Pb piégés sous forme de plans d'inclusions fluides intragranulaires.

La chimie de ces fluides montre une origine secondaire de ces saumures par dissolution des évaporites du Trias en mélange avec des fluides enrichis en Br, issus de l'interaction avec des encaissants riches en matière organique, des serpentinites ou à partir de minéraux localement altérés de l'encaissant. Cette étude permet de mettre en évidence l'absence d'enregistrement de fluides de surface dans ces unités leucogneissiques malgré la présence de veines sécantes à la schistosité qui se sont formées en conditions cassantes en relation avec la tectonique extensive régionale. Cette séparation du réservoir des fluides de surface est interprétée par la présence, au moment de la formation des veines d'une couverture ductile de schistes et de métacarbonates encore affectés par la déformation ductile. Cette couverture aurait agi comme une barrière imperméable empêchant les fluides de surface de pénétrer au niveau des leucogneiss au-dessous des systèmes de détachement.

IV - 4.2. Introduction

Exhumation of metamorphic cores within Basin and Range type provinces is usually favoured by extensional tectonics revealed by the presence of crustal detachments associated to low-angle and high-angle normal faults (Wernicke & Burchfiel, 1982, Lister & Davis, 1989, Vanderhaeghe & Teyssier, 2001). During this evolution, a major role is played by the location of brittle-ductile transition (BDT). Such rheological transitions may localize detachment and decollement layers where normal faults are generally rooted. This rheological transition and the development of fractures and faults in brittle layers have important hydrogeological consequences. At crustal scale, it allows defining a deeper fluid reservoir concerned by lithostatic conditions and wetted by metamorphic, magmatic and/or mantellic fluids distinct from a superficial fractured reservoir related to hydrostatic conditions which is usually wetted mainly by meteoric and/or marine fluids. These superficial fluids may reach the BDT and penetrate major detachment systems as revealed by fluid inclusion studies (Mulch *et al.*, 2004, Famin *et al.*, 2005, Siebenaller *et al.*, 2013). This penetration is favored by the normal fault pathways, but is generally blocked within the BDT hydrogeological barrier where the fault zones are usually rooting in. Below this first rheological and hydrogeological barrier, fracturing may also occur in brittle boudins at various scales according to the lithology. In such a case, this local fracture network may be hydrogeologically disconnected from the upper fault network. Sometimes, fluid and mass transfers generated within the ductile crust may reach the superficial crust especially during magma diapiric rises and lithospheric or crustal-scale fault movements or the interplay of both. These events are also frequently associated with hydrothermalism and metasomatism.

Most studies in the literature are dealing with fluids from within the detachment or fluids from the fragile upper crust (Famin & Nakashima, 2004, Vapnik & Avigad, 2004). Few studies of fluid inclusions concern the foot-wall below the detachment and decollement layers. The foot-wall being affected by metamorphism and associated penetrative deformation, quartz veins have a good chance to be deformed by ductile shearing associated with recrystallization processes. Such processes frequently displacing primary fluid inclusions towards grain boundaries (Kerrick, 1976, Wilkins & Barkas, 1978, Johnson & Hollister, 1995) prevent their analysis. Evidencing rigid units which have registered local brittle veins within the ductile pile allows to track preserved fluid inclusion able to give clues about the fluids wetting the foot-wall reservoir prior to its connection with the surficial fluids.

The Betic internal zones are therefore a favourable place to investigate the nature of fluids having circulated at different stages of the exhumation of a recent orogen. A major imbricated detachment system separates foot-wall metamorphic sub-units referred as Nevado-Filábride nappes from overlying Alpujarrides nappes in the hanging-wall (Martínez-Martínez *et al.*, 2002) (Figure 51). The foot-wall sub-units mainly outcrop in the Sierra Nevada and Sierra de Filabres dome structures. First published fluid inclusion results close to Fiñana (Figure 51) are coming from veins parallel to the foliation in the Calar-Alto sub-unit below one of these detachments (González-Casado *et al.*, 1995). Brines were described as intragranular fluid inclusions planes preserved in recrystallised quartz but sources and complete geochemical characteristics of these brines have not been defined yet

The present study highlights the geochemical characterization, the source and *P-T* trapping conditions of fluids in another metamorphic nappe (Bedar Macael sub-unit) (Figure 51). Brines were trapped at the top of a kilometer-scale leucogneissic core which was experiencing an early brittle fracturing while the whole sub-unit was still in a foot-wall position below the detachment system (Figure 51-e). Fluid records have been preserved in brittle veins only slightly deformed by ductile deformation and only weakly affected by dynamic recrystallization processes. The multianalytical characterization of fluid inclusions includes microthermometry, Raman spectroscopy, stable isotopes on fluids and minerals, crush-leach analysis of fluids as well as laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS) analysis of individual fluid inclusions.

IV - 4.3. Geological context

The Betic Cordillera in Southern Spain results from the convergence between Africa and Eurasia since Late Cretaceous times (Vera, 2001, Martínez-Martínez *et al.*, 2002), and forms an alpine tectonic wedge that reached a thickness of about 60 km (Jolivet *et al.*, 2008, Platt, 2007). The

internal Alboran domain is divided into three main tectono-metamorphic units, from bottom to top (Figure 51-a): the Nevado-Filabride, the Alpujarride and the Malaguide units (Egeler & Simon, 1969b). These units were exhumed in relation with extensional tectonic unroofing. This tectonic regime and isostatic rebound is supposed to have resulted from partial or complete removal of the lithospheric mantle (Platt, 2007). It started during early Miocene times according to some authors (Gomez-Pugnaire *et al.*, 2004, Martínez-Martínez & Azañón, 2002, Platt, 2007) or during late Oligocene times for others (Augier *et al.*, 2005a). Major tectonic contacts juxtapose structural units showing different degrees of metamorphism: (1) the unmetamorphosed Malaguide unit lies on top of the Alpujarride HP-LT metamorphic rocks along the Malaguide-Alpujarride contact (MAC). (2) The Alpujarride HP-LT unit lies on top of the higher grade Nevado-Filabride unit along the Mecina-Filabres detachment system (Martínez-Martínez *et al.*, 2002). The Nevado-Filabride unit has been exhumed during the middle Miocene later than the Alpujarride unit (Crespo-Blanc *et al.*, 1994, Augier *et al.*, 2005c, Platt *et al.*, 2006). Ductile shearing related to extensional exhumation stages affects the foot-wall of the Mecina-Filabres detachment and shows transport direction top towards WSW to SW (Crespo-Blanc *et al.*, 1994, Martínez-Martínez & Azañón, 2002, Augier *et al.*, 2005b, Platt, 2007) (Figure 51-b). Detachments are presently folded since they are implicated in E-W elongated dome structures such as the Sierra de los Filabres – Sierra Nevada first order dome (150 km long, 40 km large) (Figure 51-a) (Augier *et al.*, 2005a, Zeck *et al.*, 1999). The initiation of the dome is supposed to have started under greenschist facies conditions during the middle of the Burdigalian as revealed by the divergence of ductile transport directions within the foot-wall on both sides of the dome (Figure 51-b) (Augier *et al.*, 2005a, Augier *et al.*, 2005c). The Nevado-Filabride unit can be divided into different sub-units separated by structural shear zones (decollement layers) either related to older thrust contacts or more recent low-angle extensional fault zones. Three main sub-units can be recognized from bottom to top, the Ragua, Montenegro-Calar-Alto and Bedar-Macael nappes (Figure 51-a). Dating of syntectonic phengites related to top to the west shearing indicate that the Bedar-Macael sub-unit passed through the BDT during the Langhian (Augier *et al.*, 2005a). Thereafter, the accentuation of the dome was possibly associated to an uplift related to gravity-driven N-S trending brittle extension (D4 event from Augier *et al.* (2005c) until the middle of Tortonian times) but has been mainly achieved due to more recent shortening events with horizontal principal strains ranging from NW-SE to N-S (Augier *et al.*, 2005c, Crespo-Blanc *et al.*, 1994, Montenat & Ott D'estevou, 1999, 2002). At a second order scale, plurikilometric subdomes have been also evidenced by Martínez-Martínez *et al.* (2002). N-S to NNE-SSW subdomes in the Sierra Nevada to the West have been related to rolling-hinge deformation but E-W sub-domes in the Sierra de los Filabres to the East are rather related to corrugations or to an horizontal contraction orthogonal to the regional direction of stretching.

The Bedar-Macael sub-unit which is concerned by this study lies on top of the Calar-Alto sub-unit mainly composed of micaschists. The Bedar-Macael nappe is composed of a complex imbrication of schists, marbles, leucogneiss, serpentinites and metabasites. Relics of eclogites revealed high-grade (550-650 °C, 18-20 kbar) conditions predating greenschist facies (400-500 °C, 3-4 kbar) retrograde metamorphism related to the top to the west extension (Bodinier *et al.*, 1987, Gomez-Pugnaire & Fernandez-Soler, 1987, Puga *et al.*, 2000). Both are separated by the El Marchal shear zone (Figure 51-c) (Martínez-Martínez, 1986, Bakker *et al.*, 1989, Augier, 2004). The higher prograde metamorphism expressed within this unit allowed to identify the El Marchal shear zone at least as a thrust related to the stacking stages of the orogenic wedge. Its reactivation as an extensional detachment (Augier, 2004) remains hypothetical.

Within the Bedar-Macael unit, special attention was paid to a leucogneissic unit which lies below a ductile decollement layer which has been active under greenschist facies conditions (dotted line on the cross-section (Figure 51-e). This leucogneiss reveals the presence of biotite unaffected by the chloritization developed in the above-lying shear zone mainly composed of schists and serpentinites. Presently, this leucogneiss outcrops on the southern side of the Sierra de Los Filabres dome (Figure 51-e) (Augier, 2004, Bakker *et al.*, 1989, Martínez-Martínez, 1986). It has recorded a quartz vein network which has allowed developing the present paleofluid study. Ductile shearing within the leucogneiss indicates a quite homogeneous top-to-the-west sense of shear (Figure 51-c) (Soto *et al.*, 1990) suggesting that this deformation occurred before doming stages. The leucogranitic protolith has been ductily stretched during Alpine orogeny. U/Pb dating of magmatic zircons showed ages of 314 ± 7 Ma (Martínez-Martínez *et al.*, 2010) and 301 ± 7 Ma (Gomez-Pugnaire *et al.*, 2004). The leucogranite intruded older Paleozoic rocks presently corresponding to graphitic schist. The Hercynian basement has been subsequently covered by Triassic sediments such as marls, evaporites and limestones metamorphosed and presently observed within the Bedar-Macael unit (Egeler, 1963). The veins which have been encountered are localized on top of the leucogneissic unit, just below the shear-zone separating the foot-wall from overlying carbonate units locally associated to iron ore deposits. The quartz veins will be described in detail thereafter.

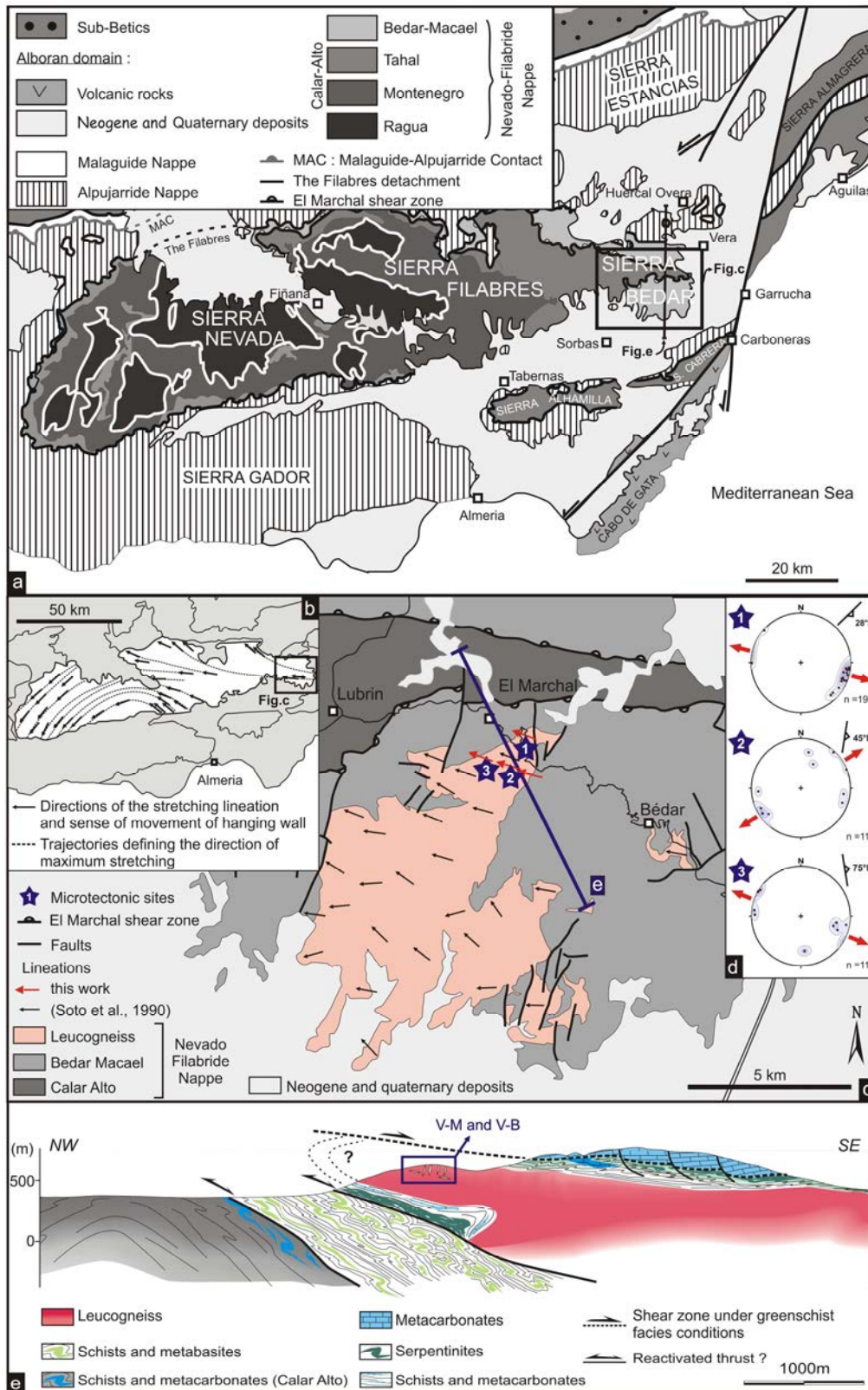


Figure 51: Location of the study

a) Geological context of the Eastern Betics and location of the Sierra Bédar (modified after Augier (2004)). b) Map of sense of ductile shear (Johnson et al., 1997) based on the work of Jabaloy et al. (1993) c) Map of gneissic layers and main metamorphic units (modified after Soto et al.(1990)). d) Stereodiagrams of the orientations of V-B veins rotated back to horizontal foliation position. Sites are located on d). e) N-S cross-section located on a).

IV - 4.4. Methodology

IV - 4.4.1. Microstructures and fluid inclusions

Thin and thick sections were prepared from representative samples of the host-rocks and quartz veins for microscopic observation of the textures and microstructures with respect to fluid inclusion distribution. These sections were oriented (azimuth) and cut from the horizontal plane with respect to the structural position of the sample from the field.

IV - 4.4.2. Macro and microstructural characteristics

Vein type		Vein / rock foliation relationships	Vein mineralogy
V-M	M for metamorphic	Parallel to the rock foliation	Quartz - tourmaline
V-B	B for brittle	Oblique to the rock foliation	Quartz

Table 1 : Nomenclature, definitions and abbreviations of terms describing the veins, modified after Siebenaller *et al.* (2013).

Qrem corresponds to mm to cm sized remnants of first generations of quartz grains predating dynamic recrystallization. They may contain primary FI but may also be devoid of such isolated inclusions. In this case, they could be preserved along FI intragranular planes corresponding to crystallographic discontinuities. These grains display undulatory extinction.

Qrxt quartz grains are 5–100 µm-sized elongated subgrains mantling larger Qrem grain cores. They are interpreted as the result of dynamic recrystallization of Qrem grains by subgrain rotation (SGR) (Urai *et al.*, 1986a, Passchier & Trouw, 2005).

IV - 4.4.3. Fluid inclusions

The abundance of FI and geometric characteristics of fluid inclusion planes (FIP) are determined under the microscope on doubly polished 200 µm thick sections for each vein set. The nomenclature of fluid inclusions is based on their physical and chemical characteristics (Boiron *et al.*, 1992, Diamond, 2003b). Isolated FI or clusters are interpreted as primary inclusions. Intragranular (or pseudosecondary) fluid inclusion planes (FIP) are interpreted as representing fluid circulation in microcracks at the mineral scale coeval to, or overprinted by crystal-plastic deformation. Transgranular (or secondary) FIP result from healing of former open cracks (Lespinasse, 1999, Lespinasse *et al.*, 2005, Krantz, 1983) as rocks undergo brittle deformation. Systematic measurements of the FIP are carried out in each section using an interactive videographic analyzer ANIMA adapted to such studies (Lespinasse *et al.*, 2005). The shape, size and phase of individual FI were recorded under a magnification of x500 at room temperature. The plunge and dip direction of the FIP are represented in equal-area lower-hemisphere projections.

IV - 4.4.3.1. *Microthermometry*

Phase transitions of the FI can be characterized at temperatures between $-170\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $+600\text{ }^{\circ}\text{C}$ using a LINKAM MDS 600 heating-freezing stage equipped with a video camera. The microthermometric stage is thermally calibrated using CO_2 and H_2O synthetic fluid-inclusion standards and natural alpine FI for high-temperature calibration. The accuracy of measurements is from $\pm 0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ at low temperature to $\pm 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ at high temperature. Negative transition phase temperatures were observed at $0.5\text{-}1\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$. Homogenization temperatures were observed at $1\text{-}5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$ rates.

Abbreviation	Observation
L	Liquid
V	Vapor
S	Solid
flw	Volumetric fraction of the aqueous liquid
T_e	Eutectic or apparent eutectic temperature. First formation of visible liquid of the solid aqueous phase on heating
$T_m(\text{ice})$	Final melting temperature of the solid aqueous phase
$T_m(\text{cla})$	Dissociation temperature of clathrate
$T_m(\text{hl})$	Dissolution temperature of halite
$T_h(\text{L})$	Bulk homogenization temperature via a bubble-point transition ($\text{L}+\text{V}=\text{L}$)
$T_h(\text{V})$	Bulk homogenization temperature via a dew-point transition ($\text{L}+\text{V}=\text{V}$)

Table 2 : Abbreviations of terms and temperatures of phase transition observations made during microthermometric experiments.

Microthermometric data associated with mole fractions of the different gas species obtained by Raman spectroscopy are necessary to reconstruct the $P\text{-}V\text{-}T\text{-}X$ evolution of inclusions. Salinity was calculated using the final melting temperature of halite if present when the gases are not sufficiently present to form gas hydrates (Bodnar, 2003). In this case, the isochore is a function of the homogenization temperature for a given salinity and the empirical equation of state of Zhang & Frantz (1987) is used within a P-T domain of validity of T: $180\text{-}700\text{ }^{\circ}\text{C}$ and P: $0.1\text{-}300\text{ MPa}$.

IV - 4.4.3.2. *Raman microspectroscopy*

Raman analysis of fluid inclusions (vapor and solid phases) was performed with a LabRAM microspectrometer (Horiba Jobin Yvon) (GeoRessources, Vandœuvre-lès-Nancy) equipped with a 1800 gr.mm^{-1} grating and a $\times 80$ objective (Olympus). The exciting radiation was provided by an Ar^+ laser (Stabilite 2017, Newport Corp., Spectra Physics) at 514.5 nm and at a power of 400 mW . Signal-to-noise ratio was optimized adjusting acquisition time and accumulation number. The quantitative analysis of the gas phase was performed using the own calibration of the laboratory. Results are given as mol% relative to the gas phase.

IV - 4.4.3.3. Crush-Leach

Cl-Br ratios hold important information on the origin of fluids, since these elements generally behave conservatively in sedimentary and metamorphic settings (Yardley & Banks, 1995, Worden *et al.*, 2006). Bulk crush-leach analyses were performed for extraction of fluids contained within fluid inclusions of quartz which were prepared and cleaned according to the methodology of Bottrell *et al.* (1988). The amount of sample crushed was between 0.5 and 1.0 g. The analysis of the anions F, Cl, Br, I and SO₄ was performed by ion chromatography ICS 3000 Dionex with column AS20 at LIEC laboratory (Nancy, France).

IV - 4.4.3.4. LA-ICP-MS

This technique allows individual fluid inclusions to be ablated directly through the host mineral: the quartz. The LA-ICP-MS instrument (GeoRessources laboratory, Nancy, France) comprises a GeoLas excimer laser (ArF, 193 nm, Microlas, Göttingen Germany) and an Agilent 7500c quadrupole ICP-MS equipped with an octopole reaction-cell using H₂ gas, and a collision-cell using He gas. The laser beam is focused onto the sample within an ablation cell with a Schwarzschild objective (magnification x25) linked with a CCD camera. Synthetic glass from the National Institute of Standard and Technology (NIST) are used for calibration of the different analyzed elements and respective masses (200 pulses at 5Hz). The design as an optical imaging system permits the use of different crater diameters at a constant energy density on the sample, by adjusting an aperture in the laser beam path. We used 24, 32 and 60 µm in diameter depending on the size of the analyzed fluid inclusion. Si, Na, K, Mg, Ca, Ba, Sr, Mn, Li, Fe, Cu and Zn were analyzed. Br was also analyzed in a series of representative fluid inclusions using the procedure described by Leisen *et al.* (2012a).

IV - 4.4.4. Stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, δD) of fluid phase and minerals

IV - 4.4.4.1. $\delta^{18}\text{O}$ of quartz

6.5 to 7.5 mg of quartz were analyzed for ¹⁸O/¹⁶O ratio using the conventional fluorination method of (Clayton & Mayeda, 1963). The measurements were made with a VG SIRA 10 triple-collector instrument in the University of Rennes 1. The analytical reproducibility (estimated from duplicates performed on different Ni fluorination tubes) are generally in the order of ±0.1 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$.

IV - 4.4.4.2. δD of muscovite

δD were measured with a GV Instruments Isoprime mass spectrometer coupled in continuous-flow mode to an EuroVector elemental analyser. Isotopic composition was measured at CRPG by

EA-IRMS. No inter-sample memory effect was observed. Linearity of the mass spectrometer and reproducibility of the analysis were controlled using CRPG internal reference materials. The analytical reproducibility obtained on the reference material used in CRPG is better than 0.3‰ for δD .

IV - 4.4.4.3. δD and $\delta^{18}O$ of fluid inclusions

Fluids trapped in quartz crystals were extracted by crushing under vacuum. 1.0 to 3.0 g of millimeter sized grains of quartz were loaded into steel tubes and degassed overnight at 120 °C under vacuum in order to release any water adsorbed at the mineral surface (Dublyansky & Spötl, 2009). Preliminary tests conducted during the microthermometric heating stage had shown that the fluid inclusions did not decrepitate, nor stretch, for temperatures below 200 °C. H₂O (and possibly CO₂) were separated cryogenically. CO₂ was never in sufficient amount to be analysed, and was thus removed. H₂O was reduced into H₂ by passing through an uranium reactor at 800 °C. D/H ratio of H₂ was determined by using a dual-inlet VG Micromass 602D mass spectrometer at CRPG (Nancy, France). External reproducibility of D/H measurements was estimated to be lower than 3 ‰ by normalizing raw data to the V-SMOW-SLAP scale. Two CRPG water standards were analysed along with each weekly batch of water samples obtained from the fluid inclusions.

To avoid any memory effect on D/H ratios within the uranium reactor, samples were systematically duplicated. For each duplicate, δD values from the first extraction were thus not considered, as potentially affected by this memory effect.

$\delta^{18}O_{\text{fluid}}$ values can be calculated for a given temperature from the equation of quartz-water fractionation (Zheng, 1993a) and the $\delta^{18}O_{\text{quartz}}$. This equation used with the system H₂O ↔ quartz (Zheng, 1993a) is based on the equilibrium between entrapped fluids and quartz.

IV - 4.5. Results

IV - 4.5.1. Macrostructures and microstructures

IV - 4.5.1.1. Macrostructures

The leucogneiss is composed of quartz, green biotite, muscovite, plagioclase and tourmaline. The average foliation is presented for each microtectonic site (Figure 51-d). The average dip of the foliation is around 45° but can reach up to 75° on site 3 (Figure 51-d). The stretching lineation shows a relatively constant orientation around a WNW-ESE direction (Figure 51-c). The leucogneiss contains two types of quartz veins (V-M and V-B Figure 52-a-b).

V-M veins are parallel to the host-rock foliation but are not boudinaged, contrasting with transposed quartz veins. They are composed of quartz with few tourmaline parallel to the vein and usually have a maximum thickness lower than 10 cm (Figure 52-a).

V-B quartz veins are oblique to the host-rock foliation (Figure 52-b). These tension gashes usually display lenticular shapes. They are up to several decimeters in length and a few centimeters in width.

A white zone can be observed in the host-rock on both sides of the veins. This bleaching can reach several centimeters around V-B veins (Figure 52-b) but only several millimeters around V-M (Figure 52-a). Within the white zone of alteration, green biotite and muscovite are not observed except at the wall of V-B veins where the green biotite have recrystallized parallel to the vein. Xenomorphic rutile was found in the bleached area.

No relative chronology was observed between these two types of veins. However, V-B veins are perpendicular to the foliation (Figure 52-b-g) and do not seem to be affected by ductile shearing. They thus postdate ductile deformation that affected the leucogneiss. The main strike of their poles (σ_3) is almost parallel to the WNW-ESE metamorphic lineation direction (Figure 51-d). Rare NE-SW strikes of poles may locally occur (Figure 51-d).

IV - 4.5.1.2. Microstructures

V-M veins display Qrem and two sub-types of Qrxt quartz grains. Qrem are characterized by subgrain boundaries and abundant inclusions found within intragranular FIP. For largest grains the “c” axis of the quartz crystal is perpendicular to the vein wall (Figure 52-c). This indicates a quartz growth normal to the foliation and normal to the stretching lineation, discarding the hypothesis of the transposition of these quartz veins. Qrem grains have been locally affected by dynamic recrystallization that generated two sub-types of Qrxt-a quartz grains devoid of fluid inclusions. Qrxt (1) grains formed by bulging and frequently display 120° angles (Figure 52-e); Qrxt (2) grains formed by subgrain rotation (SGR) (Passchier & Trouw, 2005, Urai *et al.*, 1986a). The latter are sigmoid-shaped indicating top to the west ductile shearing (Figure 52-e) and are aligned parallel to the foliation (Figure 52-d). Fluid inclusions from Qrem grains have been deformed and dismembered by recrystallization processes at the vicinity of Qrxt (2) grains (Figure 52-f) such as described by Tarantola *et al.* (2010) in experiences. On the contrary, for V-B veins, fluid-rich Qrem grains are in average five times larger than Qrem grains from V-M and are not preferentially oriented (Figure 52-g). V-B veins do not display Qrxt.

Qrem from both veins display undulatory extinction.

Fluid inclusions in all vein sets are organized as intragranular FIP since they do not intersect the grain boundaries (Figure 52-f-g, Figure 53-a). Directions and dips of FIP are randomly distributed (Figure 53-b-c) throughout the vein but the FIP are parallel to each other within a single grain. This suggests that these FIP are related to crystallographic directions reactivated during crystal plastic deformation rather than to tectonic fracturing.

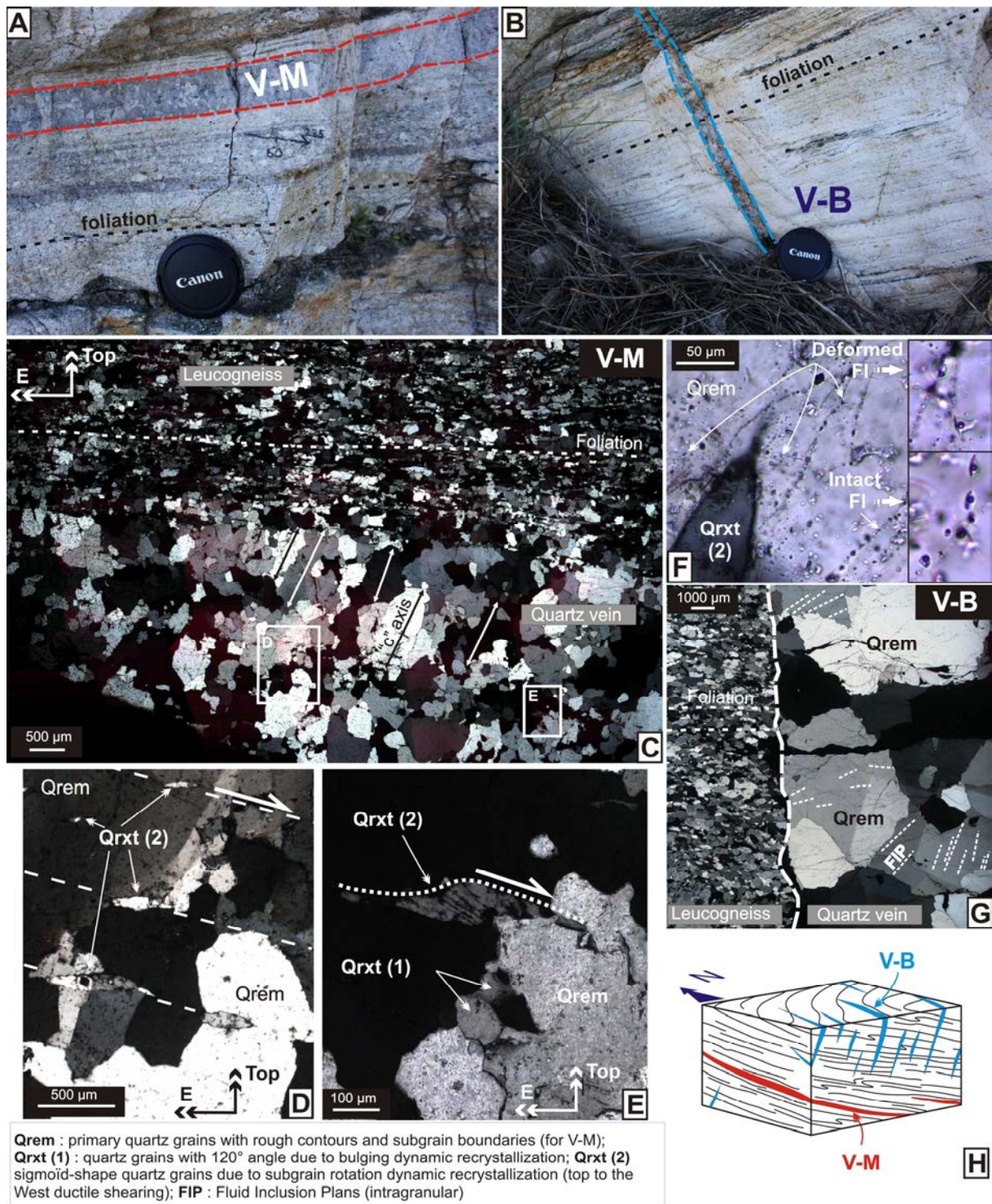


Figure 52 : Petrography of V-M and V-B veins

a) V-M foliation-parallel quartz-tourmaline veins. b) N-S striking V-B veins discordant to the foliation. c to g) Micrographs of quartz microstructures and fluid inclusion distribution (cross polarised light - CPL). Some color variations within the same quartz grain may be due to the photomontage. Both quartz grains in V-M (c) and V-B (d) display undulatory extinction. h) field relations between quartz vein sets and leucogneiss foliation.

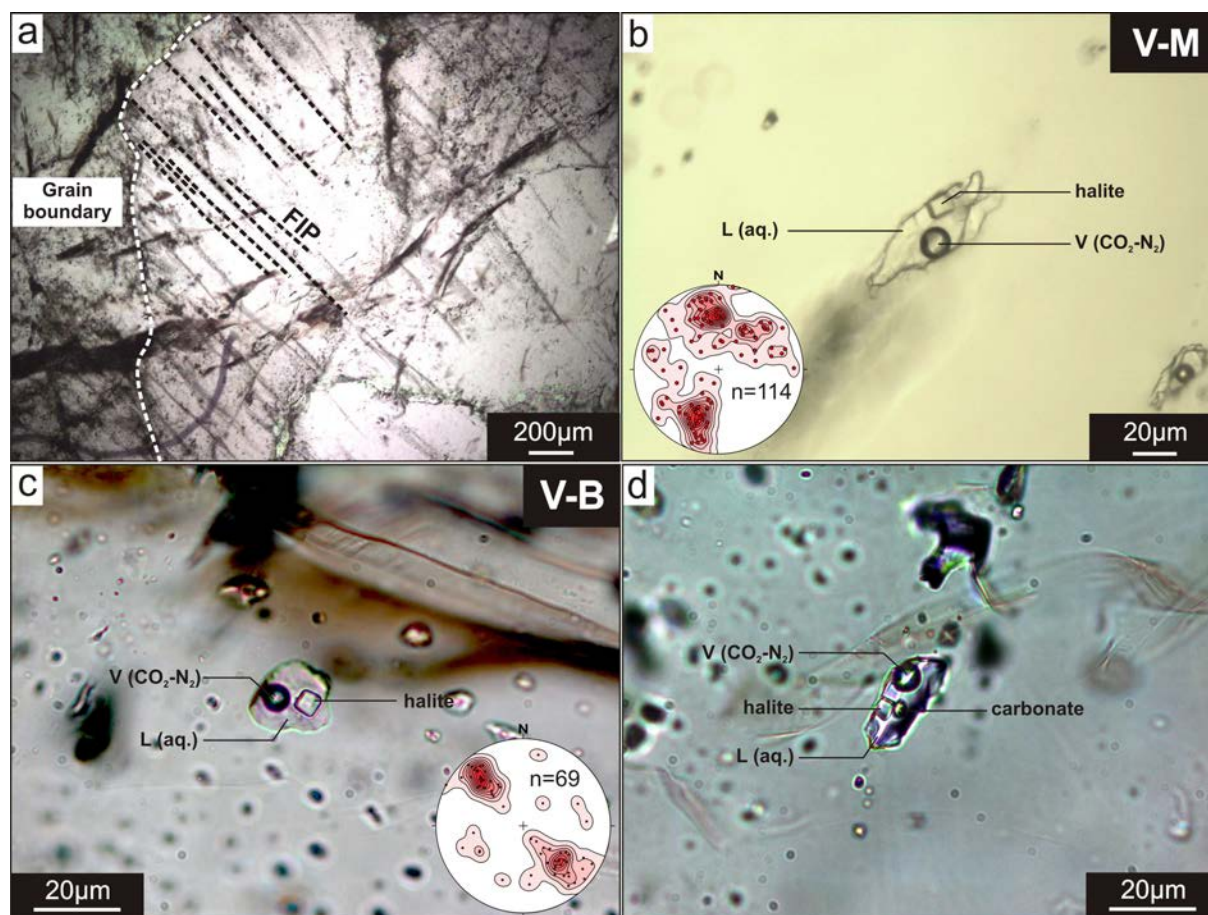


Figure 53: Micrographs of fluid inclusion distribution

a) Intragranular FIP in quartz grain. b) H_2O -salt- CO_2 - N_2 -hl slightly deformed FI in V-M. c) H_2O -salt- CO_2 - N_2 -hl euhedral FI in V-B. b-c) Stereodiagrams represent the pole of direction and dip of FIP in V-M and V-B d) H_2O -salt- CO_2 - N_2 -hl-car slightly deformed FI that can be found either in V-M and V-B.

IV - 4.5.2. Fluid V-X

IV - 4.5.2.1. Microthermometry and Raman results

Only one fluid type could be identified in both sets of veins. It consists of three phases; liquid (L = H_2O), vapor (V = $CO_2 \pm N_2$) and solid (S = halite \pm carbonate) (Figure 53-b-c). These fluid inclusions are generally larger than 15 μm , and some of them can reach more than 30 μm in diameter. Their shape can vary from slightly irregular to crystal-negative (euhedral) in the two sets of veins. The flw varies from 80 to 75 % for most of the inclusions (Figure 53). Fluid inclusions are characterized by:

- halite dissolution temperature $T_m(hl)$ in presence of the vapor and liquid phase, ranging from 120 to 240 $^{\circ}C$ for V-M and from 160 to 280 $^{\circ}C$ for V-B. Some inclusions from both sets of veins contain carbonates determined by Raman microspectroscopy (Figure 53-d).

- a vapor phase with low density (no observation of clathrates) characterized by CO_2 and N_2 in proportions varying between 0-40 % N_2 for V-M and 0-20 % N_2 for V-B.

- the observed eutectic temperatures (T_e) ranging from -70 to -45 °C suggests the presence of others cations as Na^+ (the eutectic temperatures are about -21.2 °C for H_2O - NaCl system), we should consider a complex system dominated by H_2O - NaCl - CaCl_2 - KCl - MgCl_2 - LiCl . In a ternary system (e.g. H_2O - NaCl - CaCl_2 , H_2O - NaCl - KCl) the salinity of the fluid is calculated with the dissolution of hydrohalite. This transition was not observed, $T_m(\text{hl})$ values are used to estimate the salinity of the fluid in a H_2O - NaCl system. The salinity is comprised between 28.6 and 34.1 mass% eq.NaCl for V-M and between 30.1 and 36.7 mass% eq.NaCl for V-B (Figure 54).

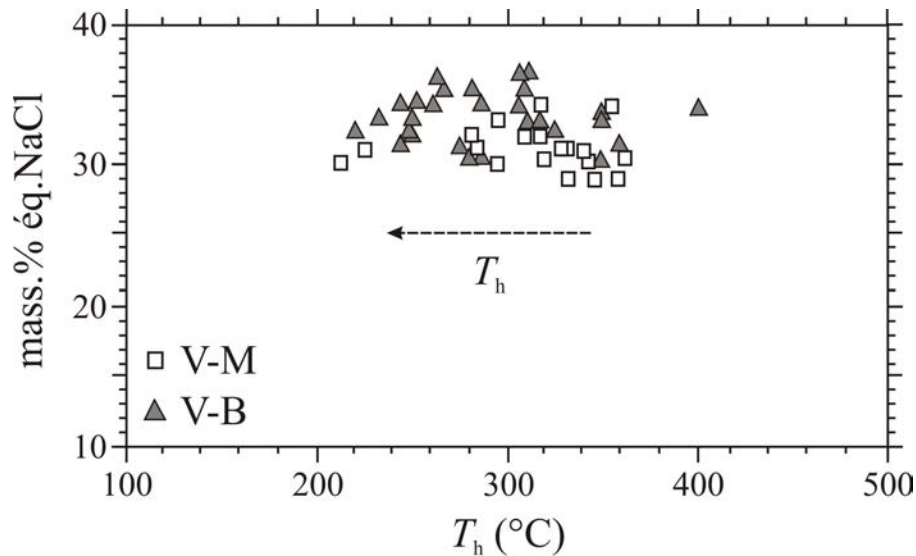


Figure 54: Diagram $T_h(\text{tot})$ versus mass. % éq.NaCl.

- $T_h(\text{L})$ are between 280 and 360 °C (mode: 320 °C) (except the extreme measures) for V-M (Figure 54; Table 3) and between 220 and 360 °C (mode: 280 °C) for V-B. A decrease in $T_h(\text{L})$ can be observed between V-M and V-B (Figure 54-b).

IV - 4.5.2.2. Isotopic characteristics

$\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ values of the host-rock range from 17.8 ± 0.5 to 18.7 ± 0.5 ‰ V-SMOW (Table 3). $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ values of the vein range from 12.6 to 13.8 ‰ V-SMOW for V-M and from 13.4 to 15.4 ‰ V-SMOW for V-B (Table 3). $\delta\text{D}_{\text{fluid}}$ values range from -39.8 to -27.8 ‰ V-SMOW for V-M and from -32.8 to -16.7 ‰ V-SMOW for V-B (Table 3). Except the extreme values, the average value of δD for both vein sets is very similar, thus suggesting the same fluid source.

The $\delta\text{D}_{\text{muscovite}}$ of the host-rock display a narrow range of values from 17.8 to 18.7 ± 0.5 ‰ V-SMOW . The calculated $T_{\text{eq fluid / host-rock}}$, using $\delta\text{D}_{\text{fluid}}$ and $\delta\text{D}_{\text{muscovite}}$ (of the host-rock) shows a very large range of temperatures (728 to 594 °C for V-M and 677 to 448 °C for V-B) and maximum temperatures which exceed metamorphic conditions that these rocks experienced (600 °C after Augier et al. (2005a)). The equation used with the system: muscovite \leftrightarrow H_2O (Suzuoki & Epstein,

1976) is based on the hypothesis of equilibrium between fluids trapped within the veins with the surrounding host-rock. The variable and inconsistent results indicate disequilibrium between veins and host-rocks which is typical for channelized fluid flow through fractures and veins (Oliver, 1996).

Sample N°	Site (Figure 51-d)	Type of vein	$\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz vein}}$ (‰ V-SMOW)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz host-rock}}$ (‰ V-SMOW)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ (‰ V-SMOW)	$\delta\text{D}_{\text{fluid}}$ (‰ V-SMOW)	$\delta\text{D}_{\text{musc}}$ (‰ V-SMOW)	$T_{\text{h fluid}}$ (°C)
VD-5.4.9-6	1	V-M	13.6	18.7 ± 0.5	12.2	-39.8	-42.7	320-330
VD-12.4.9-11	1	V-M	13.8	n.a.	12.0	-27.8	n.a.	n.a.
VD-20.10.10-3	1	V-M	12.6	17.8 ± 0.5	11.2	-29.9	-40.2	280-320
VD-5.4.9-7	1	V-B	14.2	18.7 ± 0.5	11.2	-24.8	-42.7	220-330
VD-12.4.9-4A	SE Bedar	V-B	15.4	18.3 ± 0.5	12.9	-29.8	-43.9	n.a.
VD-12.4.9-4B	SE Bedar	V-B	13.4	18.3 ± 0.5	10.7	-28.5	-43.9	n.a.
VD-12.4.9-7	2	V-B	14.1	n.a.	11.8	-23.6	-35.4	n.a.
VD-12.4.9-9	1	V-B	14.3	n.a.	11.2	-16.7	-35.4	n.a.
VD-12.4.9-10	1	V-B	13.4	n.a.	10.7	-26.4	n.a.	n.a.
VD-20.10.10-1	1	V-B	13.9	17.8 ± 0.5	10.2	-25.3	-40.2	250-360
VD-21.10.10-1	3	V-B	13.9	18.2 ± 0.5	10.2	-22.3	-45.6	n.a.
VD-21.10.10-3	3	V-B	14.3	18.2 ± 0.5	12.6	-32.8	-38.1	n.a.

Table 3 : Isotopic and temperatures values of host-rocks, quartz veins and fluid inclusions.

Sites are located in Figure 51. $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ are calculated with fractionation equation of Zheng (1993a). The errors for δD values are less than 2‰. n.a.: not analyzed.

IV - 4.5.2.3. Halogens

Bulk crush-leach method was applied to fluid inclusions from V-M and V-B in order to determine the halogen composition of the fluids. The results are given in Figure 55. The microthermometric results indicate the presence of one single homogeneous type of fluid inclusions and hence the crush-leach data should reflect the trend of a single fluid inclusions signature rather than mixing of different types or generations of fluid inclusions. A Cl/Br molar ratio between 295 and 987 and a chlorinity between 5045 and 5727 mmol/kg solution were measured for V-M (Figure 55 and Table 4) and A Cl/Br molar ratio between 167 and 1474 and a chlorinity between 4731 and 6145 mmol/kg solution for V-B (Figure 55 and Table 4). Some Cl/Br ratios have also been obtained by punctual LA-ICP-MS method on fluid inclusions from both types of veins. The results of Cl/Br ratio range from 208 to 4475 (Figure 55 and Table 4). No significant difference in the concentrations and molar ratios could be observed from both methods, with the exception of extreme Cl/Br ratios with LA-ICP-MS method (8 data of 30 data LA-ICP-MS above 2000). If these highest values are discarded, the range of values with crush-leach method and the range of values with LA-ICP-MS are close together.

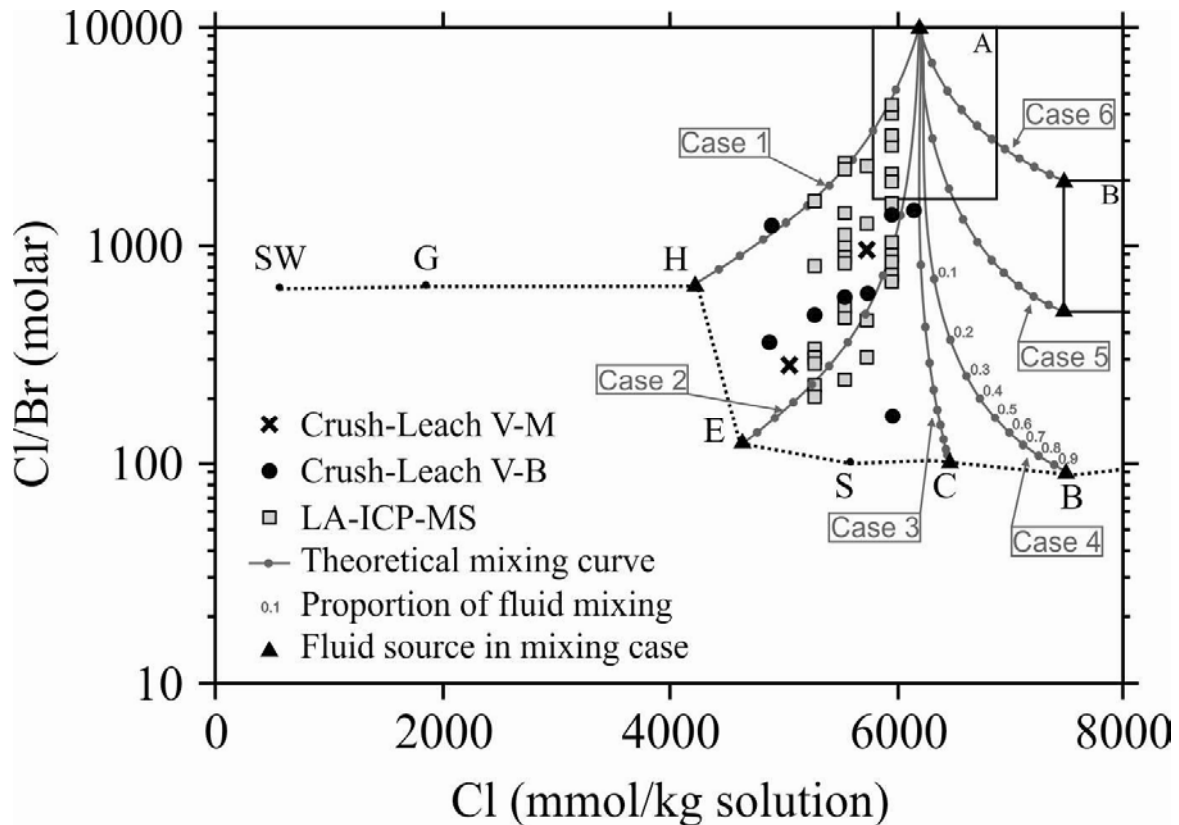


Figure 55 : Cl/Br molar ratio versus Cl concentrations for fluid inclusions analyzed by LA-ICPMS and crush-leach method obtained on the various veins V-M and V-B (Table 4) and the mixtures in the theoretical mixing scenarios (Annexe 2).

Case 1 is a mixing of evaporated seawater at halite saturation (fluid 1 in Annexe 2) and halite-dissolution brine (fluid 7), case 2, evaporated seawater at epsomite saturation (fluid 2) and halite-dissolution brine, case 3, highly evaporated seawater at carnallite saturation (fluid 3) and halite-dissolution brine, case 4, highly evaporated seawater at bischofite saturation (fluid 4) and halite-dissolution brine, case 5, magmatic brine with low Cl/Br ratio (fluid 5) and halite-dissolution brine and case 6, magmatic brine with high Cl/Br ratio (fluid 6) and halite-dissolution brine (Annexe 2).

Cl/Br ratios of fluids 1, 2, 3 and 4 have been taken from Fontes and Matray (1993). Cl/Br ratios of fluids 5 and 6 have been taken from Smith et al. (2013). For fluid 7, a (Cl/Br) ratio of 10000 has been used, a value typical of a fluid dissolving halite.

The seawater evaporation trend is mentioned (Fontes & Matray, 1993): SW: Seawater, G: Gypsum, H: Halite, E: Epsomite, S: Sylvite, C: Carnallite, B: Bischofite. Comparison data (crush-leach analysis): A—Secondary brines associated to emerald mineralization in Columbia (Banks et al., 2000) and B—Magmatic fluids (35-40 mass% NaCl éq.) (Böhlke & Irwin, 1992a, Smith et al., 2013).

Sample N°	Site (Figure 51-d)	Type of vein	[Cl] (mmol/kg)	Cl/Br (molar) Crush-Leach	Cl/Br (molar) LA-ICP-MS
VD-12.4.9-11	1	V-M	5727	987	315-2415
VD-20.10.10-3	1	V-M	5045	295	n.a.
VD-5.4.9-7	1	V-B	5946	167	n.a.
VD-12.4.9-4A	SE Bedar	V-B	4731	322	n.a.
VD-12.4.9-7	2	V-B	5942	1437	731-4475
VD-12.4.9-9	1	V-B	5257	502	208-1655
VD-12.4.9-10	1	V-B	5529	597	250-2422
VD-20.10.10-1	1	V-B	6145	1474	n.a.
VD-21.10.10-1	3	V-B	4897	1275	n.a.
VD-21.10.10-3	3	V-B	5732	631	n.a.

Table 4: Element concentrations and ratios of the fluids in various sets of veins V-M and V-B. n.a.: not analyzed.

IV - 4.5.2.4. Major elements analyzed by LA-ICP-MS

Individual fluid inclusion analyses were performed by LA-ICP-MS on two samples from both types of veins (V-M and V-B). Solute concentrations in fluid inclusions were obtained by combining salinity data from microthermometry and laser ablation ratios. The results are illustrated in the Figure 56 and representative values for each quartz vein are summarized in the Annexe 3 as element concentrations (in ppm).

All fluid inclusion compositions in V-M and V-B are clearly dominated by NaCl, with K and Ca being present in high concentrations of 14000-44000 ppm and 8000-24000 ppm respectively. The concentrations of the metal (Fe) with a range of 2800-15000ppm, the other alkali (Li) and earth alkaline (Mg with a range of 1600-19000 ppm, Sr with 600-2600 ppm, Ba with 240-3400 ppm) elements are two to ten times lower than K and Ca concentrations. The elements showing higher concentrations in most fluid inclusions from V-M are: Li (580-1700 ppm), Sr (650-2600 ppm), and Ba (240-2000 ppm) (Figure 56 et Annexe 3). Concentration ranges of other elements are quite similar in both veins.

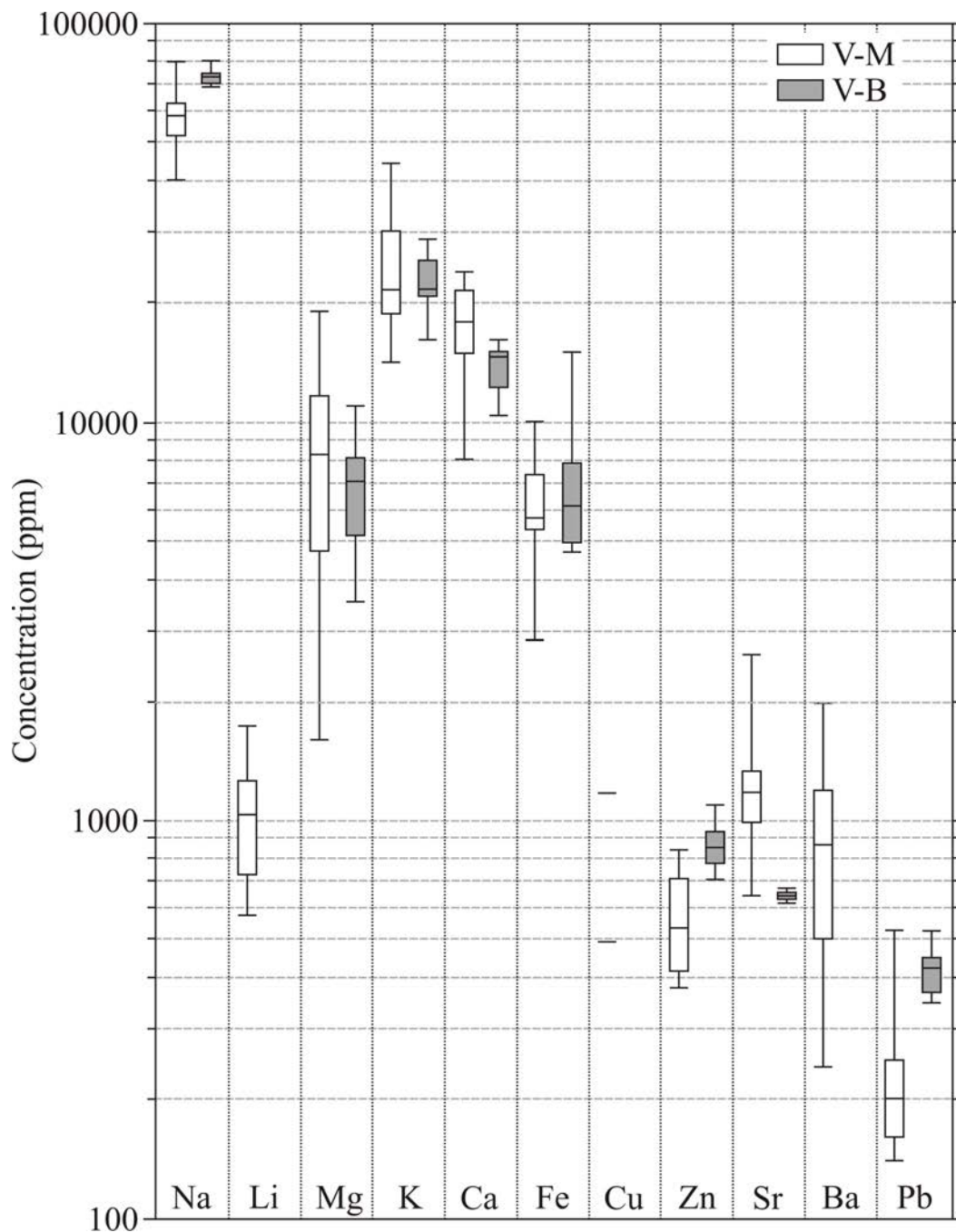


Figure 56: Diagram showing the distribution of various elements concentrations (in ppm) in fluid inclusions from V-M and V-B.

Boxplots are formed from the bottom up by the minimum value, the first quartile corresponding to 25% of the data, the second quartile corresponding to 50% of the data, the 3rd quartile corresponding to 75% of the data and the maximum value

IV - 4.6. Discussion

IV - 4.6.1. Geodynamics and vein formation

A difference in quartz grain size is noticeable between V-M and V-B veins. An original layer-parallel setting of these V-M due to fracturing as a sill is supposed according to the distribution of main "c" axis of Qrem grains (Figure 52-c). Their disposition normal to the vein walls combined to

the lack of important recrystallization textures eliminates the hypothesis of a transposition of the vein during ductile deformation. This setting as a sill suggests a reduction of the vertical load compatible with a vertical opening probably related to fluid overpressures. Even so, the presence of sigmoid-shape Qrxt (2) grains related to SGR recrystallization demonstrates also a subsequent relation with a top-to-the west shearing consistent with the lineation direction and shear criteria observed in relation with the foliation (Figure 51). The development of such a foliation parallel vein sets favored by a decompression during the exhumation is possibly related to coeval compressional tectonic regimes (horizontal Z and vertical X strain directions). The following occurrence of Qrxt (2) grains related to the regional extensional strain indicate a shift to an E-W horizontal direction of extension (X) compatible with the direction of poles of V-B veins (Figure 51-c). A combination between E-W extension and orthogonal N-S horizontal contraction possibly associated to V-M quartz sill emplacement seems coherent with the X-parallel E-W subdomes described in the Sierra de los Filabres by Martínez-Martínez *et al.* (2002).

Original Qrem grains can be distinguished by the presence of intragranular FIP in contrast to recrystallized grains affecting V-M veins which are affected by bulging and subgrain rotation (Qrxt 1 and 2) and which are devoid of FI.

Fluid inclusion analysis and the LA-ICP-MS data identified a same hot hypersaline, gas-poor, aqueous fluids that percolated in both types of veins. This indicates that the fluid source was very similar and that the time elapsed between the formation of both vein sets was not long enough to change significantly the chemistry of the fluids circulating within and through the leucogneiss. The relation with the top to the west extension indicates that these veins were emplaced during the retrograde path of the MCC. Since crosscutting relationships could not be observed between these two vein sets, $T_h(\text{tot})$ data were used to infer relative chronologies as they are systematically higher for FIP in V-M then for V-B quartz grains. It could be then considered that V-M veins predate V-B veins. The discordant V-B vein set reveals a brittle behaviour at the top of the leucogneissic core in relation with the regional extensional tectonics but both the trapping temperature, the chemistry of the fluid inclusions and the lack of brittle transgranular FIP suggests that the fluid reservoir was not connected to the hydrosphere reservoir despite these observed brittle deformations at outcrop scale. This separation from the surficial fluid reservoir is interpreted by the presence at the same moment of an overlying ductile cap of schists and marbles still affected by ductile shearing prior reaching their specific BDT conditions. This cap would have acted as an impermeable barrier impeding surficial fluids to penetrate the leucogneiss level which experienced an early brittle-ductile transition within the foot-wall below the detachment systems.

IV - 4.6.2. P-V-T-X

Isochores of fluid inclusions from both sets of veins have been calculated in order to acquire information about P - T trapping conditions (Figure 57-a-b). Structural features indicate that V-M and V-B veins formed in the leucogneiss during the regional extension related to the exhumation of the Bedar-Macael sub-unit at conditions compatible with brittle rupture of feldspar for V-B veins (under 400 °C (Passchier & Trouw, 2005)).

Within the alteration zone at the vicinity of both veins and within the non-altered leucogneiss, no chloritisation of biotite has been observed. Together these characteristics indicate that the fluids circulated under retrograde conditions above 400 °C (Figure 57c-d), within the field of stability of biotite. The upper temperature limit (600 °C) could also be constraint by the regional metamorphic conditions inferred for the evolution of the MCC by De Jong *et al.* (1992) and Augier *et al.* (2005a).

The range of calculated isochores is wide for both V-M and V-B (Figure 57-a-b), this disparity can be explained by a change of volume of fluid inclusions after the trapping (Diamond *et al.*, 2010). During a later stage of decompression during the exhumation, at the scale of quartz grains within the veins, these fluids have been locally remobilized after decrepitation and formation of neonate inclusions (Tarantola *et al.*, 2010) under ductile to brittle deformation conditions. However the decrepitation and neof ormation of fluid inclusions during decompression could be indicated by this quite large range of lower P - T conditions for both sets of veins. This is typical for inclusions that have experienced changes in density after partial leakage (Stern er & Bodnar, 1989, Bakker & Jansen, 1991, Bakker & Jansen, 1994).

Fluids studied are not in equilibrium with the host-rock. The calculated $T_{eq \text{ fluid / host-rock}}$ exceed metamorphic conditions that these rocks experienced and the $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz vein}}$ is different to the $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz host-rock}}$ (Table 3). The variable and inconsistent results indicate disequilibrium between veins and host-rocks (Oliver, 1996). If the alteration zone around the veins is contemporaneous to the fluid flow, it could reveal this disequilibrium. As an alternative explanation, this alteration may also be due to a more recent fluid flow favored by the pre-existing fracture network. Such bleaching zones have been also observed to the South of Bedar along joint networks affecting the leucogneiss but devoid of quartz filling. These joints may sometime reveal the presence of pyrite revealing the existence of reduced iron-rich fluids at a certain stage of this palaeofluid evolution.

Because of this disequilibrium, the P - T conditions calculated for the fluids of V-M (60-560 MPa and 400-600 °C) and V-B (80-560 MPa and 400-600 °C) (Figure 57-c-d) are not representative of the P - T conditions for the leucogneiss at the moment of vein formation (Figure 57-e). The P - T conditions for the leucogneiss itself can be determined from the P - T path of the Bedar-Macael sub-unit (De Jong, 1992, Augier *et al.*, 2005a) and according to the conditions of recrystallization of the quartz grains. Without data about the strain rate and the amount of fluid during the deformation,

only the T factor (temperature of the deformation) could be considered in this discussion. During V-B vein formation, hot fluids (over 400 °C) circulating in the leucogneiss were trapped in veins intersecting the foliation. At temperatures above 400 °C, BLG, SGR and GBM recrystallization types (Figure 57-e) can be observed. In V-B veins, no such recrystallization is observed. BLG recrystallization is observed from 300 °C (Passchier & Trouw, 2005), so the temperature conditions of the leucogneiss during the formation of the vein should have been below 300 °C. Pressure conditions, if we consider the P - T path of De Jong (1992) and Augier *et al.* (2005a) should have been around 100 MPa (Figure 57-e). Higher temperatures conditions are considered concerning V-M vein formation, since BLG and SGR recrystallization features are observed. A maximum upper temperature limit of 500 °C may be proposed according to the lack of GBM recrystallization features (Passchier & Trouw, 2005). Considering the P - T path of De Jong (1992) and Augier *et al.* (2005a), pressure should have been around 200 MPa (Figure 57-e).

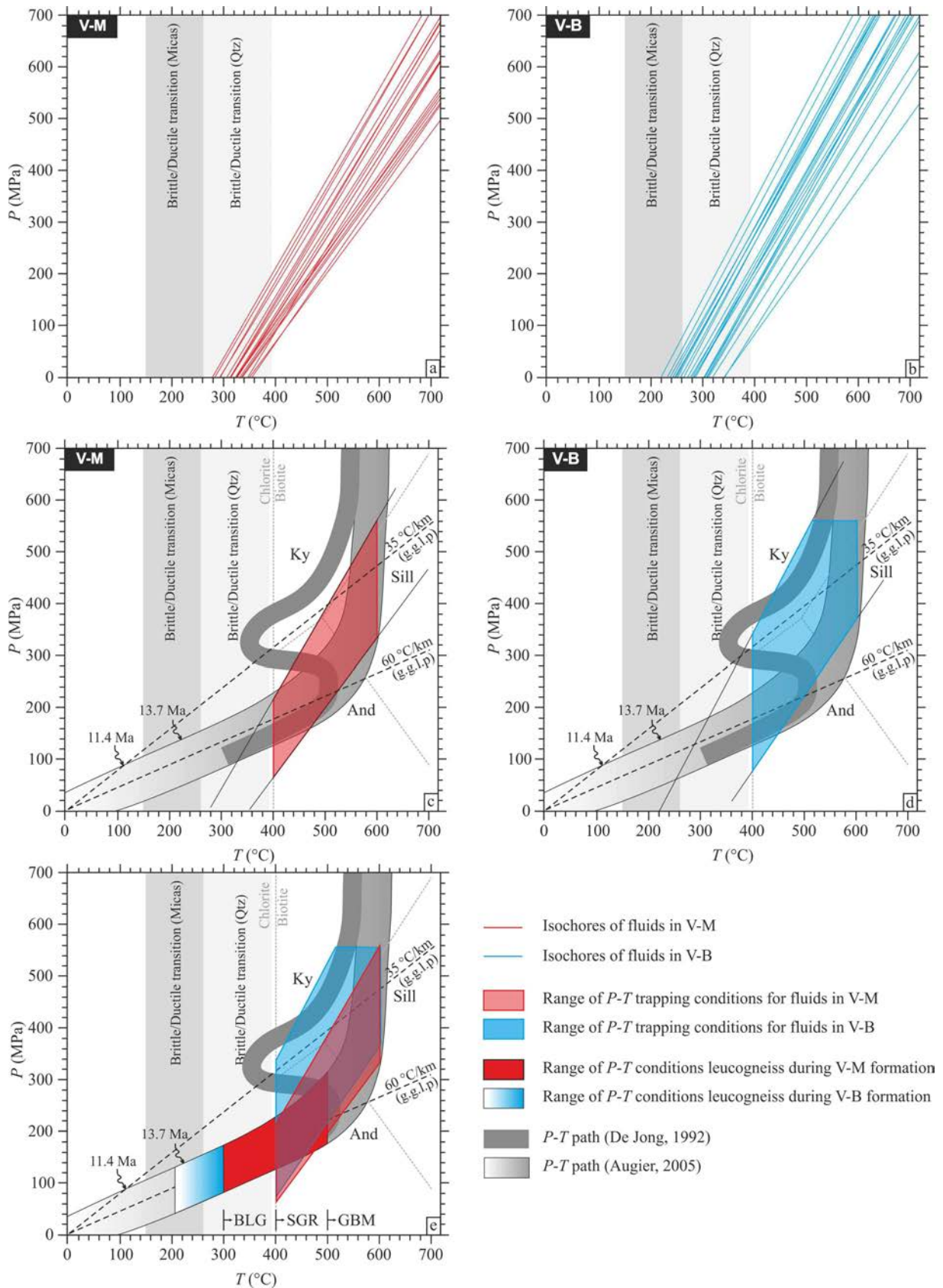


Figure 57: *P-T* trapping conditions of FI.

The grey area indicate the *P-T* path for Bedar-Macael complex (Figure 51) (Augier et al., 2005a, De Jong, 1992). Abbreviations: Qtz: quartz; Ky: kyanite, And: andalousite; Sill: sillimanite; g.g.l.p.: geothermal gradient at lithostatic pressure. Brittle/Ductile transitions of quartz and micas from Passchier and Trouw (2005).

IV - 4.6.3. Source of the brines

IV - 4.6.3.1. Case of melange ?

The halogen ratios for V-M and V-B veins differ from most modern seawater fluids (Figure 55) but are similar to brines formed by the dissolution of evaporites (halite) and referred as secondary brines. Halite precipitation or dissolution is apparently the major crustal process that can successfully separate Br from Cl (Campbell *et al.*, 1995). As a comparison, box A (Figure 55) illustrates the Columbian emerald secondary brines issued from the dissolution of evaporites (Banks *et al.*, 2000). However, some data display a Cl / Br ratio with values lower than seawater (Figure 55). These data can not be apparently attributed a secondary brines. It suggests the existence of another fluid which acquired its salinity by other mechanisms than halite dissolution. Halogen data may also help identifying mixing processes (Grandia *et al.*, 2003) in cases where the end-member fluids acquired their salinity by different mechanisms (i.e., halite dissolution or seawater evaporation). However, Chi and Savard (1997) suggest that, in some cases, the proportion of the end members in a mixture is difficult to constrain on the basis of halogen ratios only, and values of Cl/Br lower than the seawater value may result from mixtures with major contribution of a halite-dissolution brine. In order to test the effect of mixing on the salinity and halogen ratios as in the work of Grandia *et al.* (2003), different mixing scenarios have been evaluated combining the halite-dissolution brine (fluid 7 in this study) with different types of primary or magmatic brines.

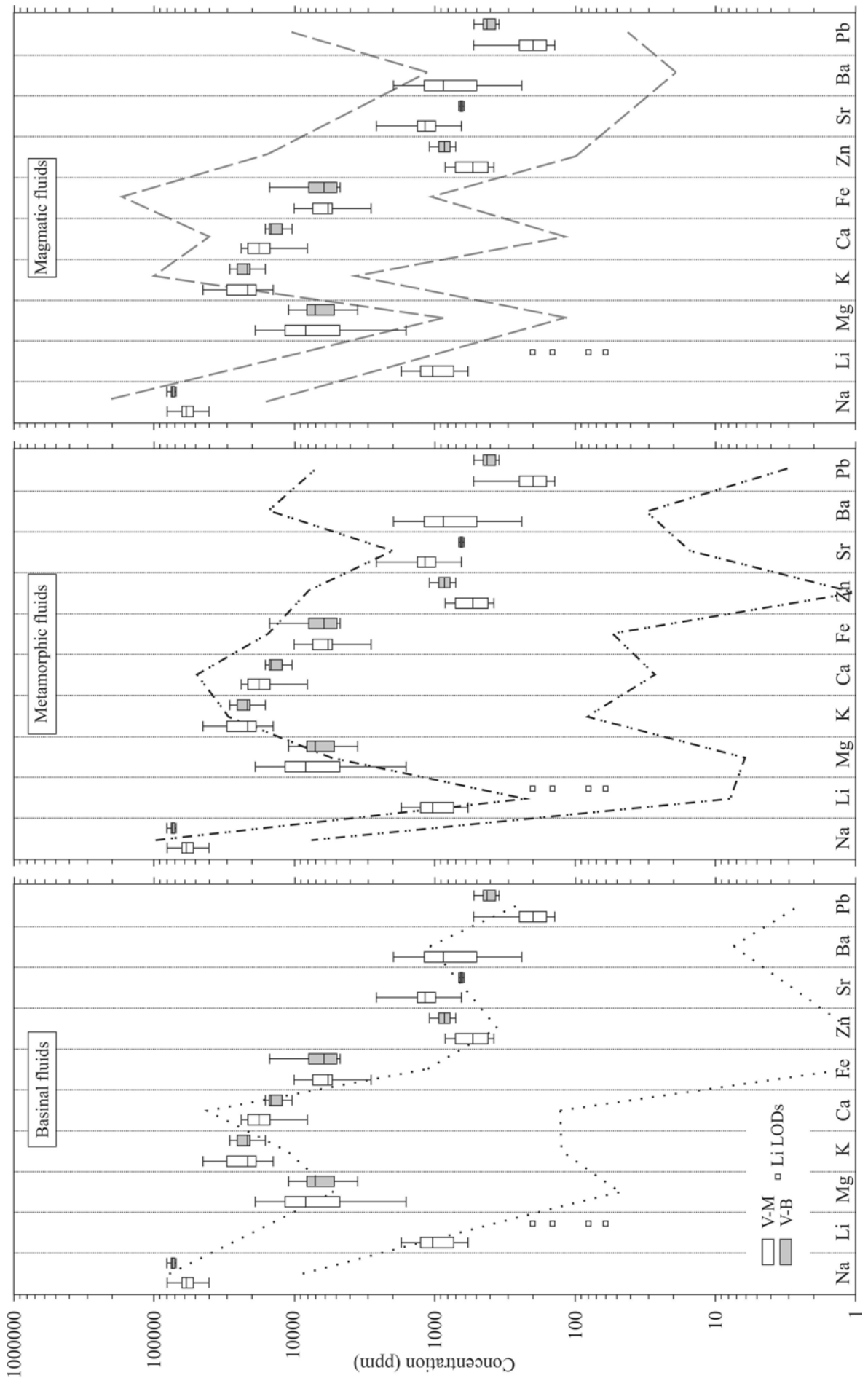
Four tested primary brines (cases 1 to 4) correspond to various stages of original evaporation from the first stage before the onset of halite precipitation followed by 3 increasing stages of evaporation (evaporated seawater at epsomite saturation to bischofite saturation) (Figure 55, Annexe 2). Mixing with magmatic brines has been tested with two types of fluids considering a decreasing Br concentration in the magmatic brine between case 5 and 6 (Figure 55).

The final results show that our Cl/Br data seem to correspond to the cases 1 and 2 (Figure 55). No Cl / Br ratios obtained either by crush-leach and LA-ICP-MS methods fit with cases 5 and 6 and would discard a mixing between a secondary brine dissolving halite (fluid 7) and a magmatic brine. However, considering the metal and element content from fluid inclusions given in the Figure 58, these fluids would have been considered to be of magmatic and hydrothermal origin s.l. by Bottrell & Yardley (1988), Campbell *et al.* (1995), Smith *et al.* (1996), Heinrich *et al.* (1992), Audétat *et al.* (2000) and Kamenetsky *et al.* (2002). The Figure 58 indicates that major element concentrations in FI from V-M and V-B are close to magmatic fluids. These results appear contradictory. Furthermore, it must be noticed that there is a lack of magmatic features related to the Miocene metamorphism in the Sierra Nevada - Sierra de Los Filabres MCC, even in the deepest units such as the Ragua unit which outcrops to the west of the study area (Figure 51). Only Early Miocene

plutonism has been described very locally. In the Sierra Cabrera to the south-east of the study area (Westra, 1969) (Figure 51), a leucogranite dated 20.4 ± 0.7 Ma (Bellon *et al.*, 1983, Zeck *et al.*, 1989a) crosscut the metamorphic fabric. The most abundant post-metamorphic magmatism usually does not correspond to plutonism but to Late Miocene volcanism. In the zone not so far from Bedar, small bodies of high K calc-alkaline and shoshonitic rocks (Lopez Ruiz & Rodriguez Badiola, 1980, Benito *et al.*, 1999) can be encountered about 5 kms northeast of Bedar. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of these rocks are between 7.4 and 6.4 ± 0.3 Ma (Duggen *et al.*, 2004). Less abundant lamproites from the ultrapotassic series (Lopez Ruiz & Rodriguez Badiola, 1980) outcrops within the Vera basin to the east (Figure 51). They were dated 6.4 ± 0.2 Ma (Duggen *et al.*, 2005, Prelevic *et al.*, 2008). Fission tracks data from the Sierra Bedar indicate ages around 13.70 ± 0.57 Ma for zircons (200-240 °C) and ages around 11.44 ± 0.97 Ma for apatites (100-120 °C) (Johnson *et al.*, 1997). These closure temperatures lower than the temperatures of V-M and V-B formation and associated fluid inclusions confirm that the fluid flows which have been analyzed occurred clearly before the Late Miocene volcanism. Despite an apparent coherence in the Figure 58, an input of magmatic brines is not likely to explain the halogen ratios in FI from V-M and V-B. Similar brines related to metamorphic quartz have been also described several tens of kilometers to the west, around Fiñana, close to the contact between the Calar Alto and the Ragua sub-units (González-Casado *et al.*, 1995). The presence of synmetamorphic brines at a very large scale also seems incompatible with magmatic events usually not producing such large volumes of fluids. This seems to confirm the pertinence of the halogen analysis presented in Figure 55.

Figure 58: Diagram showing the distribution of various elements concentrations (in ppm) in fluid inclusions from V-M and V-B compared to various fluid chemistry data from literature.

*Empty symbols represent Li LODs when Li was below LOD. Metamorphic fluids (Banks *et al.*, 1991, Munz *et al.*, 1995, Meere & Banks, 1997, Banks *et al.*, 2000, Heijlen *et al.*, 2008, Miron *et al.*, 2013); Sedimentary formation fluids (Carpenter *et al.*, 1974, Land *et al.*, 1988, Connolly *et al.*, 1990, Warren & Smalley, 1994, Piqué *et al.*, 2008); Magmatic fluids (Bottrell & Yardley, 1988, Campbell *et al.*, 1995, Smith *et al.*, 1996, Heinrich *et al.*, 1992, Audétat *et al.*, 2000, Kamenetsky *et al.*, 2002)*



Cl / Br data versus chlorinity in this figure show that the results fit for 2 trends corresponding to a mixture between a secondary brine (fluid 7) and primary brine: evaporated seawater to a halite-saturation (case 1) and to an epsomite-saturation (case 2) (Figure 55). These curves show proportions of mixtures up to 60 % of primary brines (Figure 55). To be realistic, such scenario would imply available primary brines due to coeval deposition of evaporites or available brines preserved in sedimentary basins, but also a structural connectivity allowing such surficial fluids to reach the leucogneiss level at P - T trapping conditions defined for the analyzed fluid inclusions.

Fission track data from the Sierra Bedar indicate ages around 13.70 ± 0.57 Ma for zircons (200-240 °C) (Johnson *et al.*, 1997). The estimated temperatures for vein formations with isochores indicated temperatures higher than the 240 °C defined by fission track data. An age of vein formation older than 13.7 Ma should then be compatible with regional geologic history to identify an available source of brines. An episode of sedimentation is recognized across the Sierra Nevada, but is not preserved in the eastern Sierra. It is called the Ciudad Granada group of late Oligocene–Aquitania age followed by the Viñuela group of Burdigalian age (Serrano *et al.*, 2006). These formations correspond to reddish marls containing clastic intercalations of Malaguide origin, alternations of siliceous marlstones and lime-poor pelites, with a basal coarse-grained clastic material inherited from both the Malaguide and Alpujarride complexes. In both cases no evaporitic conditions were reached to provide coeval primary brines. The following basins recognized in the study area are more recent (Tortonian) (Montenat & Ott D'estevou, 1990) and therefore could also not be the source of primary brines in the FI. The only available primary brines in the basins would have been preserved in basin conditions since the Triassic period. The area of study corresponds to an internal orogenic domain where such Triassic rocks have been metamorphosed. Triassic sedimentary rocks are only preserved in the foreland basins about hundred kilometers to the north and could not have easily provided an important volume of primary brines within the internal domain at depth in the metamorphic crust. This is confirmed by calculated $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ (10.2 / 12.9 ‰ v -SMOW) (Table 3) and measured $\delta\text{D}_{\text{fluid}}$ (−39.8 / −16.7 ‰ v -SMOW with a majority of values around −25 ‰ v -SMOW) (Table 3) are not comparable to $\delta^{18}\text{O}$ / δD data (3 / 10 ‰ v -SMOW and −20 / 20 ‰ v -SMOW respectively) from marine fluids of basins after Sheppard (Sheppard, 1986).

IV - 4.6.3.2. Origin of Br-rich fluid?

At least, a mix with primary brine appears quite unrealistic to explain the Cl / Br ratio of these trapped fluids (Figure 55). An alternative explanation would be a mixing with a Br-enriched fluid of different origin. This source of Br could be regional or due to local petrographic conditions in this part of the Bedar Macael sub-unit. Considering a regional source, the lithology is dominated by more or less dark schists. Organic-rich sedimentary rocks represent the Earth's dominant iodine

reservoir and organic matter contains high ppm-levels of both I and Br (Collins *et al.*, 1971, Fuge & Johnson, 1986, Martin *et al.*, 1993). Fluid interaction with organic matter does not influence the salinity but represents the dominant control of fluid I/Cl, and can exert a significant influence on the Br/Cl ratio (Kendrick *et al.*, 2011). Raman spectroscopy analyses in the Calar-Alto "graphitic" schists indicate that organic matter did not totally reach the state of organization of graphite where Br is not available any longer (Augier *et al.*, 2005b). These schists may have been a potential source of enrichment in Br but the previous studies around Fiñana indicating the presence of brines trapped in synmetamorphic quartz (González-Casado *et al.*, 1995) do not present halogen ratios in order to test this hypothesis. Another explanation could be a more local source of Br. The Bedar-Macael sub-unit has the particularity to include metabasites but also relics of serpentinite which are known to be halogen rich (Scambelluri *et al.*, 1997, Scambelluri *et al.*, 2004). At a closest scale, mica or amphibole (Kendrick *et al.*, 2006) can reach higher halogen concentrations than can be achieved in sediments by sub-aerial evaporation. The alteration of micas in relation with the bleaching zone surrounding the veins may have provided the Br in excess compared to a classical secondary brine (fluid 7 Figure 55 and Annexe 2).

These first results about halogen ratios suggest that Br-rich fluids were involved in the FI fluid composition but are not considered to correspond to a primary brine despite the use of the method from Grandia *et al.* (2003) (Figure 55). Nevertheless, this approach is still conclusive considering the lack of magmatic brines since the Cl content obtained by the microthermometric analysis is too low to fit with such type of fluids. The high values of elements and metals revealed by the LA-ICP-MS method should thus not correspond to a magmatic fluid flow (Figure 58) but to an enrichment directly related to the predominance of a secondary brine (fluid 7 Figure 55 and Annexe 2) in the concerned deep reservoir which origin could be discussed.

IV - 4.6.3.3. Origin of the secondary brines?

The Bedar-Macael sub-unit displays relics of eclogites that reveal prograde metamorphic conditions (550-650°C, 18-20 kbar) predating amphibolite facies (500-600°C, 3-4 kbar) retrograde metamorphism (Bodinier *et al.*, 1987, Gomez-Pugnaire & Fernandez-Soler, 1987, Puga *et al.*, 2000). The Bedar-Macael sub-unit is composed of a complex imbrication of schists, marbles, leucogneiss, serpentinites and metabasites. Shmulovich & Graham (1996) conclude that at high grade metamorphic conditions, dehydration reactions may lead to a significant increase in salinity of the residual fluid phase during eclogite facies metamorphism of granulites or metabasites. In this case, remaining pore water can achieve very high salinities. As a result, at high temperatures (500-600°C) it is possible for a distinct brine to coexist in equilibrium with a CO₂-rich fluid and/or a silicate melt (Yardley & Graham, 2002). However, such CO₂-rich fluids have not been observed in

the area of study. The second problem for this source of fluid is that this type of fluid does not represent a large volume of fluids (Yardley & Graham, 2002). Apparently, brines related to synmetamorphic quartz have been also encountered in the Ragua sub-unit (González-Casado *et al.*, 1995) which does not present metabasite layers as abundant as in the Bedar-Macael sub-unit. Specific metamorphism of mafic rocks does not seem to be major source of secondary brines.

Considering the δD_{fluid} data between -39.8 and -16.7 ‰_{V-SMOW} obtained by crushing techniques and the calculated $\delta^{18}O_{\text{fluid}}$ data between 10.2 and 12.9 ‰_{V-SMOW} on V-M or V-B (Table 3), and the examples from Field and Fifarek (1985), the associated $\delta D_{\text{fluid}} / \delta^{18}O_{\text{fluid}}$ values would define fluids which are close to metamorphic source (Sheppard, 1986, Wilkinson *et al.*, 1995). The LA- ICP- MS data of fluids does correspond to the metamorphic fluids zone found in the literature (Figure 58) (Banks *et al.*, 1991, Munz *et al.*, 1995, Meere & Banks, 1997, Banks *et al.*, 2000, Heijlen *et al.*, 2008, Miron *et al.*, 2013) unless they are enriched in Cl in the destabilization of minerals (as amphibole ...) and high-salinity fluids have a fundamental control on the ability of the transport many elements. So, they have some important implications for ore-forming processes in the crust (Yardley, 2005). Generated fluids by dehydration reactions of minerals such as amphibole, mica ... in the metamorphic evolution of the prism represents small volumes of fluids that can play a part in contribution fluids observed in the V-M and V-B veins but it is not the main source of fluids.

Metamorphic fluids produced by dehydration reactions of minerals can not be the main source of observed fluids; the high salinity may be trapping by interaction and dissolution of evaporites. At the age of fluid flow (older than 13.7 Ma), as demonstrated above, the first Messinian evaporites (7.8 Ma) recognized in the eastern Betics (Krijgsman *et al.*, 2000) are not yet registered, so the potential source of secondary brines must be the dissolution of Triassic evaporites.

So the fluids within V-M and V-B veins (28.6-34.1 mass% eq.NaCl and 30.1-36.7 mass% eq.NaCl respectively) have an origin of secondary brines with the Triassic evaporites in interaction with a second fluid which have percolated the organic-matter rich schist or the serpentinites or issued to the destabilization of micas within the alteration halo.

IV - 4.7. Conclusions

This multi- analytical approach helped to highlight the circulation of a single fluid in parallel veins (V-M) and oblique veins (V-B) to the foliation of leucogneiss. NaCl sursaturated brines (30-35 % mass eq. NaCl) with low density volatile (CO₂ -N₂) and rich in metals such as Fe-Zn-Ba and Pb trapped as intragranular fluid inclusions planes was trapped in an early brittle core in a leucogneiss unit during ductile deformation under the detachment. The phenomenon occurs in a unit leucogneiss during the exhumation of a MCC under shales and metacarbonates that continue to be ductile deformed while leucogneiss deform in brittle domain.

The chemistry of these fluids shows a secondary origin of these brines by Triassic evaporites dissolution mixed with Br enriched fluids, from interaction with host-rocks rich in organic matter, serpentinites or from minerals locally altered in the host-rocks. This study helps to highlight the lack of registration of surficial fluid in these leucogneissic units despite the presence of oblique veins to the foliation that formed in brittle conditions related to regional extensional tectonics. This separation of the upper reservoir of surficial fluid is interpreted by the presence at the time of vein formation of a ductile schist and metacarbonates cover affected by ductile deformation. This cover acted as an impermeable barrier that stops surficial fluid to penetrate within leucogneissic unit below detachment systems.

IV - 5. ZONE DE CISAILLEMENT SUPÉRIEURE (SITE E, FIGURE 29)

IV - 5.1. Contexte structural spécifique

Le niveau de leucogneiss précédent semble traduire par sa formation de veines précoces de quartz dans sa partie supérieure une dénudation tectonique en extension. Cette extension se réaliserait notamment par le biais d'une zone de cisaillement active sous faciès schistes verts située au-dessus de ces leucogneiss (Figure 29). Ce métamorphisme rétrograde affecte le leucogneiss dans la partie méridionale de la coupe ou bien affecte une zone de mélange tectonique où les niveaux schisteux verdâtres s'intercalent avec des métacarbonates fréquemment associés à des gisements de fer (chapitre V - 2, page 190), mais aussi des serpentinites (Figure 59-a), voire quelques metabasites ainsi que de rares vestiges ophitiques (Figure 59-b).

Ces schistes fortement plissés traduisent un aplatissement vertical très marqué possiblement lié au fonctionnement de plis en fourreau reprenant la fabrique planaire (Figure 59-c). La zone, à la fois compliquée de par ces intenses plissements, semble présenter aussi des zones chaotiques où il n'est pas toujours évident de discerner des éventuels mélanges tectoniques contemporains de l'activité de cette zone et les mélanges opérés à la faveur de l'activité de nombreuses failles d'effondrement gravitaire (Figure 59-d). Certaines de ces failles gravitaires ont pu avoir des jeux relativement anciens et de grande ampleur. Ainsi, l'une d'elle a contrôlé le positionnement actuel du gisement de fer de la Pobreza (chapitre V - 2.2, page 197). Dans ce cas particulier qui sera abordé ultérieurement, les déplacements ont eu lieu en top vers l'est, à l'opposé des mouvements précédents top vers l'ouest enregistrés par la linéation d'étirement minérale au sein des leucogneiss sous jacents. Leur fabrique planaire liée à cette linéation est alors plissée également en doigts de gant mais avec une vergence univoque qui révèle le sens du glissement général vers l'est. Ce mouvement a abouti à la disparition tectonique de la zone de cisaillement supérieure sous faciès schiste vert mettant ainsi en contact les métacarbonates de l'unité suivante directement en contact avec les leucogneiss à biotites non chloritisées.

Une étude structurale spécifique de la zone de cisaillement supérieure pourrait permettre de mieux comprendre les relations avec les gisements de fer (chapitre V). Cette relation intime avec les gisements semble se retrouver d'ailleurs à l'échelle des Sierra Nevada et de Los Filabres comme cela sera abordé dans ce chapitre. Cette relation spatiale semble en partie liée au fonctionnement d'un détachement majeur laminant l'unité Bédar-Macael à l'interface avec le complexe alpujarride situé au toit du détachement (Crespo-Blanc *et al.*, 1994, Martínez-Martínez & Azañón, 2002, Augier *et al.*, 2005b, Platt, 2007). Néanmoins, ce travail sur la zone de Bédar demanderait un investissement en temps de cartographie et de mesures structurales relativement important vu les complexités

internes à cette zone, notamment en raison des glissements de terrain, les unités carbonatées supérieures étant particulièrement instables au-dessus de cette zone schisteuse à serpentinites.

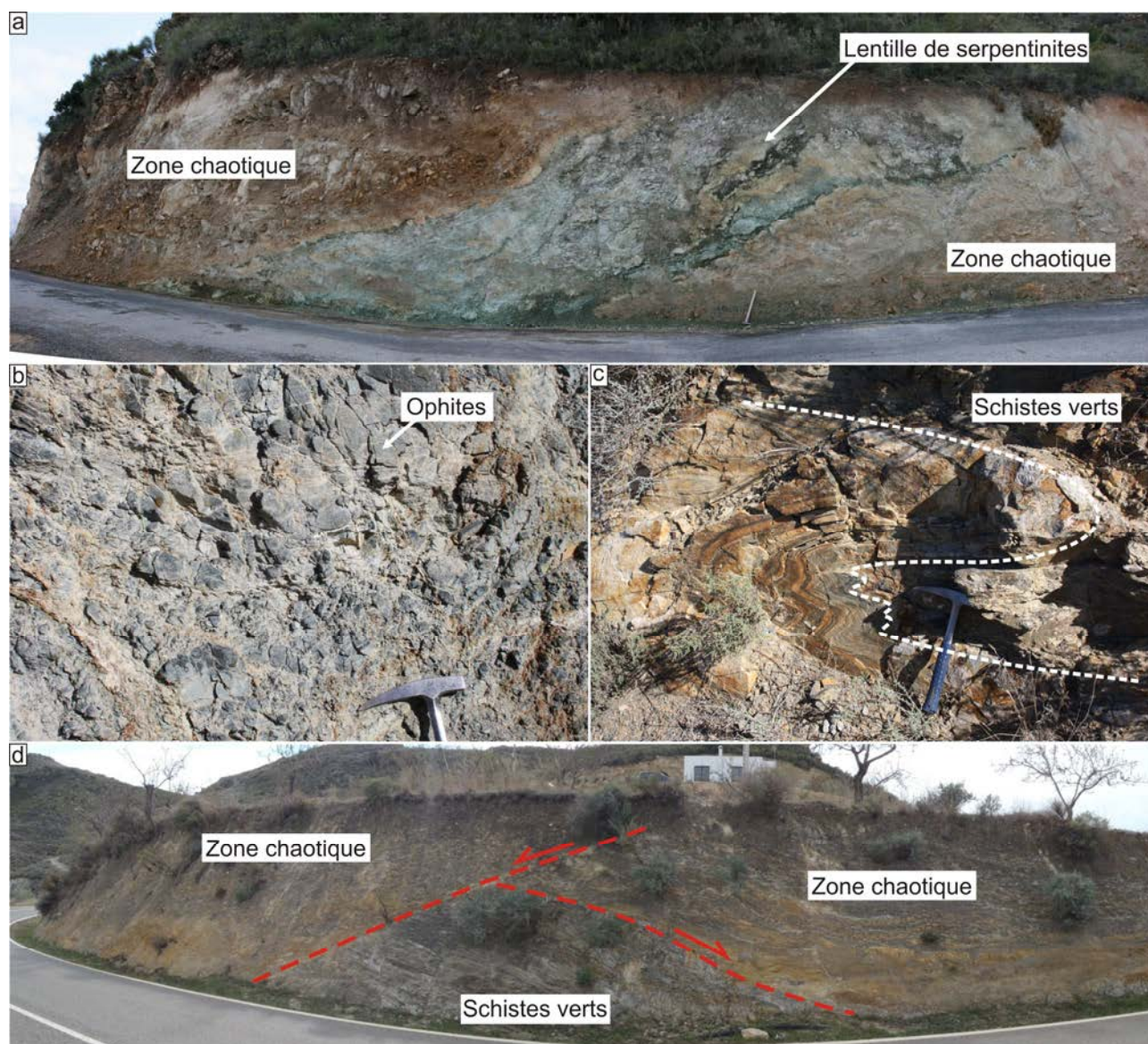


Figure 59 : Zone de mélange tectonique au niveau probable du détachement de Los Filabres

a) Zone de mélange incorporant des lentilles de serpentinites. b) Rares vestiges d'ophites dans la zone de mélange. c) Possible plis en fourreau dans les schistes verts axe N80 perpendiculaire à la photographie. d) Zone de faille d'effondrement gravitaire au sein des schistes verts.

IV - 5.2. Pétrographie de l'encaissant

Ces schistes sont composés essentiellement de quartz, muscovite, chlorite et amphibole, ou bien parfois il peut s'agir aussi de schistes à grenats où les grenats présentent une couleur verte. Ces schistes présentent en général des minéraux xénomorphes de muscovite et chlorite de petite taille (environ 100-200 μ m) soulignant la schistosité (Figure 60-a-b) mais présentent aussi des minéraux d'albite et de calcite de plus grande taille ayant poussé en englobant d'autres minéraux (Figure 60-c-

d-e-f), indiquant ainsi une texture poecilo-granoblastique. Ces schistes doivent leur couleur notamment aux chlorites qui sont présentes en abondance. Elles se développent au travers d'une schistosité affectant des muscovites et des quartz (Figure 60-a-b). Ces chlorites s'accompagnent de deux autres minéraux : la calcite et l'albite (Figure 60-c-d-e-f) qui englobent des minéraux tels que les quartz (Figure 60-e-f), les muscovites et les clinozoïsites (Figure 60-c-d). L'assemblage chlorite-albite-calcite est un assemblage typique du faciès schistes verts.

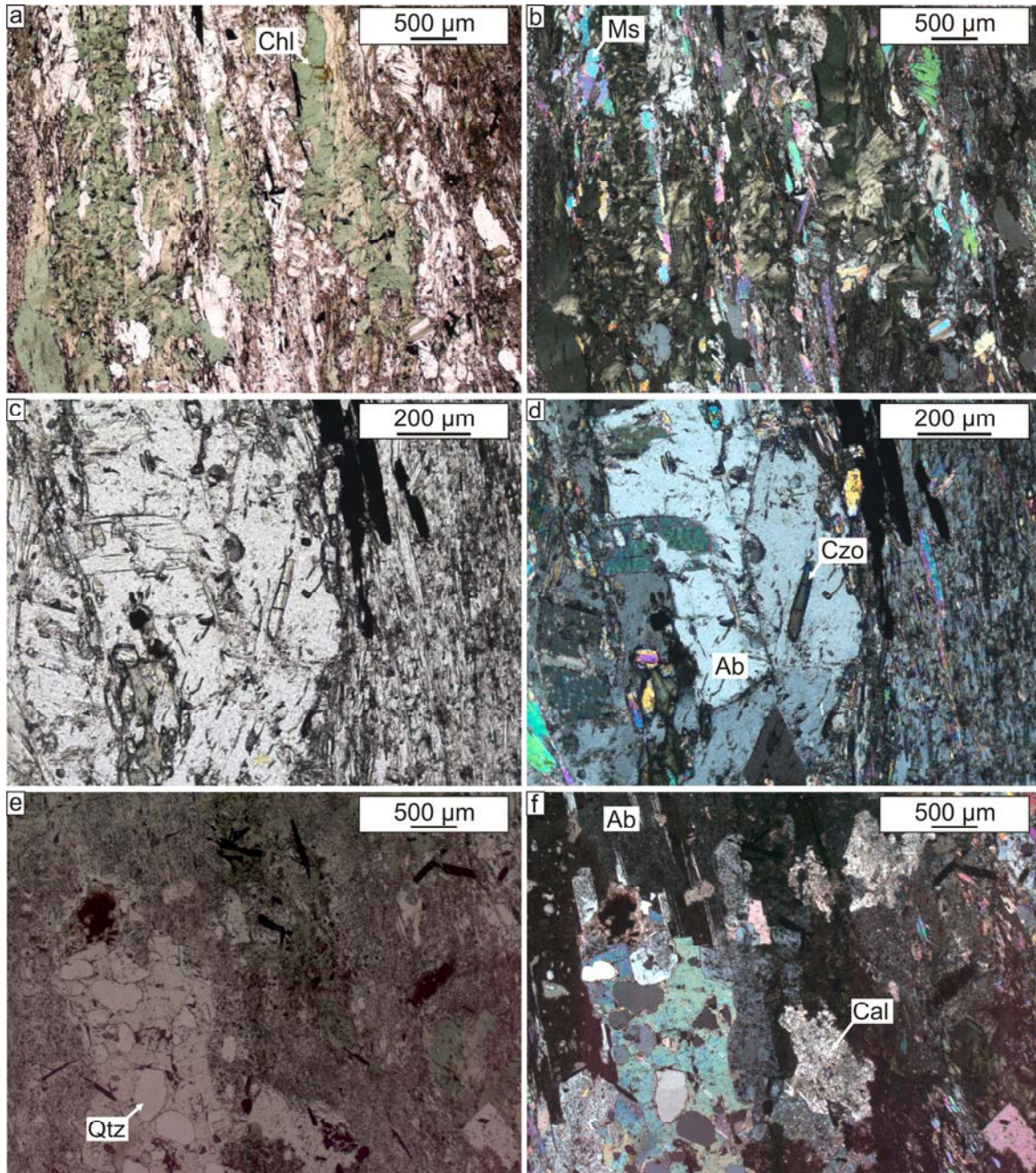


Figure 60 : Pétrographie des schistes verts en LPNA (gauche) et en LPA (droite).

a-b) Muscovites (Ms) marquant la schistosité, recoupée par la croissance des chlorites (Chl). c-d) Albite (Ab) englobant les muscovites et des clinozoïsites (Czo). e-f) Calcite et albite englobant des éléments de l'encaissant, ici des éléments globuleux de quartz.

IV - 5.3. Inclusions fluides dans les calcites des schistes verts

IV - 5.3.1. Pétrographie des IF

Les albites ainsi que les calcites contiennent des inclusions fluides. Les inclusions fluides dans l'albite sont difficilement visibles en lame mince et n'ont pu être distinguées en lame épaisse, c'est pourquoi l'analyse s'est effectuée uniquement sur les calcites qui semblent contemporaines des albites.

Ces inclusions sont isolées dans la calcite, on supposera donc qu'elles sont primaires et donc contemporaines de la cristallisation de la calcite et par association contemporaines du métamorphisme schiste vert et du développement de l'albite et de la chlorite. Il s'agit de petites inclusions aquo-carboniques (en moyenne $10\mu\text{m}$, avec des inclusions pouvant atteindre $20\mu\text{m}$) biphasées (L(aq)+L(car)) dont la phase carbonique varie entre 20 et 50% (Figure 61).

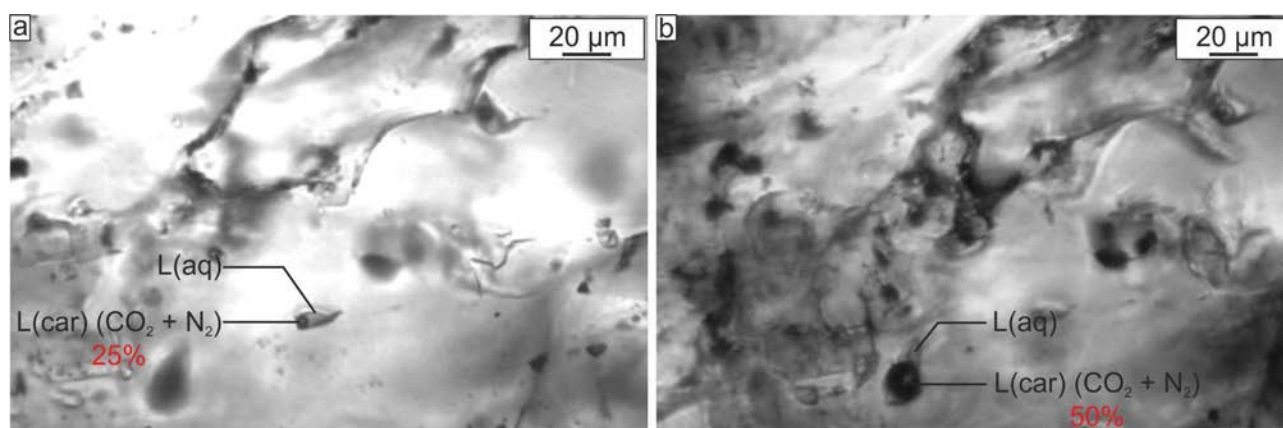


Figure 61 : Inclusions fluides dans la calcite des schistes verts.

a) Inclusion biphasée (L(aq)+L(car)) avec 25% de phase carbonique. b) Inclusion biphasée (L(aq)+L(car)) avec 50% de phase carbonique.

IV - 5.3.2. Chimie des fluides

Les inclusions fluides dans la calcite (L(aq)+L(car)) présentent un événement eutectique (T_e) entre -60 et -30 °C. Cette large gamme de l'évènement eutectique est due à la petite taille des inclusions qui entraîne une imprécision sur l'observation microthermométrique, cependant il permet de détecter la présence d'autres sels que NaCl dans ces inclusions. Les températures de fusion de la glace ($T_m(\text{ice})$) évoluent entre -21.6 et -14.3 °C (Figure 62-a). L'homogénéisation totale (T_h) des inclusions est observée par disparition de la phase carbonée (L(aq)+L(car)=L(aq)) pour des températures comprises entre 185 et 264 °C (Figure 62-b et Figure 63). Les températures de dissociation ($T_m(\text{cla})$) sont observées entre 1.2 et 4.2 °C (Figure 62-a). Les inclusions avec le pourcentage de vapeur de 50% présentent des $T_m(\text{CO}_2)$ variant entre -56.8 et -56.1 °C, mais les $T_h(\text{car})$ ne sont pas visibles. L'analyse des gaz par spectroscopie Raman donne une présence de CO_2

variant entre 100 et 90 vol.% et de N_2 variant entre 0 et 10 vol.%. La salinité du fluide dans un système $H_2O-NaCl-CO_2$ est estimée entre 12.6 et 20.4 mass% eq.NaCl (Figure 63).

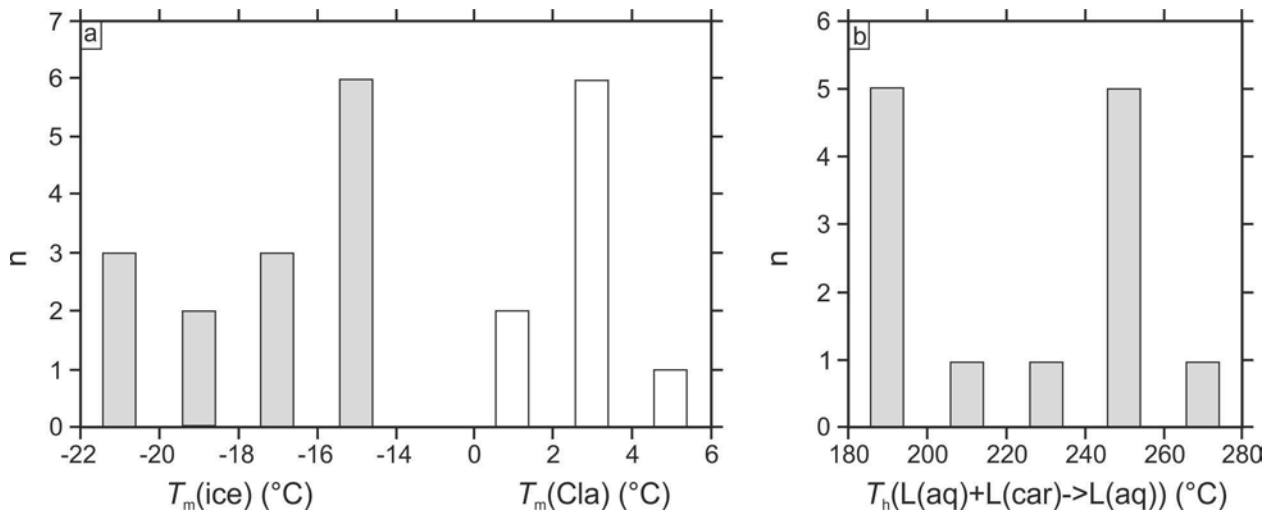


Figure 62 : Données obtenues en microthermométrie pour les fluides dans les calcites des schistes verts.

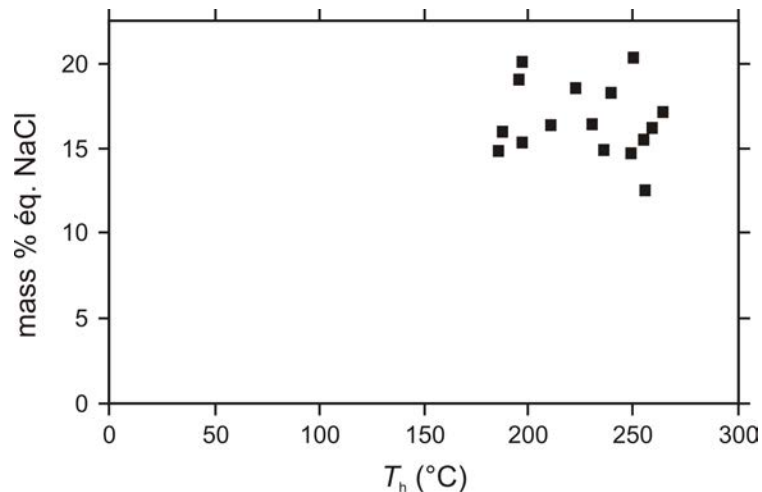


Figure 63 : Diagramme de la salinité (mass% eq.NaCl) en fonction de la température d'homogénéisation pour les fluides dans les calcites des schistes verts.

IV - 5.3.3. Conditions P - V - T - X des fluides dans les calcites associées au faciès schistes verts

Du fait de la petite taille des inclusions fluides, des incertitudes directement liées aux observations microthermométriques peuvent être engendrées dans le calcul des variables d'état de ce fluide. Les isochores de ces fluides sont représentées dans un diagramme P - T (Figure 64). Les températures minimales de piégeage sont de 185 °C. La chlorite semble contemporaine de la calcite hôte de ces fluides et permet de proposer un domaine de piégeage P - T de 220-20 MPa et 420-280°C.

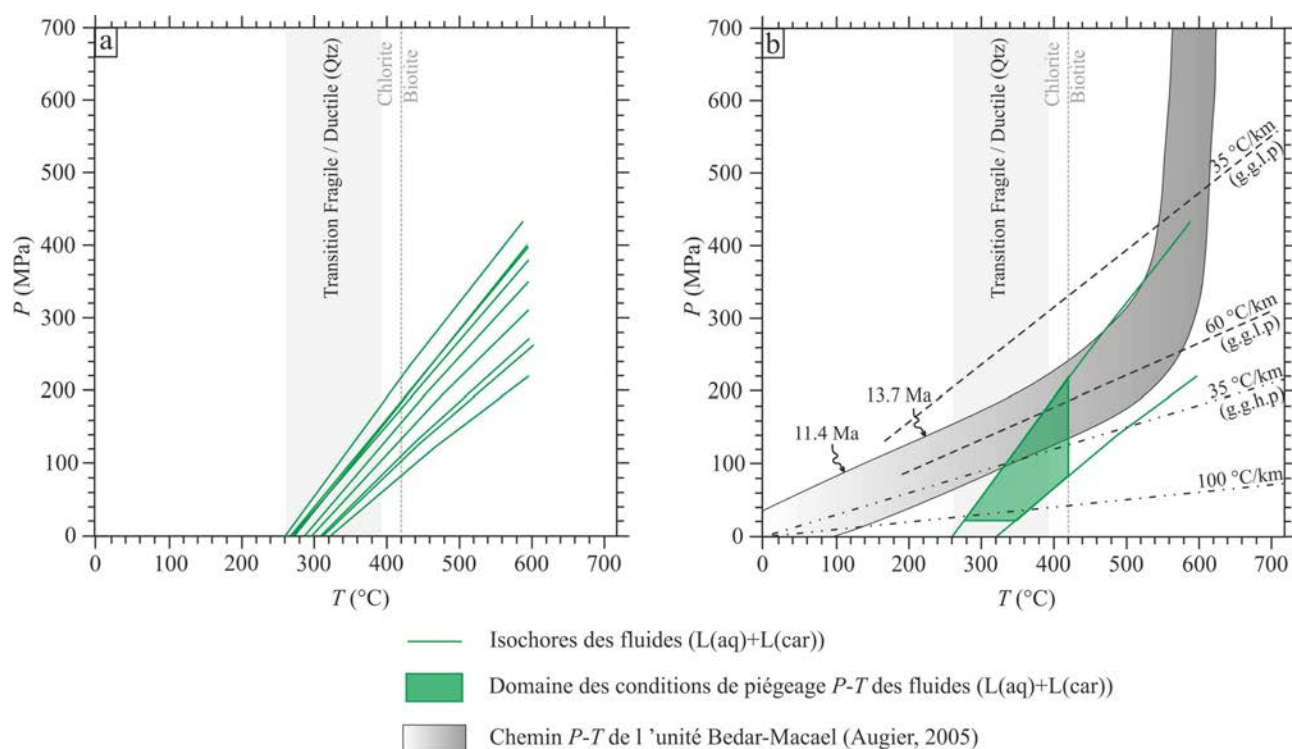


Figure 64 : Conditions de piégeage P - T des inclusions fluides dans les calcites des schistes verts.

Abréviations: Qtz : quartz; g.g.l.p.: gradient géothermique à pression lithostatique; g.g.h.p.: gradient géothermique à pression hydrostatique. Les données de la transition fragile/ductile du quartz proviennent de Passchier & Trouw (2005).

IV - 5.4. Quartz syn-décrochement sécant sur la fabrique métamorphique

Une veine tectonique a retenu l'attention sur le terrain en raison de sa position sécante sur la schistosité, mais aussi de par sa géométrie particulière et son caractère polyminéral. En effet, cette veine présente une forme sigmoïde et une disposition partiellement en échelon indiquant une cinématique dextre pour une direction N142E, 80W compatible avec le fonctionnement d'un régime décrochant lié à une direction de raccourcissement sub-méridienne. L'analyse indique l'existence d'un premier quartz (quartz 1) possiblement associé à une géométrie en échelon. Dans l'évolution de la déformation apparaît un deuxième quartz (quartz 2) développé dans une virgation transpressive à peu près en même temps que de l'épidote, de l'albite et de la calcite, suggérant ainsi la poursuite des conditions métamorphiques de type schiste vert (Figure 65).

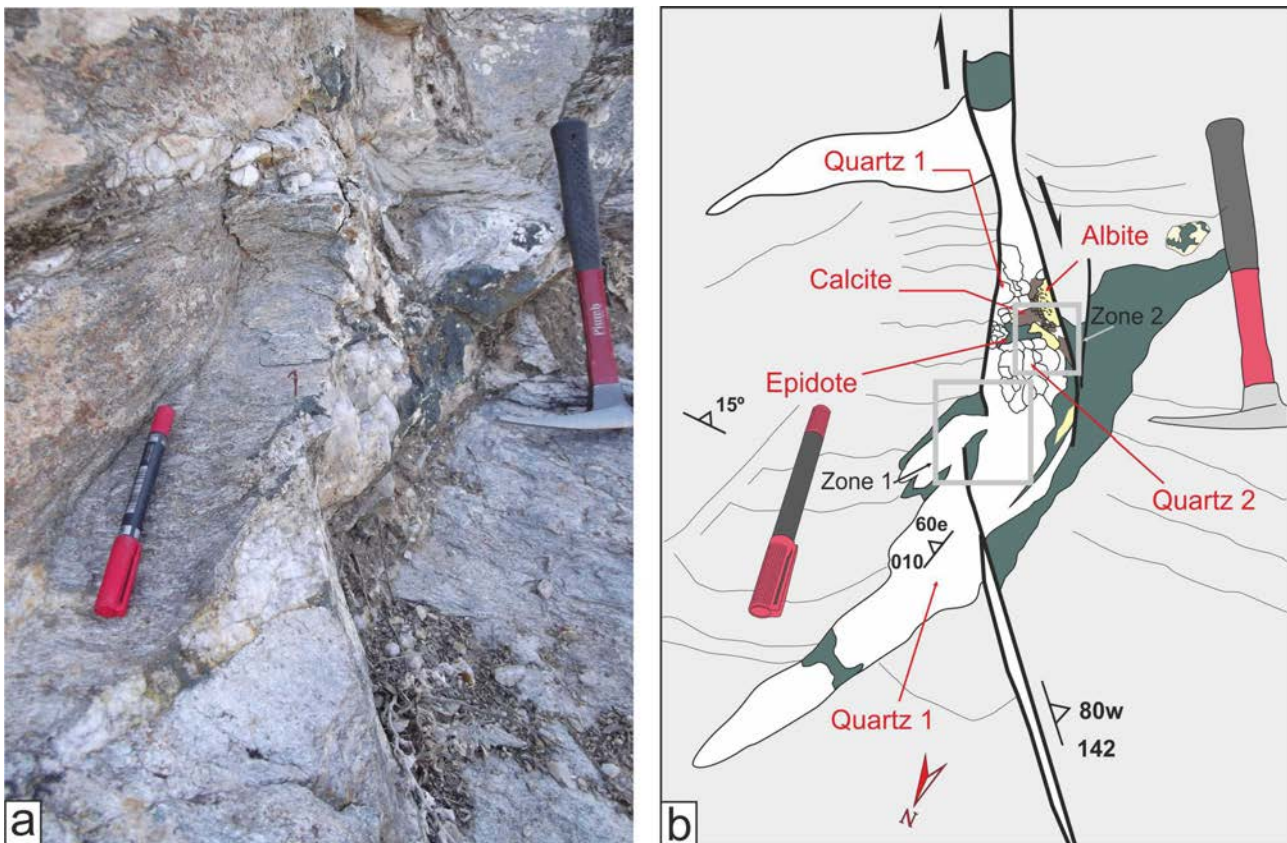


Figure 65 : Zone en pull-apart, décrochement dextre N142E, 80W.

IV - 5.4.1. Pétrographie des veines

IV - 5.4.1.1. Intermédiaire zone sigmoïdale (échelon) – zone transtensive (zone 1 sur Figure 65)

L'échantillon analysé est situé entre les veines de quartz en échelon et les quartz (+ autres minéraux) développés dans la virgation (Figure 65).

Cette veine est donc divisée en deux parties (Figure 66-a) caractérisées par deux types de quartz :

- Quartz 1 : il s'agit de grains de quartz de 0.5 à 5 mm qui sont affectés par de la formation de sous-joints de grains et de la recristallisation de type BLG et SGR (Passchier & Trouw, 2005) (Figure 66-b), ainsi que de l'extinction ondulante.
- Quartz 2 : sont des grains beaucoup plus gros que les grains de quartz 1, ils peuvent mesurer jusqu'à 0.5 cm. Les quartz 2 montrent une extinction ondulante mais pas de recristallisation, les joints de grains sont rectilignes et il n'y a pas de formation de sous-grains de quartz comme dans le quartz 1.

Le contact entre le quartz 1 et le quartz 2 n'est pas rectiligne (Figure 66-a), le quartz 2 a poussé à partir du quartz 1.

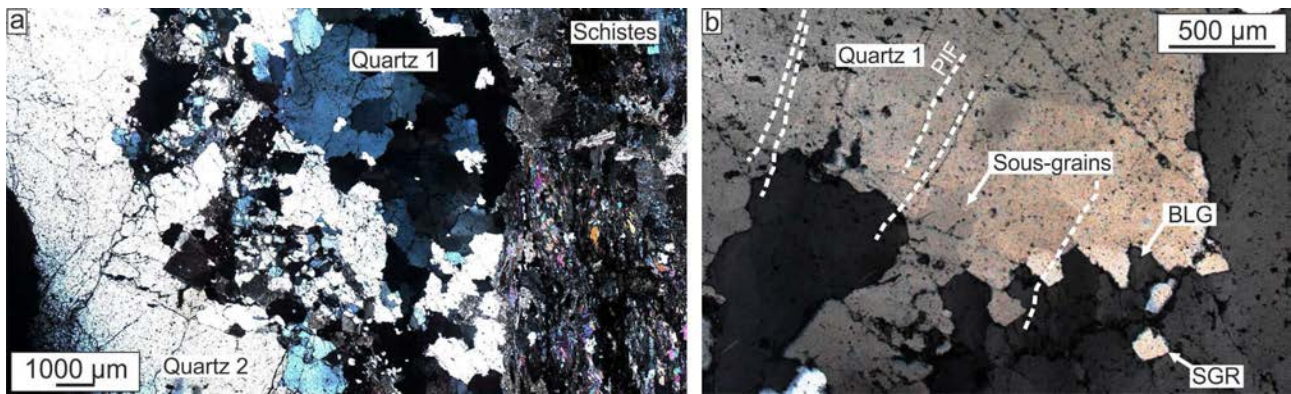


Figure 66 : Pétrographie dans la veine de quartz sur décrochement en faciès schiste vert

a) Texture des quartz 1 et 2, quartz 1 : déformés et recristallisés; quartz 2 : quartz post-déformation. b) Zoom sur les quartz 1, recristallisation de type « bulging » et individualisation de sous-grains par rotation (SGR) selon Passchier & Trouw (2005) PIF transgranulaires recoupant les recristallisations dans le quartz 1.

IV - 5.4.1.2. Quartz associé à la déformation transtensive (Quartz 2) (zone 2 sur Figure 65)

Ce quartz 2 s'est développé dans une zone en transtension en même temps que de la calcite, de l'épidote et de l'albite (Figure 65). Le quartz 2 est déjà décrit dans la partie précédente (IV - 5.4.1.1). La calcite est caractérisée par des textures de déformation par maclage (Figure 67-a) de type II selon Ferril et al. (2004). Ces textures impliquent une déformation à plus faible température et pression que celle ayant affecté les quartz 1 (les quartz 2 contemporains de la calcite ne présentent pas de déformation). Ces macles secondaires résultent d'un cisaillement simple du réseau cristallin sous contrainte tectonique (Lacombe & Laurent, 1992).

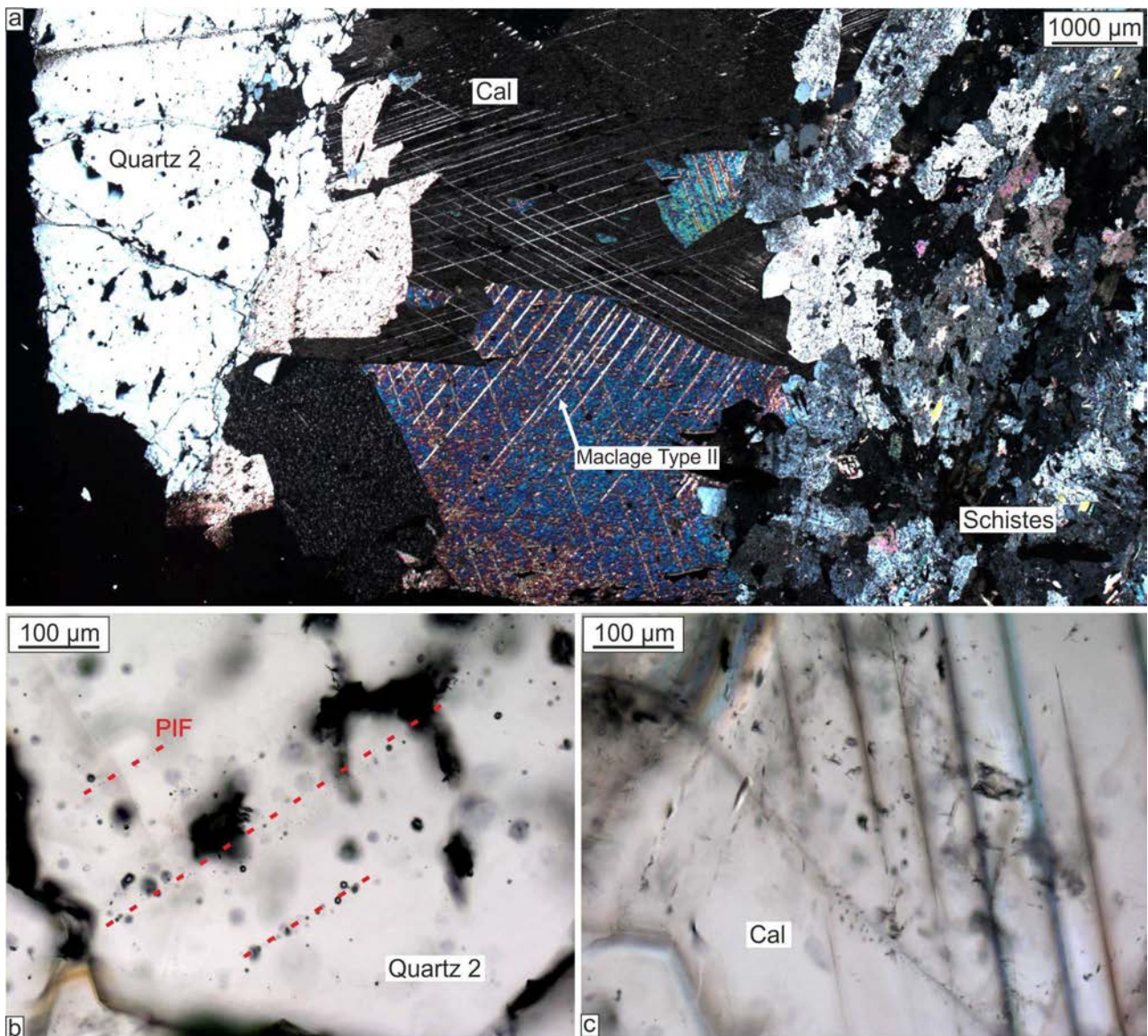


Figure 67 : Pétrographie de la zone transtensive sur décrochement en faciès schiste vert

a) Reconstitution par montage photographique d'une partie de la lame mince, observation sous lumière polarisée et analysée. b) PIF intragranulaires dans les quartz 2. c) IF dans la calcite, organisation en cluster et selon les plans de maclage.

IV - 5.4.2. Fluides dans les quartz 1-2 et les calcites

Deux types d'inclusions fluides ont été observés dans l'ensemble des quartz 1 et 2 et de la calcite.

- Type A : des inclusions triphasées (L+V+H) aqueuses sous forme de PIF intragranulaires dans les quartz 1 (Figure 68-a), dans les quartz 2 (en nombre très limité) et sous forme de petits groupes disséminés dans la calcite ou s'organisant le long des macles de la calcite, il s'agit d'inclusions primaires dans la calcite (Figure 67-c). Ces IF de type A possèdent quelques fois des minéraux accidentels d'hématite (Figure 68-b) et ont une phase vapeur variant de 20 à 30%. Ces inclusions ont une taille variant entre 20 et 30µm.

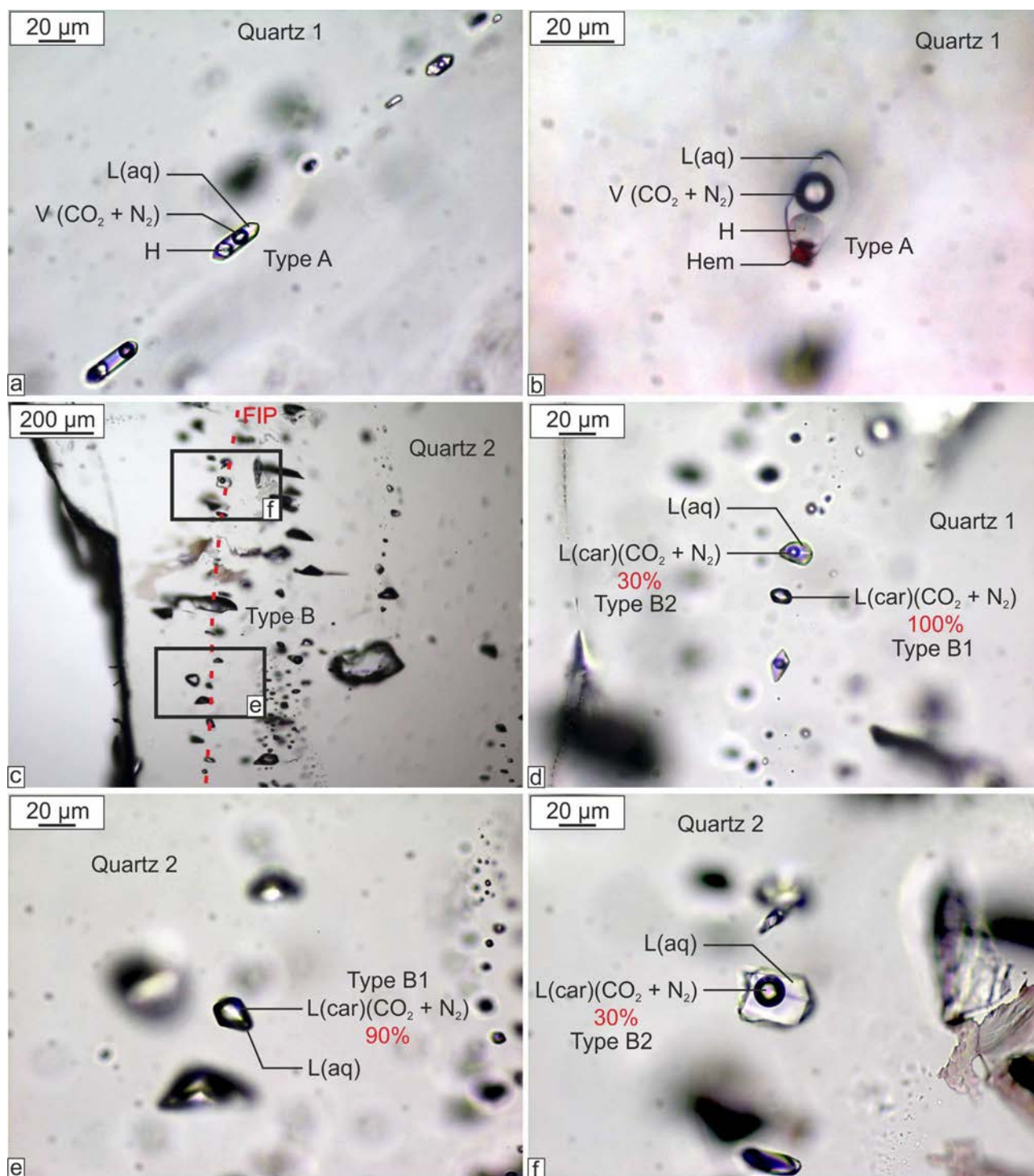


Figure 68 : Différents types d'IF rencontrées dans les quartz 1 et 2 de la veine syn-décrochement en contexte schiste vert (en LPA).

PIF intragranulaires d'IF type A dans quartz 1. b) Type A avec des minéraux accidentels comme l'hématite (Hem). c) PIF intragranulaires type B dans quartz 2. d) PIF transgranulaire type B dans quartz 1, variations de la phase liquide carbonée au sein du même PIF. e) Zoom sur IF type B1 avec 90% de liquide carboné dans PIF intragranulaire. e) Zoom sur IF type B2 avec 30% de liquide carboné dans le même PIF intragranulaire.

- Type B : ces inclusions étant aquo-carboniques biphasées ($L_{aq}+L_{car}$) elles sont facilement identifiables. Elles s'observent sous forme de PIF transgranulaires dans les quartz 1 (Figure 66-b) et

se retrouvent aussi sous forme de PIF intragranulaires dans les quartz 2 et d'inclusions primaires isolées dans la calcite. Ces IF présentent des variations de la phase liquide carbonée au sein du même PIF (Figure 68-c-d) allant de 90-100% de liquide carboné (on nommera ces IF : type B1) (Figure 68-d-e) à 30% de liquide carboné (on nommera ces IF : type B2) (Figure 68-f). Des PIF sans variation du volume de la phase carbonée peuvent être observés. Ces inclusions ont une taille variant entre 10 et 30 μm .

IV - 5.4.3. Chimie des fluides

Les IF de type A (L-V-H), présentent un événement eutectique (T_e) entre -68 et -42 °C (Figure 69-a). Ces températures permettent de nous renseigner sur le système H₂O-sels en présence. Des T_e aux environs de -65 °C permettent d'identifier la présence de sels tels que CaCl₂ – LiCl – KCl – MgCl₂ en plus de NaCl. Les températures de fusion de la glace ($T_m(\text{ice})$) évoluent entre -36 et -29 °C (Figure 69-b). Les températures de fusion des cubes d'halite ($T_m(\text{halite})$) sont distribuées entre 240 et 295 °C (Figure 69-c). L'homogénéisation totale (T_h) des inclusions est observée par disparition de la phase vapeur (L+V→L) pour des températures comprises entre 292 et 375 °C (Figure 69-c-e). Du fait de la difficulté d'observer la dissolution du dernier solide d'hydrohalite, les valeurs microthermométriques permettent d'estimer la salinité du fluide dans un système H₂O-NaCl à partir de la température de fusion des cubes d'halite (Williams-Jones & Samson, 1990), les salinités varient entre 34.1 à 37.8 mass% eq.NaCl (Figure 69-e). Les températures de dissociation ($T_m(\text{cla})$) n'ont pas été observées. L'analyse des gaz par spectroscopie Raman donne des proportions entre 83.2 et 90.1 vol.% de CO₂ et entre 9.9 et 16.8 vol.% N₂ (Figure 69-f), du fait de l'absence de clathrates, ces gaz ne sont présents que sous forme de traces dans l'inclusion fluide.

Les IF Type B (L_{aq}+L_{car}) vont être décrites en deux parties :

- Les inclusions type B1 avec un rapport $L_{\text{aq}}/L_{\text{car}} < 1$ (50-100% de L_{car}, rapport compris entre 1 et 0).

Du fait du faible pourcentage de phase liquide, l'observation microthermométrique d'un événement eutectique (T_e) ainsi que des températures de fusion de la glace ($T_m(\text{ice})$) est difficile. Les $T_m(\text{ice})$ ont pu être observées sur les inclusions avec 50 jusqu'à 80% de liquide carboné, les températures varient entre -10.2 et -1.7 °C (Figure 69-b). L'homogénéisation totale (T_h) des inclusions est également difficilement observable sur les inclusions avec 90-100% de liquide carboné. Sur les inclusions avec moins de 90% de liquide carboné, l'homogénéisation totale est observée par disparition de la phase aqueuse (L_{aq}+L_{car}→ L_{car}) pour des températures comprises entre 280 et 365 °C (Figure 69-c-e). Les températures de dissociation ($T_m(\text{cla})$) sont observées entre 6.8 et 8.6 °C. Ces inclusions présentent des $T_m(\text{CO}_2)$ (Figure 70) variant entre -58.6 et -57.1 °C (Figure 69-d), ainsi que des $T_h(\text{car})$ par disparition de la phase vapeur au point critique

($L_{aq}+L_{car}+V_{car} \rightarrow L_{aq}+L_{car}$) (Figure 70) observées entre 7.4 et 16.6 °C (Figure 69-d). L'analyse des gaz par spectroscopie Raman donne une présence de CO₂ variant entre 88.2 et 82.3 vol.% et de N₂ variant entre 17.7 et 11.8 vol.% (Figure 69-f). Les valeurs microthermométriques ainsi que les analyses de gaz permettent d'estimer la salinité du fluide dans un système H₂O-NaCl-CO₂ variant entre 4.3 et 2.8 mass% éq.NaCl (Figure 69-e).

- Les inclusions type B2 avec un rapport $L_{aq}/L_{car} > 1$ (avec 30-50 % de L_{car} , rapport compris entre 2.3 et 1).

Ces inclusions fluides présentent un événement eutectique (T_e) entre -41 et -54 °C, cette gamme de température permet de détecter la présence d'autres sels que NaCl dans ces inclusions, comme CaCl₂ - KCl - MgCl₂ (Figure 69-a). Les températures de fusion de la glace ($T_m(ice)$) évoluent entre -14.2 et -4.0 °C (Figure 69-b). L'homogénéisation totale (T_h) des inclusions est observée par disparition de la phase carbonée ($L_{aq}+L_{car}=L_{aq}$) pour des températures comprises entre 266 et 361 °C (Figure 69-c-e). Les températures de dissociation ($T_m(cia)$) sont observées entre 2.4 et 4.3 °C. Ces inclusions présentent $T_m(CO_2)$ (Figure 70) variant entre -59.1 et -57.0 °C (Figure 69-d), mais les $T_h(car)$ ne sont pas visibles. L'analyse des gaz par spectroscopie Raman donne une présence de CO₂ variant entre 89.1 et 83.4 vol.% et de N₂ variant entre 16.6 et 10.9 vol.% (Figure 69-f). Les valeurs microthermométriques ainsi que les analyses de gaz permettent d'estimer la salinité du fluide dans un système H₂O-NaCl-CO₂ variant entre 13.5 et 3.7 mass% éq.NaCl (Figure 69-e).

Les fluides de type B1 et B2 ont été analysés par LA-ICP-MS, les résultats sont présentés sur la Figure 71. Les inclusions fluides de type A n'ont pas été ablatées car elles ont les mêmes caractéristiques microthermométriques que des inclusions déjà identifiées et ablatées précédemment dans l'étude (parties IV - 2 et IV - 4).

Les inclusions fluides type B1 et B2, bien que moins salées (4.3-2.8 et 13.5-3.7 mass% éq.NaCl respectivement) que les inclusions fluides type A (34.1 à 37.8 mass% éq.NaCl), montrent de fortes concentrations en métaux comme K, Ca, Mn, Fe, Zn et Pb (Figure 71).

IV - Fluides associés à l'évolution structurale de la Sierra Bédar

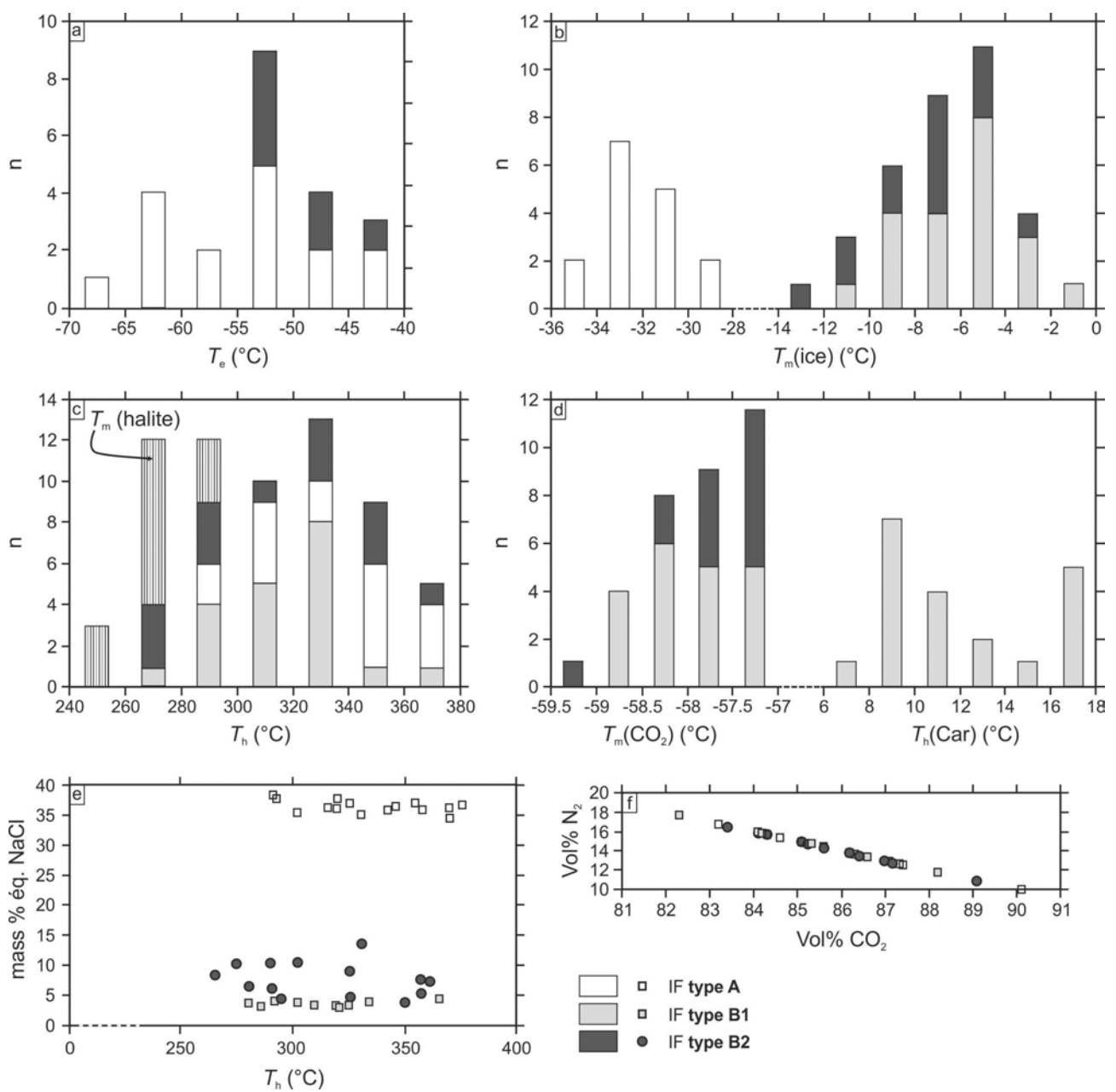


Figure 69 : Données obtenues en microthermométrie et en spectroscopie Raman des inclusions fluides piégés dans les quartz 1-2 et les calcites de la veine syn-décrochement en contexte schiste vert.

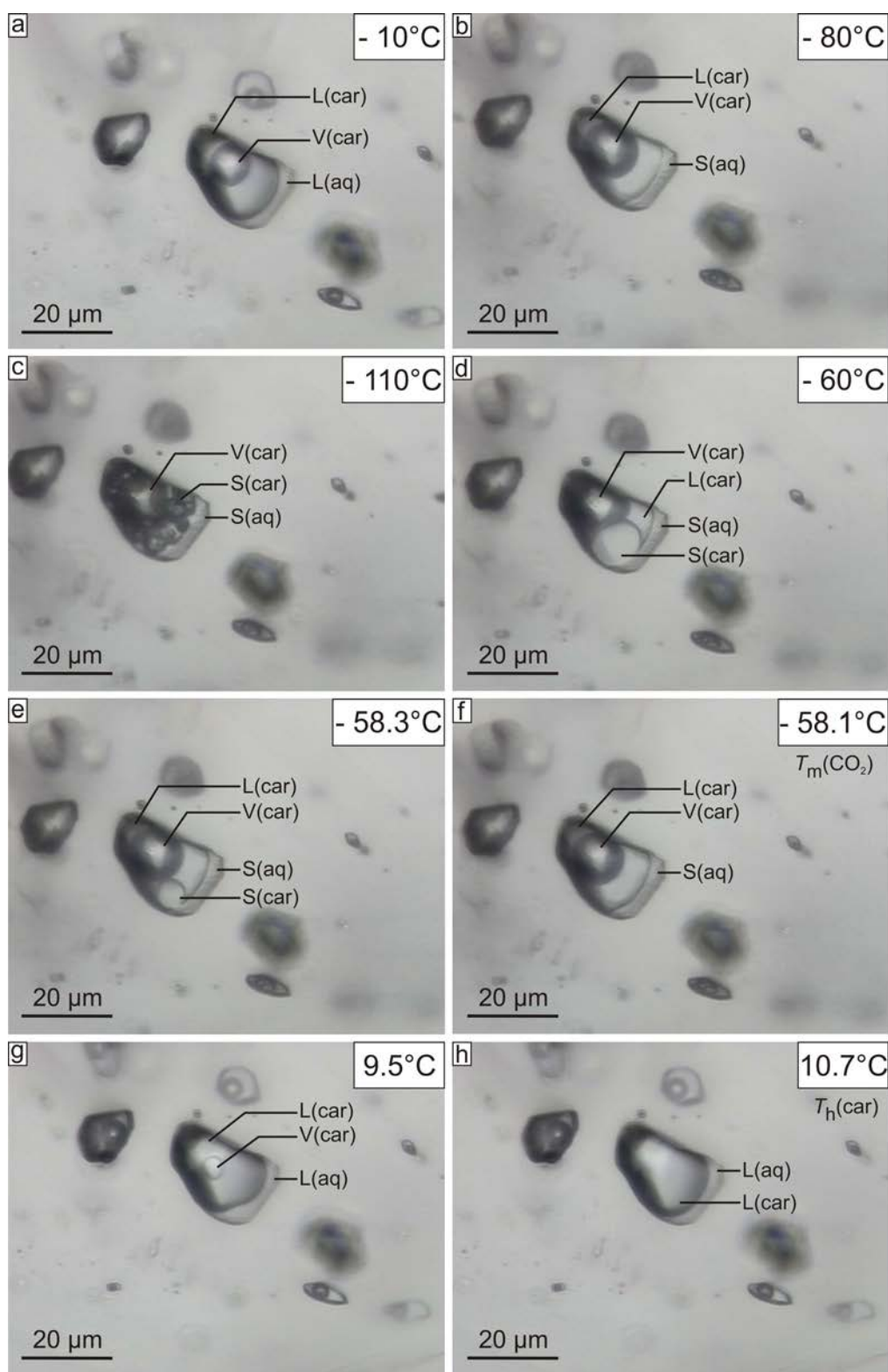


Figure 70 : Transitions de phase des liquides carbonés observées en microthermométrie dans les IF de type B1 (*S* : solide, *L* : liquide, *V* : vapeur, *aq* : aqueux, *car* : carboné). a) A partir de -10°C , le liquide et la vapeur carbonés apparaissent séparément. b-c) Entre -10°C et -110°C , les assombrissements correspondent aux transitions $L(\text{car}) \rightarrow S(\text{car})$ et $L(\text{aq}) \rightarrow S(\text{aq})$. d-e) Augmentation de la température : apparition *L(car)*. f) A $-58,1^\circ\text{C}$, fusion totale des phases carbonées solide : $T_m(\text{CO}_2)$. g-h) Augmentation de la température : diminution de *V(car)*. Homogénéisation des phases carbonés en liquide carboné ($T_h(\text{car})$) à $10,7^\circ\text{C}$.

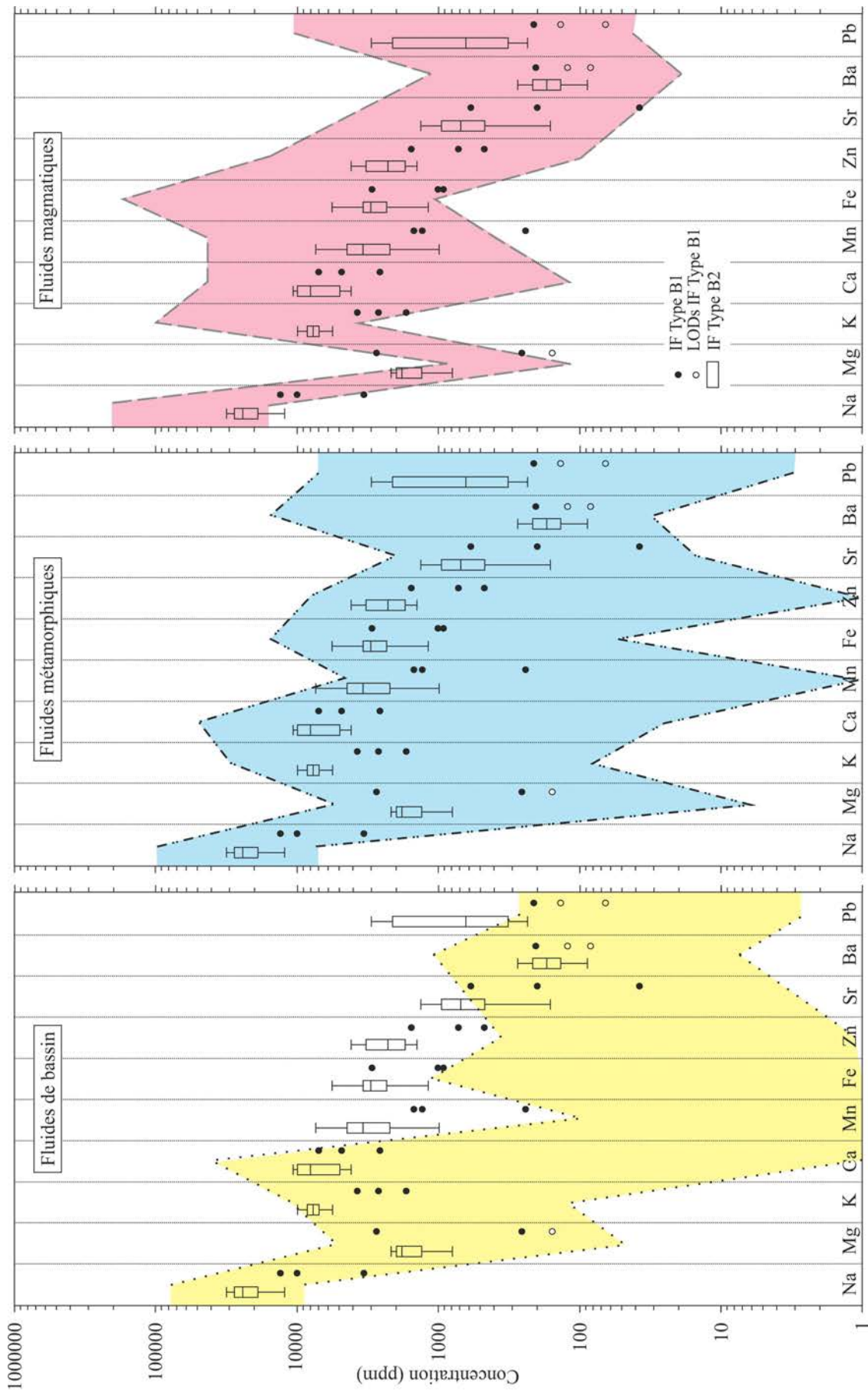


Figure 71 : Distribution des concentrations (en ppm) de certains métaux contenus dans les fluides piégés dans les quartz 1-2 et les calcites de la veine syn-décrochement en contexte schiste vert, comparées à la chimie de différents fluides issue de la littérature.

Les cercles vides représentent la valeur de la limite de détection (LOD) lorsque que les concentrations des éléments considérés sont inférieures aux limites de détection de l'élément. Références bibliographiques et explication des boîtes à moustaches dans la légende de la Figure 56.

IV - 5.4.4. P-V-T-X

Les isochores des fluides sont représentées dans un diagramme $P-T$ (Figure 72-a). Pour les fluides de type A, les températures minimales de piégeage sont de 290°C alors que pour les inclusions de type B, les températures minimales de piégeage sont plus faibles, de l'ordre de 270°C.

Les inclusions de type A ne recoupent pas les recristallisations BLG ou SGR (minimum de 300°C (Passchier & Trouw, 2005)). Cependant ces inclusions sont présentes à la fois dans les quartz 1 et les quartz 2, la température minimale sera donc uniquement contrainte par les T_h . La chlorite est présente dans l'encaissant des veines donc les températures de piégeage sont contraintes au minimum par les T_h et au maximum par la température de disparition de la chlorite à 420°C. La pression minimale de piégeage n'est pas contrainte, elle sera donc stoppée arbitrairement à 20 MPa. Ce résultat détermine un domaine de piégeage $P-T$ estimé entre 230 et 20 MPa et entre 420 et 280°C (Figure 72-c).

Les inclusions de type B présentent d'importantes variations de la phase liquide carbonée (de 30 à 100%) au sein d'un même PIF. Bien que le volume de liquide carboné varie entre les inclusions, la proportion de gaz (CO_2 et N_2) est toujours équivalente au sein des inclusions (Figure 69-f). Les températures d'homogénéisation sont difficilement observables dans les inclusions avec le volume de liquide carboné élevé (type B1), cependant ces températures sont observées dans les inclusions avec des volumes variant entre 50 et 80% et elles sont quasiment identiques (entre 266 et 361 °C) que les T_h observées pour les inclusions avec le faible volume de liquide carboné (type B2) (280 et 365 °C). Ces trois arguments vont dans le sens d'une immiscibilité (ou démixion) d'un fluide selon Diamond (2001, 2003a) (Figure 73). Lorsqu'il y a immiscibilité, les conditions de piégeage sont déterminées à partir de la température d'homogénéisation des inclusions ayant le plus petit volume de phase carbonée ainsi que les pressions calculées à partir des inclusions ayant le plus grand volume de phase carbonée (sans tenir compte de l' H_2O avec les équations d'état de Peng & Robinson (1976)). L'intersection des isochores détermine les températures et pressions de piégeage du fluide. Pour ces fluides le domaine de piégeage $P-T$ est de 20-40 MPa et 290-310°C (Figure 72-c-d). Il y a donc une forte chute de pression par rapport aux fluides de type A.

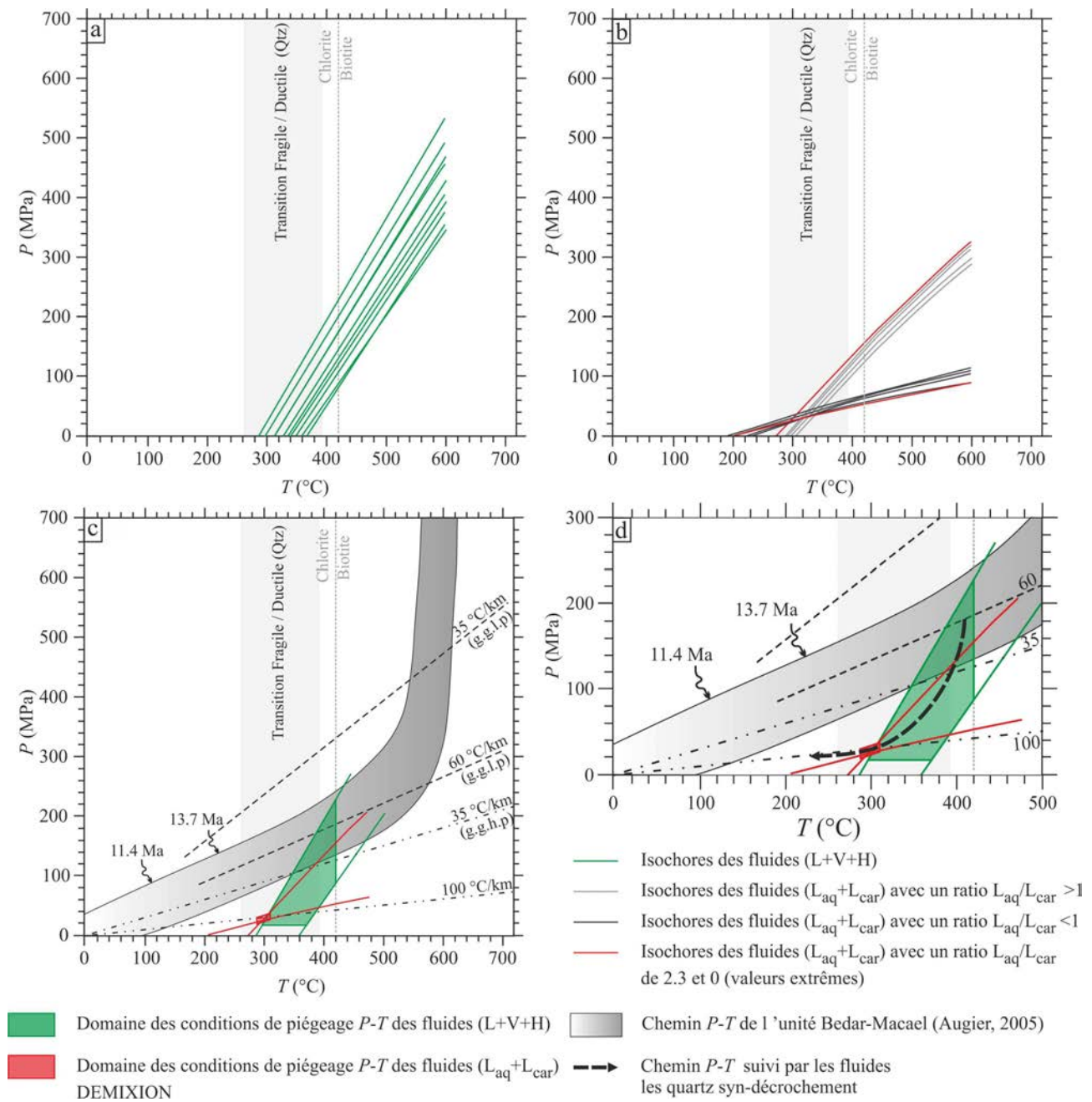


Figure 72 : Conditions de piégeage P - T des inclusions fluides piégées dans les quartz syn-décrochement.

Abréviations: Qtz : quartz; g.g.l.p.: gradient géothermique à pression lithostatique ; g.g.h.p.: gradient géothermique à pression hydrostatique. Les données de la transition fragile/ductile du quartz proviennent de Passchier et Trouw (2005).

L'immiscibilité peut être due à 3 mécanismes différents (Diamond, 2001) :

- Immiscibilité d'un fluide homogène à l'origine d'un refroidissement ou d'une décompression à travers le solvus (Figure 73-a).
- La réaction chimique à travers le solvus, entre un liquide aqueux et une roche carbonatée. Le dégagement de CO_2 à partir de la roche entraîne la composition du liquide à travers la « bubble surface » dans un domaine d'immiscibilité (Figure 73-b).

(c) Le mélange de deux fluides à travers le solvus. Étant donné que les deux fluides parents ne sont pas sur le solvus, ils sont décrits comme partiellement miscibles (Figure 73-c).

Dans notre cas, la solution a) semble la plus plausible. L'immiscibilité serait causée par une chute de pression due au décrochement entraînant le passage d'un fluide homogène sous le solvus et permettant l'immiscibilité.

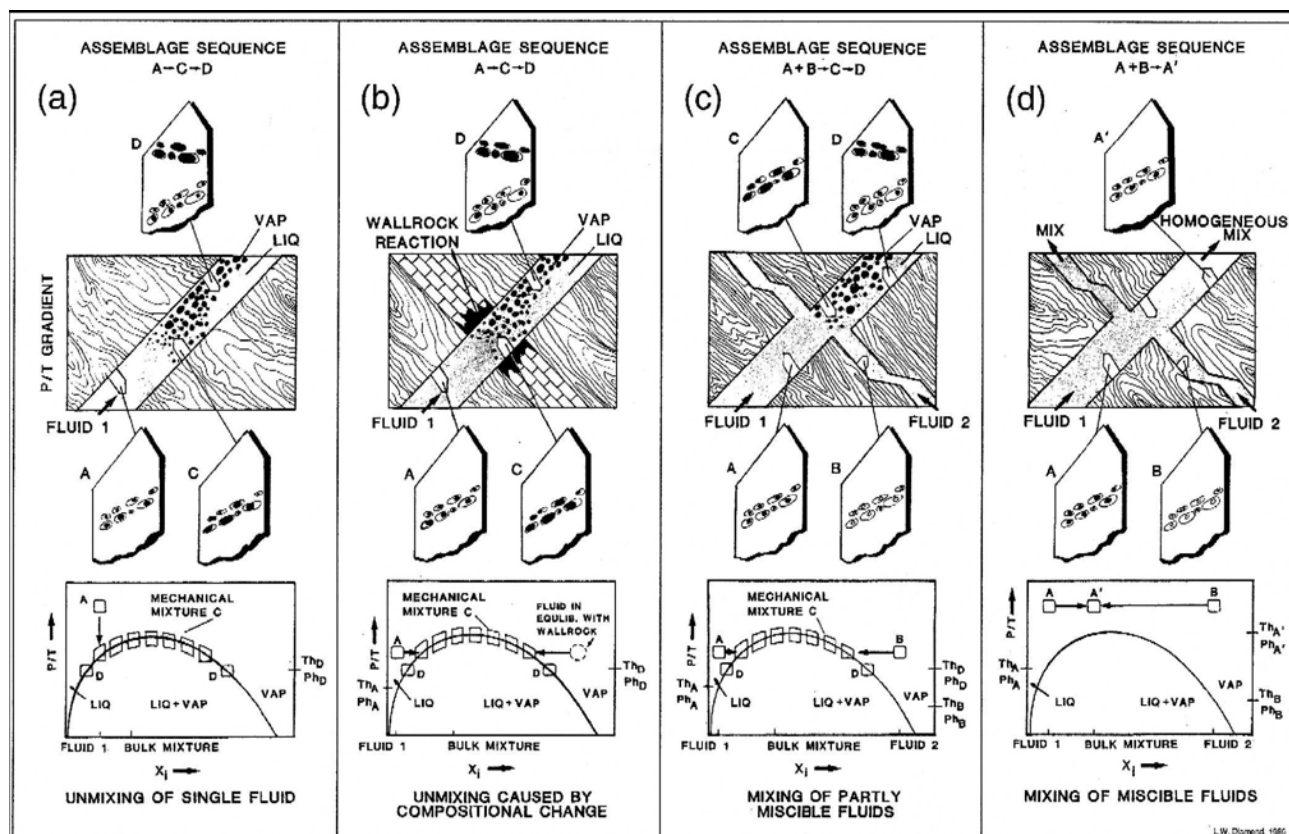


Figure 73 : Représentation schématique d'immiscibilité et de mélange de fluides $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ dans un environnement de veine hydrothermale (Diamond, 2001).

Les séquences temporelles des assemblages d'inclusions fluides susceptibles de résulter de ces processus sont indiquées en bas de chaque rectangle. Les schémas des diagrammes de phases (X_{CO_2} en abscisse, P/T comme ordonnée) montre le sommet de la région d'immiscibilité (vapeur carbonée + liquide aqueux $\text{LIQ}+\text{VAP}$), le piégeage des inclusions fluides (les petites boîtes), et les chemins d'évolution des fluides (flèches)

IV - 5.4.5. Discussion

Cette veine particulière est un indice qui peut révéler l'impact en profondeur des régimes tectoniques décrochants à qui certains auteurs attribuent une activité dès le Tortonien inférieur à partir d'indices dans les bassins sédimentaires (Crespo-Blanc *et al.*, 1994, Montenat & Ott D'estevou, 1999). Néanmoins, d'autres auteurs considèrent le début du Tortonien comme étant liée à un régime extensif sub-méridien en relation avec l'accentuation du dôme Sierra Nevada, Sierra de Los Filabres (Augier *et al.*, 2005c). Pour cette période, ces derniers auteurs considèrent que la zone est déjà entrée dans le domaine fragile. Les données de traces de fission sur la Sierra Bedar

indiquent des âges aux alentours de 13.70 ± 0.57 Ma (Serravalien) sur zircons (200-240 °C) et des âge autour de 11.44 ± 0.97 Ma (Tortonien inférieur) sur apatites (100-120 °C) (Johnson *et al.*, 1997).

Cet objet est donc soit anecdotique et très localisé sans aucune incidence sur les raisonnements généraux, soit il pointe un changement de régime général depuis l'extension top vers l'ouest des auteurs (Crespo-Blanc *et al.*, 1994, Martínez-Martínez & Azañón, 2002, Augier *et al.*, 2005b, Platt, 2007) vers un nouveau régime global de type décrochant. Cette tectonique décrochante aurait alors été active en conditions de type schiste vert, donc à un âge plus ancien où les unités étaient encore enfouies à la transition fragile ductile alors que les âges habituellement proposés pour le passage d'une tectonique extensive à une tectonique décrochante sont supposés plus récents. Au maximum au Tortonien inférieur (11 Ma) où certains auteurs font démarrer le jeu du système trans-alboran (Booth-Rea *et al.*, 2003), les données traces de fission indiquent que la zone est déjà à des températures autour de 100°C à un degré bien inférieur à celui du métamorphisme type schiste vert ici concerné. Autre possibilité, comme cela a été évoqué pour les veines V-M et V-B dans le leucogneiss sous-jacent et d'après les géométries de sous-dômes identifiés au sein du cœur nevado-filábride du MCC, l'extension top vers l'ouest pourrait être contemporaine de raccourcissements sub-méridiens toujours actifs. Dans l'exemple échantillonné ici, cette zone transtensive en contexte schiste vert pourrait être l'expression plus profonde d'une tectonique décrochante s'enracinant dans la transition fragile-ductile alors que les unités métamorphiques du mur continueraient de s'exhumer dans un contexte d'extension perpendiculaire, top vers l'ouest (partitionnement de la déformation). Les données d'inclusions fluides, d'ailleurs, révèlent des compositions et des états de phases particulières.

En effet, cette zone à schistes verts coïncide avec l'apparition de fluides aquo-carboniques jamais rencontrés dans la pile métamorphique sous-jacente au cours de cette étude. Ces fluides sont beaucoup moins salés que les fluides dominants (30-35 mass% éq. NaCl) rencontrés en dessous de cette zone de mélange tectonique. Cette baisse de salinité suggère la participation d'un nouveau fluide totalement indépendant des fluides dominants dans la pile inférieure. Ceci implique également la présence dominante de CO₂ dans ces fluides jusque là à l'état de traces dans les saumures. Leur origine est probablement métamorphique mais le manque d'analyses en isotopie ou en halogènes sur ces fluides ne nous permettent pas de statuer sur leur origine.

Ces fluides peuvent également être le résultat d'une dilution des saumures par des fluides provenant du réservoir supérieur. En effet, lorsque l'on regarde les données LA-ICP-MS, les fluides enregistrés dans la veine syn-décrochement ont des éléments dominants identiques aux saumures qui baignent la pile métamorphique sous-jacente. Les fluides aquo-carboniques sont notamment

dominés par les éléments K, Ca, Mn, Fe, Zn et Pb tout comme les saumures, sauf que les concentrations sont moins élevées (notamment Mg) ce qui va bien dans le sens d'une dilution.

La particularité des ces fluides aquo-carboniques est qu'ils sont présents au sein de mêmes PIF avec des variations de volume liquide carbonée allant de 30 à 100% de l'inclusion. Ces données pétrographiques, ainsi que les données microthermométriques, ont permis de déterminer un état de démixion des fluides au moment du piégeage de ces fluides. L'immiscibilité serait causée par une chute de pression permettant le passage d'un fluide homogène sous le solvus et permettant l'immiscibilité (Diamond, 2001). Cette démixion permet de mieux contraindre les domaines de piégeage des fluides. La reconstitution P - V - T - X de ces fluides a déterminé un domaine de piégeage de 20-40 MPa et 290-310°C. Ce domaine indique une forte chute des pressions de piégeage des fluides comparée aux pressions calculées pour les fluides piégés dans les metabasites ou dans les leucogneiss, tout en gardant des températures de piégeage élevées (300°C). Cette chute de pression peut notamment être due au fonctionnement du détachement de Los Filabres dont on pressent l'intervention dans cette zone de mélange tectonique. La tectonique décrochante peut avoir eu une influence marquante dans ce niveau avec la mise en place de drains structuraux verticaux qui auraient permis le passage brutal de pressions lithostatiques aux pressions hydrostatiques tout en gardant un flux thermique important. Le domaine P - T déterminé coïnciderait notamment avec un gradient géothermique en pression hydrostatique de 100°C/km (Figure 72).

IV - 6. UNITÉ SUPÉRIEURE À MÉTACARBONATES

IV - 6.1. Contexte structural spécifique

La zone de mélange tectonique sous faciès schiste vert incorpore des unités de métacarbonates transformées par endroits en gisements de fer mais aussi des niveaux de serpentinite, ce qui identifie cette zone comme une probable ancienne zone de chevauchement ayant permis l'incorporation de lambeaux de croûte océanique (Figure 59-a). Le socle paléozoïque est identifié par la présence des leucogneiss issus d'un protolithe leucogranitique d'âge tardi-hercynien (Martínez-Martínez & Azañón, 2002). Traditionnellement, les carbonates apparaissant au-dessus de ce socle sont considérés d'âge triasique. Par analogie avec des séries de carbonates des Alpujarrides, certains auteurs considèrent les carbonates transformés en gisement de fer comme étant d'âge carnien à anisien-ladinien (Torres-Ruiz, 1983). Une attribution au Trias supérieur d'âge norien apparaît néanmoins possible et sera abordée dans le chapitre V - 3, page 230. En effet, les séries du Norien présentent des gisements détritiques de fer dans la zone externe et sont situés stratigraphiquement au sein d'une pile à dominante évaporitique contenant des ophites (Pérez-Lopez *et al.*, 2012). Cette constatation semble relativement cohérente avec à la fois la localisation de ce niveau important de découplage mécanique et avec la présence de telles roches basaltiques identifiées localement sur le terrain.

De fait, les piles carbonatées situées au-dessus de ce niveau de décollement ne peuvent être datées du Trias moyen à la seule vue de leur position actuelle dans la pile tectono-métamorphique au-dessus des leucogneiss. La question de leur âge reste posée car la présence d'unités liasiques n'est pas non plus à exclure (comm. Orale Gonzalo Léal). De même, leur attribution au complexe nevado-filábride n'est pas nécessairement définitive dans l'hypothèse où cette zone de cisaillement à faciès schiste vert puisse correspondre à un détachement régional entre ce complexe et le complexe alpujarride sus-jacent (Crespo-Blanc *et al.*, 1994, Martínez-Martínez & Azañón, 2002, Augier *et al.*, 2005b, Platt, 2007).

Les métacarbonates situés au plus haut dans la pile métamorphique de Bédar sont majoritairement à composante calcitique et plus rarement dolomitique. Les métacarbonates dans la partie basale sont fortement minéralisés en fer avec localement de la barytine, alors que ces imprégnations se font plus locales et distribuées autour de fractures dans la pile carbonatée supérieure. D'après les pendages dans la zone d'el Pinar (site H, Figure 29), la série la plus récente semble davantage correspondre à des métacarbonates dolomitiques qui sont le siège de minéralisations à galène-cuivre et barytine (chapitre V - 4, page 247).

Pour l'analyse des fluides, des prélèvements de veines de quartz ont été réalisées à la fois dans les zones basales de métacarbonates fortement minéralisés en oxydes de fer mais aussi dans les

métacarbonates supérieurs. Les inclusions fluides trop petites n'ont pas permis d'obtenir des résultats très probants dans les échantillons de quartz de la partie inférieure (site G, Figure 29), en revanche, dans cette zone minéralisée, des inclusions analysables ont été préservées dans les barytines et seront présentées dans le chapitre V - 2.3.4, page 223.

IV - 6.2. Pétrographie des veines et chimie des fluides

IV - 6.2.1. Veines de quartz au sein des gisements de fer des métacarbonates supérieurs (site F, Figure 29)

Des veines de quartz (N265°E, 35°) parallèles à la schistosité des métacarbonates calcitiques ont été prélevées dans l'espoir qu'elles aient piégé des fluides minéralisateurs. Les quartz sont fortement recristallisés et présentent une extinction ondulante. Les quartz montrent des limites de sous-grains s'individualisant au sein des grains de ce quartz (Figure 74-a) et aux contacts entre 2 grains, il s'agit de recristallisation par rotation des grains (SGR) (Urai *et al.*, 1986a, Passchier & Trouw, 2005). Des contacts entre les grains irréguliers soulignent des processus de recristallisation par « bulging » mais également de migration de joint de grain balayant toutes les inclusions aux joints de grains (BLG et GBM respectivement d'après Passchier & Trouw (2005)) (Figure 74-a). Ces textures sont des marqueurs d'une déformation plastique du quartz par fluage dislocation lié à la transposition de la veine. Ces recristallisations sont recoupées par des chemins de PIF transgranulaires (Figure 74-b) correspondant à des événements plus récents que la transposition de la veine. Deux types de PIF sont observés mais le recoupement entre ces PIF sont très difficiles à observer car la densité de PIF sur une seule zone est très intense et de plus les inclusions sont très petites (environ 5µm) ce qui ne facilite pas la distinction entre les deux PIF différents. Les fluides présents dans les 2 types de PIF sont :

- (i) PIF type 1 : IF triphasées aqueuses (L+V+H) (Figure 74-c) présentant les mêmes caractéristiques que les inclusions triphasées décrites dans les quartz 1 des veines syn-décrochement (partie IV - 5.4), $T_m(\text{halite})$ autour de 250°C et T_h autour de 280°C avec une grande incertitude du fait de la petite taille des inclusions ; pour les mêmes raisons les T_e et $T_m(\text{ice})$ ainsi que l'analyse des gaz n'ont pas pu être obtenues. Les $T_m(\text{halite})$ permettent de calculer des salinités aux alentours de 35 mass% éq.NaCl.
- (ii) PIF type 2 : IF biphasées aquo-carboniques ($L_{\text{aq}}+L_{\text{car}}$) (Figure 74-c) avec des pourcentages de la phase liquide carbonée variant entre 80 et 90%. Du fait de la petite taille des inclusions et du fort pourcentage de CO₂ (liq) de nombreuses températures de transition de phase n'ont pas pu être observées. Seulement des $T_m(\text{CO}_2)$ ont pu être obtenues variant entre -58 et -57 °C ainsi que des $T_h(\text{CO}_2)$ par disparition de la phase vapeur ($L_{\text{aq}}+L_{\text{car}}+V_{\text{car}} \rightarrow L_{\text{aq}}+L_{\text{car}}$) observées entre 10 et 15 °C. Ces inclusions

ressemblent aux inclusions aquo-carboniques décrites également dans les quartz des veines syn-décrochement de la partie IV - 5.4.

Du fait de la petite taille des inclusions et de l'incertitude que cela engendre, aucune modélisation $P-V-T-X$ n'a été effectuée. Nous savons juste que ces types de fluides sont présents de manière sécante après la transposition des veines de quartz des métacarbonates minéralisés en fer, mais nous ne pouvons pas en déduire les conditions de piégeage de ces fluides.

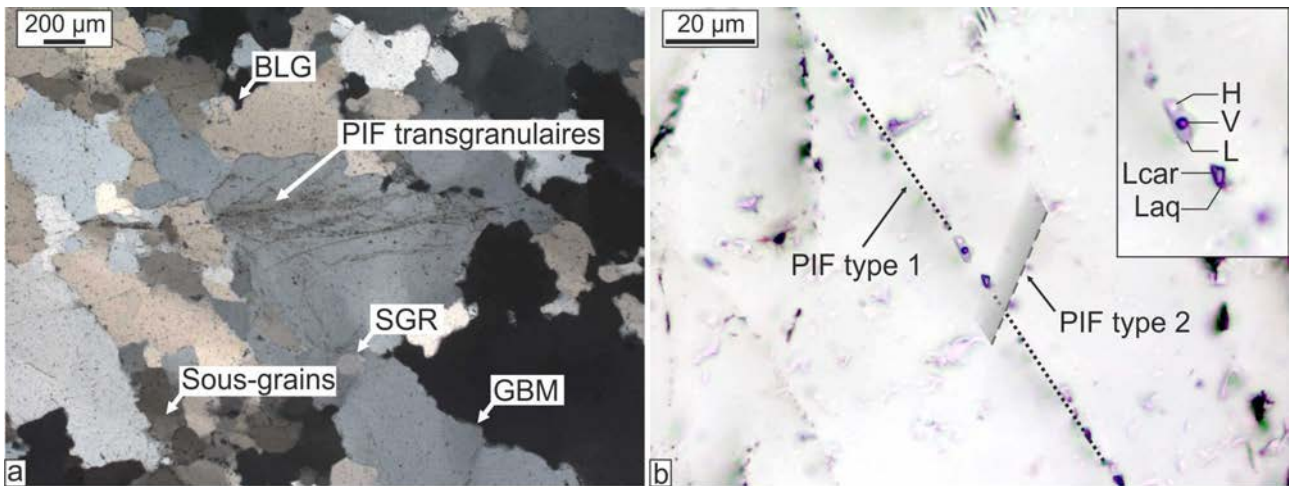


Figure 74 : Pétrographie des veines de quartz parallèle à la schistosité des métacarbonates du haut.

a) Quartz recristallisé par bulging (BLG), rotation de sous grains (SGR) et migration de joints de grains (GBM). b) PIF transgranulaires de type 1 (L+V+H) et 2 (L_{aq}+L_{car}).

IV - 6.2.2. Veine sécante au sein des gisements de fer des métacarbonates supérieurs (site F, Figure 29)

Une veine de quartz (N135°E, verticale) sécante à la schistosité (N265°E, 35°) des métacarbonates montre 2 types de quartz :

- (i) Quartz 1 montrant la formation de sous joints de grains (Figure 75-a) ainsi que des recristallisations par « bulging » et par rotation de grains (Figure 75-b). Ces quartz présentent également une extinction ondulante. Ces quartz possèdent des PIF intragranulaires (Figure 75-b) mais ne semblent pas recoupés de PIF transgranulaires. Les inclusions dans ces PIF sont triphasées (L+V+H) et très petites (inférieures à 5µm).
- (ii) Quartz 2 sub-automorphes, non déformés, sans déformation interne, sans extinction, ni recristallisation (Figure 75-c-d). Ces quartz poussent sur les quartz 1 qui leur sont donc antérieurs. Les quartz 2 sont en contact direct avec de la goethite (Figure 75-c-d). Ces quartz contiennent des PIF transgranulaires avec IF très petites (3-5 µm) triphasées (L+V+H).

La petite taille des inclusions ne permet pas d'étude plus poussée sur ces inclusions.

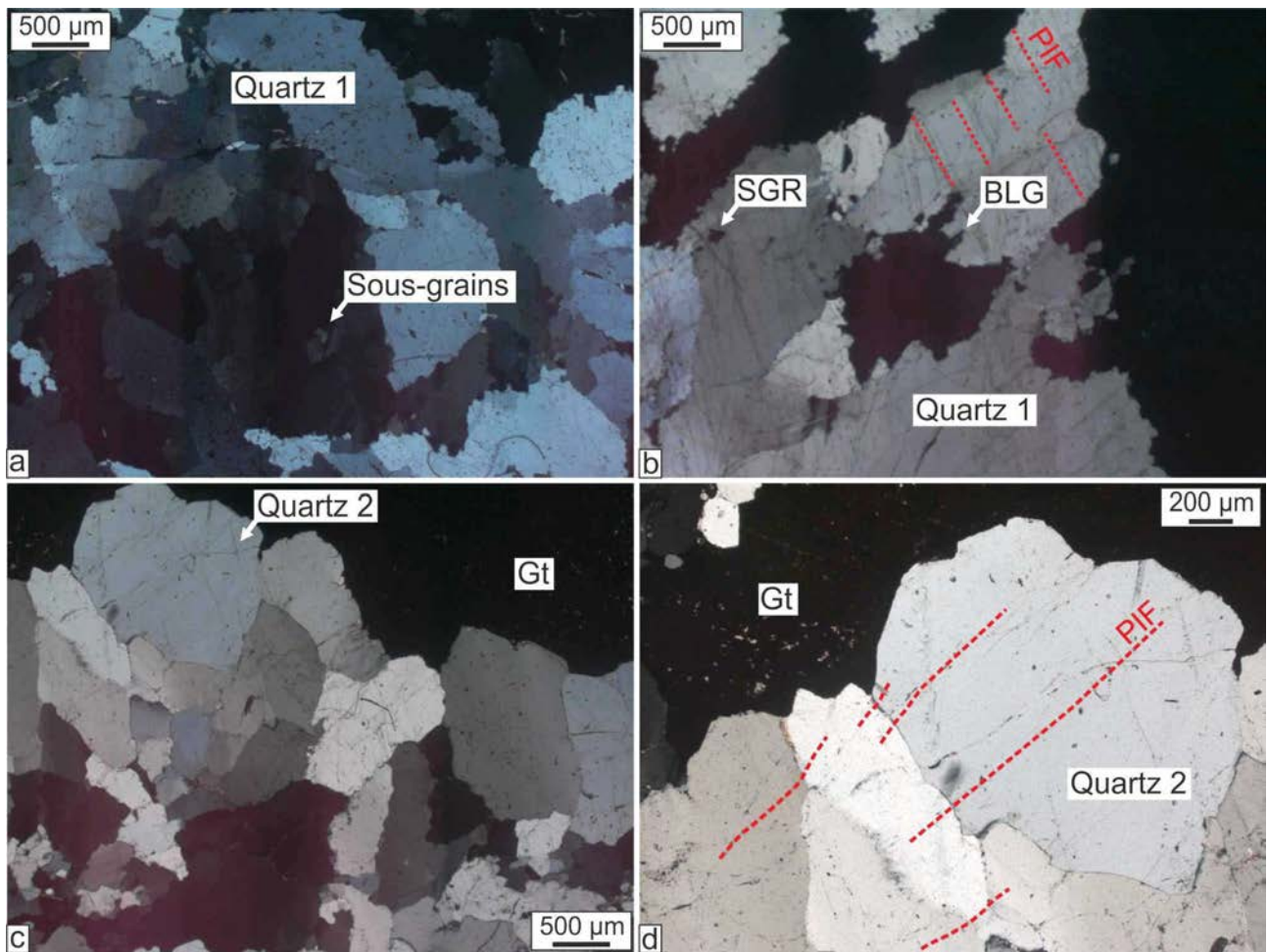


Figure 75 : Pétrographie des veines de quartz sécante à la schistosité des métacarbonates du haut.

a-b) Recristallisations par formation de sous-grain, par bourgeonnement de grains (BLG) et par rotation de grains (SGR) dans les quartz 1 contenant des PIF transgranulaires. c-d) Quartz 2 sub-automorphes sans déformation ni recristallisation poussent à partir de quartz 1. Quartz 2 recoupés par des PIF transgranulaires. Ces quartz sont en contact direct avec de la goethite.

IV - 7. SYNTHÈSE

Les fluides dominants dans cette pile métamorphique de Bédar sont des saumures (30-35 mass% éq. NaCl) riches en métaux tels que Fe-Zn-Ba et Pb présentes dans les veines parallèles ou sécantes à la schistosité de toutes les lithologies étudiées : quartzites, metabasites, leucogneiss, schistes verts ou métacarbonates. La chimie de ces fluides montre une origine secondaire de ces saumures par dissolution des évaporites du Trias en mélange avec des fluides enrichis en Br, issus de l'interaction avec des encaissants riches en matière organique, des serpentinites ou à partir de minéraux localement altérés de l'encaissant.

L'état d'équilibre entre ces fluides et les roches encaissantes a notamment été étudié dans le cas des leucogneiss. Les saumures sont en déséquilibre avec le leucogneiss, on ne peut donc pas se servir des domaines *P-T* de piégeage de ces fluides pour contraindre le chemin *P-T* des roches. Ces calculs d'équilibre ont été obtenus à partir des δD des muscovites des leucogneiss et des δD des saumures. Les autres encaissants possédant peu ou pas de muscovite, ces questions d'équilibre entre le fluide et l'encaissant n'ont pas pu être résolues.

La zone de détachement en contexte schistes verts au sommet des leucogneiss permet la circulation de nouveaux fluides aquo-carboniques non rencontrés dans la pile métamorphique inférieure. Ces fluides, de par leur état de démixion, permettent de mettre en avant une forte chute de pression lors du piégeage de ces fluides. Cette baisse de pression change complètement la fin du chemin *P-T* d'exhumation de l'unité Bédar-Macael proposé par Augier (2005a). Ce chemin a été proposé suite à des études pétrographiques sur des roches prélevées plus à l'ouest de la zone d'étude (vers Macael). Il est possible que la zone de Bédar n'ait pas suivie le même chemin *P-T* d'exhumation mais la différence est grande. La fin de l'exhumation faite dans le chemin d'Augier (2005a) suit un gradient géothermique de 60°C/km en pression lithostatique alors que pour les fluides analysés, la fin d'exhumation suivrait un gradient géothermique de 100°C/km en pression hydrostatique Figure 76. Cet enregistrement fluide n'est peut-être qu'anecdotique et il ne conviendrait alors donc pas de changer le chemin *P-T*. L'autre hypothèse pour expliquer cette différence peut être que l'on ne se trouve plus dans l'unité Bédar-Macael. Cette zone de décollement pouvant s'apparenter au détachement de Los Filabres, il est envisageable que ces schistes et métacarbonates n'appartiennent plus au complexe nevado-filábrides mais au complexe alpujarride en marquant un saut de gradient métamorphique. Le complexe alpujarride présente un chemin d'exhumation différent. Autre possibilité, comme pour le leucogneiss, les fluides peuvent se trouver en déséquilibre majeur avec l'encaissant et ne pas refléter le chemin *P-T* de l'unité tectono-métamorphique concernée.

IV - 7 Synthèse

Site	Encaissant	Caractéristiques de l'encaissant	Typologie veine	Typologie des inclusions fluides	mass% éq.NaCl	Gaz (vol%)		T _{piégeage} (°C)	P _{piégeage} (MPa)	
						CO ₂	N ₂			
A	Quartzite (Calar-Alto)	Zone de blanchiment perte de Fe, Mg, Ba, Ce, Co, Cr, La, Nd, Ni, Sr, V, Y, Zn, Zr	Veine de quartz sécante à la schistosité	Jointes de grains L+V	17-20	83-85	Traces	15-17	330-360	30-130
				PIF intraG et transG L+V+H	32-42	71-92	Traces	29-8	210-420	30-400
			Albite	3-Primaires? L+V+H	36-41	82-91	Traces	9-16	360-400	30-110
B	Métabasite (Jurassique)	faciès éclogitique HP (550-650°C, 18-20 kbar)	Veine de quartz (+calcite, sphène, ilménite, chalcopryrite, hématite et minéraux de l'altération supergène) parallèle à la schistosité	PIF intraG L+V	19-21	70-90	Traces	10-30	330-520	60-315
				PIF transG L+V	15-18	65-80	Traces	20-35	-	-
				PIF transG L+V+H	32-35	45-55	Traces	45-55	300-350	40-170
C	Serpentinite (Jurassique) schiste (Paléozoïque –Trias)	Schistes : association disthène-grenat	Veine d'amiante Veine de quartz avec pyrite	-	-	-	-	-	-	
D	Leucogneiss (Tardi-hercynien)	Zone de blanchiment autour des veines de quartz	Veine parallèle à la schistosité (V-M)	PIF intraG L+V+H	28.6-34.1	10-60	Traces	0-40	400-600	60-560
			Veine sécante à la schistosité (V-B)	PIF intraG L+V+H	30.1-36.7	10-80	Traces	0-20	400-600	80-560
E	Schistes verts	Schistes à grenats (minoritaire)	-	-	-	-	-	-	-	
		Schistes à amphibole	-	-	-	-	-	-	-	
		Schistes à chlorites (+quartz, muscovite, albite, calcite)	Calcite de l'encaissant	Primaires ? Laq + Lcar	12.6-20.4	90-100	0-10	20-220	280-420	
			Veine syn-décrochement	PIF intraG L+V+H	34.1-37.8	83-90	Traces	10-17	20-230	280-420
				PIF transG Laq + Lcar (0-50%)	3.7-13.5	83-89	11-17	20-40	290-310	
PIF transG Laq + Lcar (50-100%)	2.8-4.3	82-88	12-18							
F	Métacarbonates calcitiques	Minéralisations Fe	Veine de quartz parallèle à la schistosité	PIF transG L+V+H	≈ 35	-	-	-	-	
			Veine de quartz sécante à la schistosité	PIF transG L+V+H (3-5µm)	-	-	-	-	-	

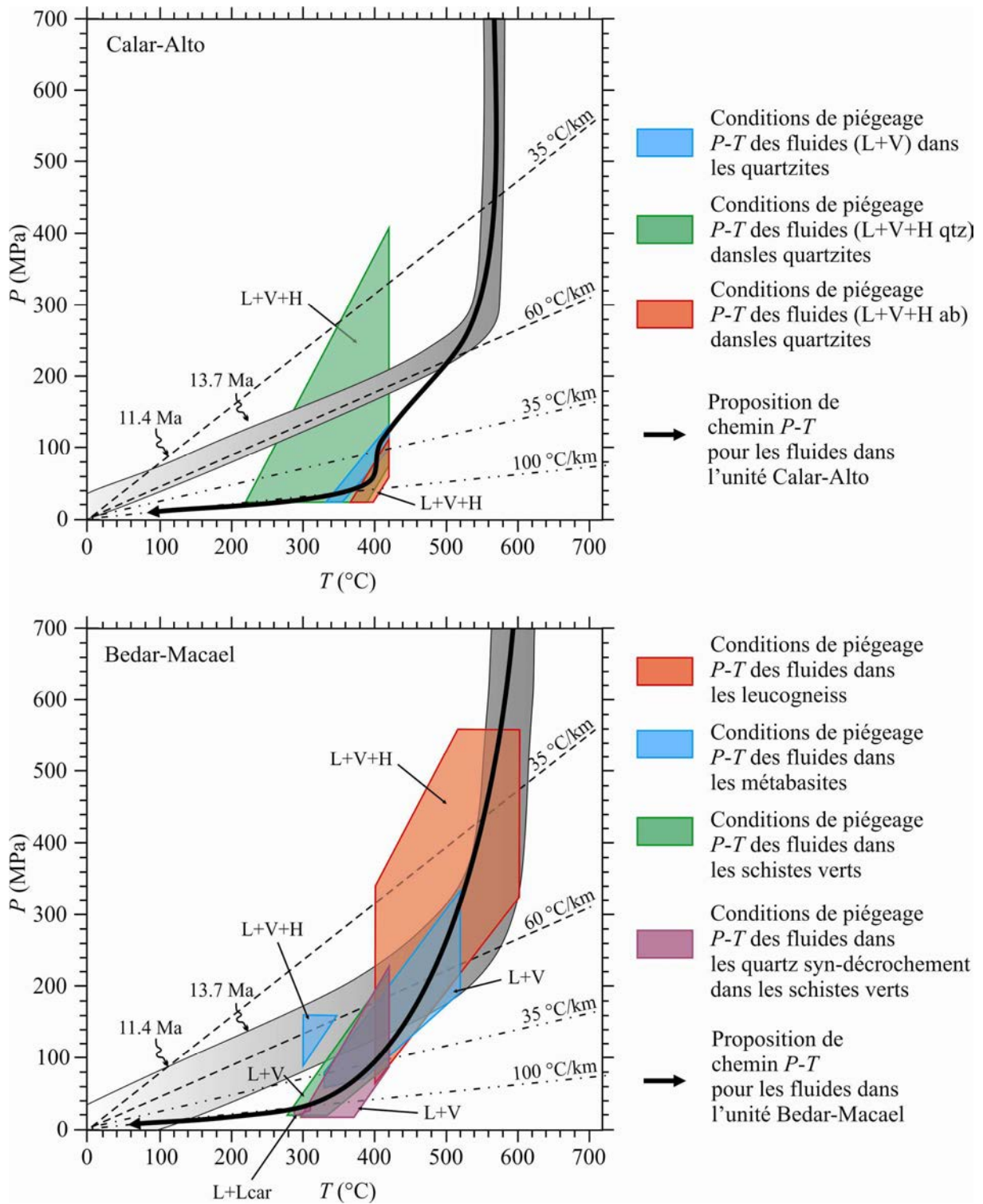


Figure 76 : Proposition de chemins P-T suivis par les fluides enregistrés dans les unités de Calar-Alto et de Bédar-Macael.

Chapitre V.

V - RELATIONS DÉFORMATION, FLUIDES ET GISEMENTS MÉTALLIQUES DANS LA SIERRA BÉDAR

V - 1. PROBLÉMATIQUE

Dans le chapitre précédent, il a été noté que les fluides qui ont été piégés à différentes étapes de l'évolution tectono-métamorphique des unités de Calar Alto et de Bédar Macael pouvaient montrer des enrichissements en certains éléments dont des métaux (Fe, Zn et Pb). La mise en évidence de circulations généralisées de saumures secondaires offre une perspective de compréhension de la mobilité de certains éléments mais ne constituent pas nécessairement les conditions nécessaires à la genèse de gisements. Néanmoins, plusieurs concentrations minérales ont jadis été exploitées dans les Cordillères bétiques, mais avec pour chacune des contextes structuraux spécifiques (chapitre III - 3, page 68).

Certains gisements dits stratiformes ont bien souvent été rattachés à des pré-concentrations contemporaines du dépôt ou de la diagenèse des roches porteuses de la minéralisation avant leur métamorphisme alpin. D'autres gisements identifient, eux plus clairement, des relations avec des percolations de fluides dans des systèmes fissuraux post-métamorphiques en relation avec la tectonique cassante tardi-néogène.

Les résultats obtenus dans la Sierra Bédar sur les zones de gisements de fer ainsi que de plomb-cuivre permettent d'évaluer ces modèles et de proposer, le cas échéant, d'autres pistes explicatives combinant des mouvements de fluides synchrones de la déformation dans la croûte ductile ou suivis de percolations fissurales plus tardives une fois la portion de croûte exhumée dans le domaine fragile.

V - 1.1. Acquis des données régionales

Les minéralisations de type F-Pb-Zn-(Ba) et Fe-(Mn-Ba) dans les complexes alpujarride et nevado-filábride, décrites dans le chapitre III, ont été longtemps interprétées comme des gisements stratiformes de type synsédimentaire à diagénétique d'âge triasique (Jacquin, 1970, Gerzat, 1979, Torres-Ruiz, 1983, Torres-Ruiz *et al.*, 1985, Martin *et al.*, 1987). Les niveaux minéralisés étaient alors rattachés de manière génétique à leur position stratigraphique au Trias, avec des gisements dans l'Anisien et le Ladinien/Carnien en général; plutôt dans l'Anisien pour le fer (Torres-Ruiz, 1983) et dans le Ladinien/Carnien (Torres-Ruiz *et al.*, 1985, Martin *et al.*, 1987) pour la fluorite. Même s'il est parfois fait référence à des gisements de fer dans les unités alpujarrides, si l'on observe la carte actuelle des unités tectono-métamorphiques de la région (Figure 16) on constate une concentration des gisements de fer dans les unités nevado-filábride et de fluorite dans les unités alpujarrides. On peut voir deux interprétations à cette distribution, voire une combinaison des deux :

1) Soit elle est d'ordre paléogéographique au Trias et les pré-concentrations minérales étaient liées à des paléoenvironnements sédimentaires distincts mais éloignés, aujourd'hui superposés par la tectonique tangentielle.

2) Soit la distribution des gisements est associée à la tectonique alpine et au métamorphisme associé illustré par cette carte et donc, à des circulations plus récentes de fluides minéralisateurs.

Concernant la Sierra Bédar, seules des unités du complexe nevado-filabride sont impliquées et aucun gisement de fluorite n'a été répertorié. Pour les gisements de fer dans ce complexe, plusieurs hypothèses peuvent être formulées : (i) soit il s'agit de gisements anciens triasiques qui ont par la suite été affectés par le métamorphisme alpin et d'autres processus comme de l'altération supergène, soit (ii) ces gisements ne sont pas triasiques à l'origine mais syn ou post-métamorphiques et les mécanismes de mobilité et de concentration du fer restent à déterminer.

Avant d'aborder plus en détail le contexte des gisements de Bédar, il est utile de comparer leur position structurale au sein de la pile métamorphique par rapport à d'autres gisements de fer de la région et de faire un bilan de l'état des interprétations de ces autres gisements.

V - 1.1.1. Les gisements de fer des sierras Nevada et de Los Filabres

Les zones qui ont exploité le fer par le passé dans ces sierras peuvent se distinguer suivant des types de gisements fissuraux ou bien des gisements dits "stratiformes". Certains de ces gisements ont fait l'objet d'une reconnaissance rapide durant les missions de terrain. Ils sont présentés sur la Figure 16 où une annotation supplémentaire permet de distinguer les gisements linéaires exploitant des discontinuités tectoniques de type failles au cœur des séries métamorphiques et des gisements exploitant des imprégnations plus marquées dans des niveaux carbonatés supposés triasiques. Les

gisements de fer sur fracture étant dissociés du système tectono-volcanique décrochant trans-Alboran, ils sont traités dans ce chapitre sur les gisements de fer stratiformes. Il sera d'ailleurs permis de voir ultérieurement que certaines minéralisations en fer de la zone de Bédar peuvent également être associées à des déformations cassantes post-métamorphiques.

V - 1.1.1.1. Gisements fissuraux

Certains gisements se sont développés au sein des séries schisteuses. En l'absence d'un réservoir carbonaté pour accueillir la minéralisation, ces gisements ont bien souvent eu des ampleurs limitées. C'est par exemple le cas des gisements de la Mina de los Malagueños (Figure 16) où il a été noté localement l'association de minéralisation d'oxydes de fer dans des plans de faille normale (N310°-N320°E, 30-45°) avec du quartz et de la barytine (Figure 77). Les accumulations ferrugineuses ont semble-t-il été plus importantes à l'occasion de structures tectoniques recoupant des formations carbonatées comme sur les gisements de Bayarque (Figure 16). A proximité de ces derniers il est notable que les séries métamorphiques sous-jacentes présentent des niveaux relativement développés de metabasites très enrichies en magnétite. On retrouve des similitudes morphologiques entre ce type de gisements et les failles normales minéralisées recoupant les marbres du secteur d'El Chive (Chapitre V - 2.4.2, page 227). Là aussi, les unités carbonatées fracturées et imprégnées d'oxydes de fer reposent sur des unités de metabasites.

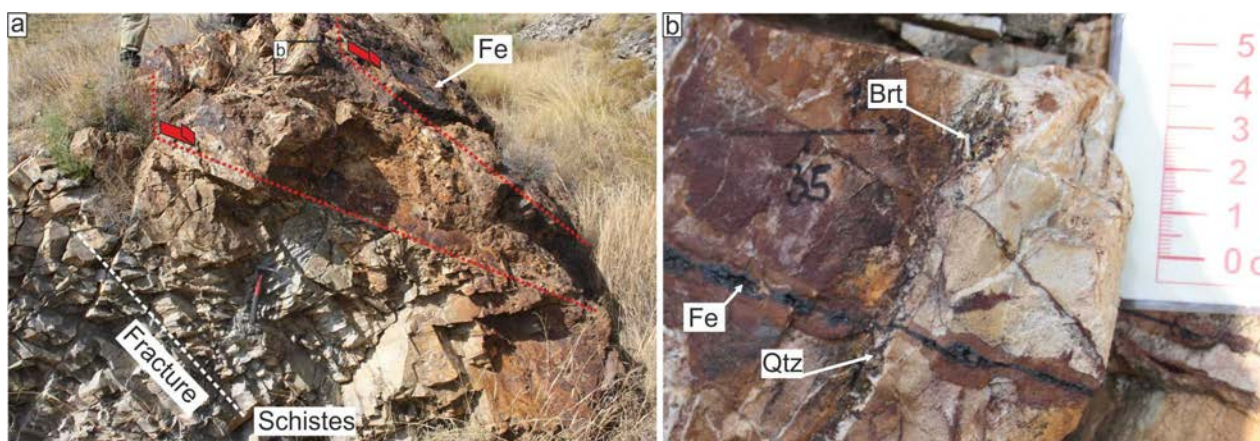


Figure 77 : Minéralisations en fer du gisement de la Mina de los Malagueños.

a) Minéralisation d'oxydes de fer e dans zones de faille normale (N310°-N320°E, 30-45°). b) Zone de faille associée à des veines de quartz, de barytine et d'oxydes de fer parfois sécants.

V - 1.1.1.2. Gisements stratiformes

Parmi ces gisements, deux ont retenu l'attention grâce à l'existence de travaux scientifiques plus récents, mais aussi de par leur position structurale. Les gisements de fer de la zone de Marquesado (Alquife et Las Piletas) entre la Sierra Nevada et la Sierra de Los Filabres (Figure 16) montrent des similitudes avec les gisements de la Sierra Bédar de par les séries métamorphiques rencontrées et le

type de minéralisations. Le deuxième type de gisements concerne les séries triasiques non métamorphisées des domaines pré-bétique et sub-bétique ce qui permet d'évaluer de manière critique les conclusions proposées dans la zone de Marquesado.

Pour les gisements de la zone de Marquesado, les informations fournies par l'auteur ont légèrement varié entre la publication de 1983 et une analyse avec des techniques analytiques plus modernes en 2006 (Torres-Ruiz, 1983, 2006). De ces deux articles, peuvent être retenues plusieurs informations importantes pour la suite de la comparaison critique :

i) Cette portion de la série métamorphique nevado-filabride de la zone de Marquesado distingue une unité inférieure séparée d'une unité supérieure par une zone de cisaillement (Figure 78). L'unité inférieure datée du Paléozoïque est nommée Bermudez ou Veleta et présente des séries de schistes plus ou moins graphiteux et de quartzites. Ces schistes ont été intrudés de granites hercyniens aujourd'hui transformés en orthogneiss. Les éléments de l'ensemble supérieur appartiennent à l'unité de Charches ou de Mulhacén suivant les auteurs cités par Torres-Ruiz. Cet ensemble se subdivise en un mélange de schistes, métaévaaporites, metabasites et orthogneiss à la base (que l'on nommera par commodité "zone de mélange" par la suite) surmonté par une unité de calc-schistes et de métacarbonates qui portent l'essentiel de la minéralisation ferrifère. Localement, des alternances de fines lamines enrichies en graphite au sein des carbonates ont été interprétées comme des témoins de vestiges de laminations algaïres en rapport avec des environnements lagunaires supposés propices à une origine sédimentaire des gisements (discuté par la suite).

Cette succession d'unités métamorphiques n'est pas sans rappeler la pile lithologique de la région de Bédar hormis l'absence de niveaux de serpentinites et le fait que les auteurs considèrent les orthogneiss impliqués dans l'unité de Mulhacén comme des évidences d'un plutonisme granitique triasique (Torres-Ruiz, 2006) et non plus tardi-hercynien (Gomez-Pugnaire *et al.*, 2004, Martínez-Martínez *et al.*, 2010), ce qui n'est pas sans incidence sur les interprétations qui vont en découler. Une tentative de corrélation est-ouest des différentes unités métamorphiques du MCC Sierra Nevada - Sierra los Filabres passe à proximité dans la zone de Fiñana (García-Dueñas & Martínez-Martínez, 1988, Martínez-Martínez *et al.*, 2002) (Figure 16). La coupe laisse à penser que l'unité de Mulhacén correspond à un duplex extensif le long d'un détachement majeur entre les complexes alpujarrides et nevado-filabride. Ce détachement aurait alors profondément étiré et aminci l'unité de Bédar-Macael dans la zone de Fiñana-Marquesado alors qu'elle aurait été mieux conservée dans la région de Bédar, ce qui rend la comparaison d'autant plus intéressante. Il est notable également que les paragenèses type schiste vert sont relativement développées dans l'unité de Mulhacén avec des assemblages muscovite, quartz, chlorite, épidote + albite, calcite, tourmaline, rutile et zircon pour les minéraux accessoires (Torres-Ruiz, 1983). Cette paragenèse est proche de celle des schistes présents dans la zone des gisements sur Bédar (chapitre IV - 5 page 152).

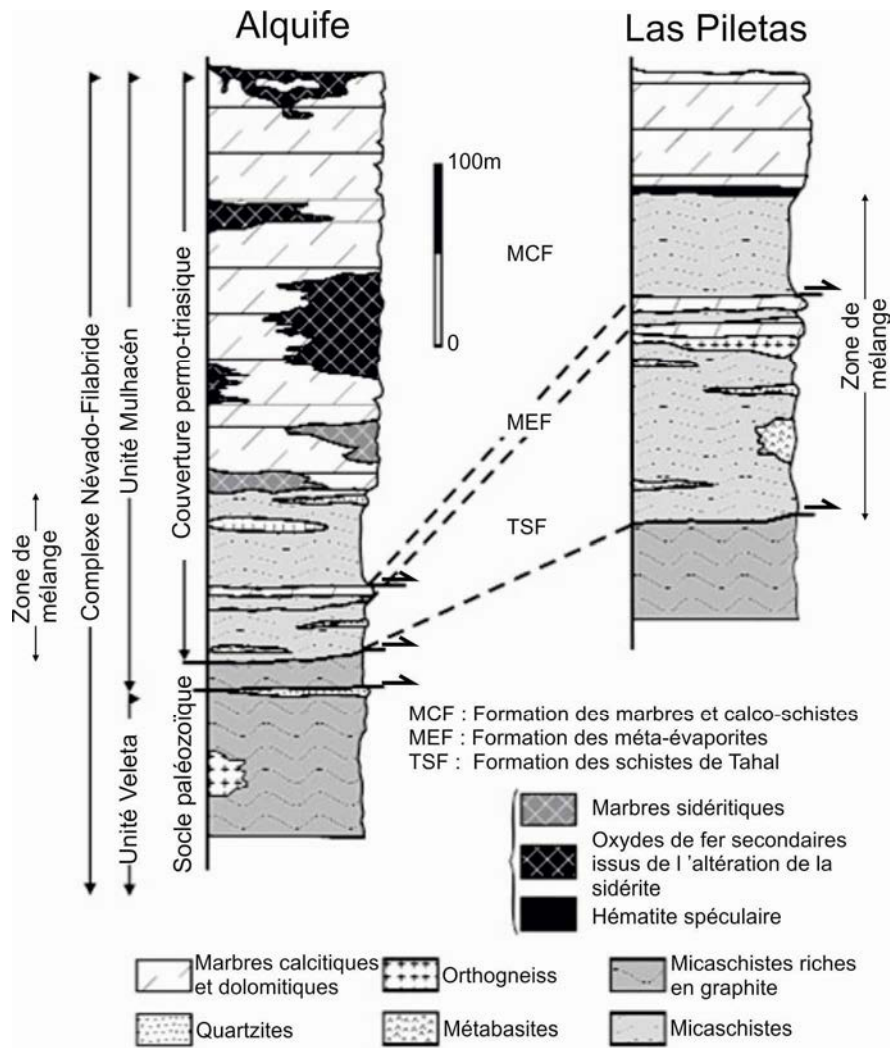


Figure 78 : Colonne lithostratigraphique des gisements de Marquesado (zones d'Alquife et Las Piletas)

Emplacements des différentes zones de minéralisation de fer (Torres-Ruiz, 2006).

ii) A propos du fer de la zone de Marquesado, l'auteur distingue plusieurs types de minéralisations (Figure 78 et Figure 79) (Torres-Ruiz, 2006).

A Las Piletas, à l'interface entre les unités schisteuses et les carbonates dolomitiques sus-jacents, le gisement présente des niveaux très hétérométriques à hématite spéculaire dominante et minoritairement de la magnétite que l'auteur rattache à la transformation métamorphiques de minéraux à l'origine sous forme d'oxydes de fer (Torres-Ruiz, 2006). Ces hématites spéculaires pouvant parfois être plissées (Figure 79) elles sont alors considérées antérieures au métamorphisme alpin marqué par une schistosité S_2 (Torres-Ruiz, 1983). Les zones minéralisées sont aussi très souvent associées à des textures cataclasiques (Torres-Ruiz, 1983) ce qui est aussi un caractère qui sera présent dans les gisements de Bédar. Enfin, l'auteur spécifie que les hématites et magnétites sont peu ou pas titanifères dans les carbonates alors que les niveaux métapélitiques présenteraient de la titano-hématite, de la ferri-ilménite de la titano-magnétite et du rutile.

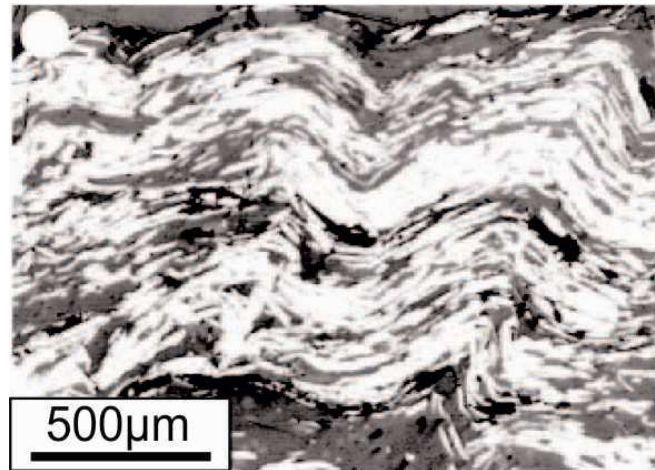


Figure 79 : Couche plissée d'hématite spéculaire en lumière réfléchie (Las Piletas) (Torres-Ruiz, 2006).

Dans le gisement d'Alquife où l'unité carbonatée à passées schisteuses est plus importante, trois types de minéralisations sont distinguées. Vers la base, en profondeur, donc plus proche de la zone de mélange tectonique, les travaux miniers ont rencontrés des niveaux de sidérite. En montant dans la pile métamorphique, les minéralisations dominantes deviennent oxydantes à dominante hématitique. Les formes observées traduiraient des remplacements de pyrite et de sidérite (Torres-Ruiz, 1983, 2006). Cette oxydation croissante vers le haut est soit rattachée à une première phase d'oxydation synchrone d'une martitisation de la magnétite possiblement syn-métamorphique, soit à une altération supergène donc post-métamorphique à l'origine des hématites et de la goethite. Il est notable également qu'une zonation similaire sidérite/oxydes de fer est décrite dans la zone de Bédar en base du gisement de la Pobreza (cf. chapitre V - 2.2.1 page 197) mais aussi pour le gisement de Lucainena de las Torres au Nord de la Sierra Alhamilla (Figure 16) (Gerzat, 1979). Néanmoins, les données d'exploration minière positionnant la sidérite non altérée de l'ordre de 200 mètres en profondeur aboutiraient à une pénétration de l'altération supergène relativement élevée pour un processus climatique néogène dans cette région du sud de l'Espagne. Ce paramètre sera discuté ultérieurement en abordant notamment l'état de conservation des sidérites liées aux gisements fissuraux messiniens sur l'accident trans-alboran. Ce qui apparaît en revanche plus clairement comme un impact de l'altération superficielle c'est la présence d'accumulation d'oxydes de fer, dans des paléokarsts sous les recouvrements sédimentaires néogènes.

Autre faciès minéralisé décrit dans l'article de Torres-Ruiz (1983), les travaux miniers indiquent localement en forage, à 320m de profondeur, un niveau pouvant atteindre une épaisseur de 4m qui présente une accumulation de pyrite et de magnétite non altérée. Ces minéraux suivent la fabrique métamorphique dans des schistes à texture foliée de la zone de mélange (shear zone) mais aussi se retrouvent sous la forme de veines minéralisées d'épaisseur millimétrique à centimétrique sécantes sur la fabrique métamorphique. Pour ces dernières, en plus de la magnétite et pyrite dominante,

l'auteur décrit également de l'ankérite-ferrodolomite, de la chalcopyrite, de la dolomite, de la chlorite, du quartz et du talc.

Enfin, localement, il a été relevé la présence de barytine (Torres-Ruiz, 1983) dans les zones d'oxydes de fer affectant les carbonates, ce qui est un caractère particulièrement développé sur certains gisements de la zone de Bédar.

V - 1.1.2. Les gisements de fer dans le Trias des zones pré-bétiques et sub-bétiques

Les zones nevado-filábride et alpujarrides au Trias correspondent à des positions plus distales par rapport à la zone d'affleurement du socle hercynien au cœur de la meseta ibérique (Vera, 2004) (Figure 8 et Figure 17). Les influences terrigènes sont donc en théorie plus importantes dans les zones intermédiaires que constituent aujourd'hui les domaines pré-bétiques et sub-bétiques. Dans l'hypothèse d'une origine sédimentaire des gisements de fer, ces deux zones présentent l'avantage d'avoir échappé au métamorphisme alpin pour pouvoir espérer y décrypter les témoins de ces primo-accumulations.

Les travaux de Perez-Lopez *et al.* (2012) présentent des corrélations des séries triasiques à l'échelle de ces deux domaines où ils distinguent la présence de gisements de fer. Première remarque, ces gisements stratiformes ne se situent pas stratigraphiquement dans l'Anisien (Trias moyen) comme cela est proposé pour les gisements dans les Nevado-Filábrides (ou les Alpujarrides plus localement, (Torres-Ruiz, 1983)) mais dans le Norien (Trias supérieur) au-dessus des principaux niveaux évaporitiques (Figure 18). Les niveaux de fer rencontrés sont essentiellement rattachés à des niveaux détritiques fluviatiles faisant suite à une émergence (paléokarsts) et aucunement en relation avec des niveaux de carbonates de fer qui seraient aujourd'hui oxydés en surface. Ils sont d'ailleurs surmontés de niveaux carbonatés non ferrifères, très souvent dolomitiques (Figure 24) lesquels sont recouverts d'un 2^{ème} niveau évaporitique s'étalant sur le début du Jurassique (Anhydrite de Carcelén, Figure 18). Ces niveaux enrichis en oxydes de fer présentent des accumulations principalement d'hématite et de magnétite. Les auteurs mettent en évidence une fréquente relation avec des intercalations volcano-sédimentaires dont les débris de roches sont également riches en oxydes de fer. Ces blocs sont mélangés à des argilites rouges à teneurs élevées en Mn, Mg, Fe et B. Le volcanisme décrit est principalement de type ophitique, avec des chimies de basaltes sub-alcalins ou d'andésites basaltiques. Il n'est pas fait mention d'un volcanisme acide pouvant correspondre à une expression en surface de la mise en place des protolithes granitiques triasiques évoqués par Torres-Ruiz (2006) (voir ci-après).

V - 1.2. Discussion des modèles de gisements dans les Nevado-Filábrides

Avec l'arrêt des principales exploitations des minéralisations à Fe-(Mn-Ba) dans l'ensemble de la région, rares sont les études géologiques et/ou gîtologiques dans la littérature récente. Jusqu'à récemment, tous les gisements stratiformes avaient été interprétés par une genèse sédimentaire ou diagénétique triasique et une remobilisation partielle lors du métamorphisme alpin. Deux interprétations étaient le plus souvent proposées, soit des accumulations terrigènes de fer lessivé du socle cristallophyllien, soit des précipitations de carbonates de fer en milieu lagunaire réduit suite à une mise en solution de ce fer pendant ce même lessivage du socle. C'est notamment ce modèle qui a longtemps prévalu à l'interprétation des gisements de la Sierra Alhamilla par exemple (Gerzat, 1979).

Lors de sa première étude des gisements de la zone de Marquesado, Torres-Ruiz (1983) conclue pour Alquife à la mise en place de carbonates de fer en milieu lagunaire et une recristallisation en sidérite pendant un événement thermique durant le métamorphisme alpin. A partir de cette sidérite précoce, s'en serait suivie une oxydation vers le haut de la pile carbonatée où les rôles des transformations synmétamorphiques ou de l'altération supergène récente ne sont pas toujours bien distingués.

A partir de 2006, Torres-Ruiz présente des analyses des Terres Rares et de l'isotopie du Sr sur l'hématite spéculaire, la sidérite, la calcite et la dolomite. L'hématite et la sidérite présentent toutes deux une anomalie positive en Europium qui traduirait une circulation de fluides chauds réducteurs porteurs d' Eu^{2+} ensuite oxydés en Eu^{3+} pour donner les hématites et la sidérite. Le ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de ces deux minéraux s'est aussi révélé plus radiogénique que les signatures typiques du Trias, traduisant ainsi l'existence d'un apport extérieur. Les échantillons présentant une anomalie négative en Cérium typique de sédiments marins sont finalement relativement rares, ce qui traduit une importante transformation de la roche initiale lors du métamorphisme. L'isotopie $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ a été réalisée sur les carbonates. Les valeurs anormalement négatives du $\delta^{13}\text{C}$ des sidérites par rapport à l'encaissant carbonaté traduiraient un apport d'un fluide ayant lessivé d'autres roches comme les schistes graphiteux du socle.

Tous ces résultats amènent finalement l'auteur à envisager, non plus une origine sédimentaire du fer par lessivage aérien du socle, mais un lessivage hydrothermal des schistes graphiteux du socle hercynien sous-jacent à l'occasion d'événements magmatiques triasiques (Figure 80). L'auteur propose alors 2 nouveaux types de mise en place sur cette figure :

i) Une mise en place hydrothermale de type SedEx aurait généré des accumulations d'oxydes de fer en relation avec du volcanisme +/- aérien. Cette concentration d'oxydes de fer correspondrait au type de gisement de Las Piletas avec une prédominance d'hématite spéculaire dans les métapélites

sous-jacentes à la pile carbonatée. Ce type d'accumulation de fer en relation avec le volcanisme semble relativement cohérent avec les exemples issus du Norien du domaine pré-bétique et sub-bétique (Figure 24) (Pérez-Lopez *et al.*, 2012), ce qui pourrait remettre en cause l'âge Anisien proposé jusque là (Torres-Ruiz, 1983, 2006).

ii) L'autre type de mise en place correspondrait à un métasomatisme triasique à l'origine de la mise en place de proto-sidérites dans les carbonates du Trias moyen (Figure 80). Pour ce 2^{ème} modèle, les auteurs sont amenés à faire appel à un plutonisme granitique triasique alors que les manifestations volcaniques connues à cette période sont surtout basaltiques. Ils proposent également des températures relativement élevées (>200°C) de métasomatose des calcaires de l'Anisien alors que ces roches seraient encore peu enfouies à cette époque. Ce deuxième modèle semble relativement discutable.

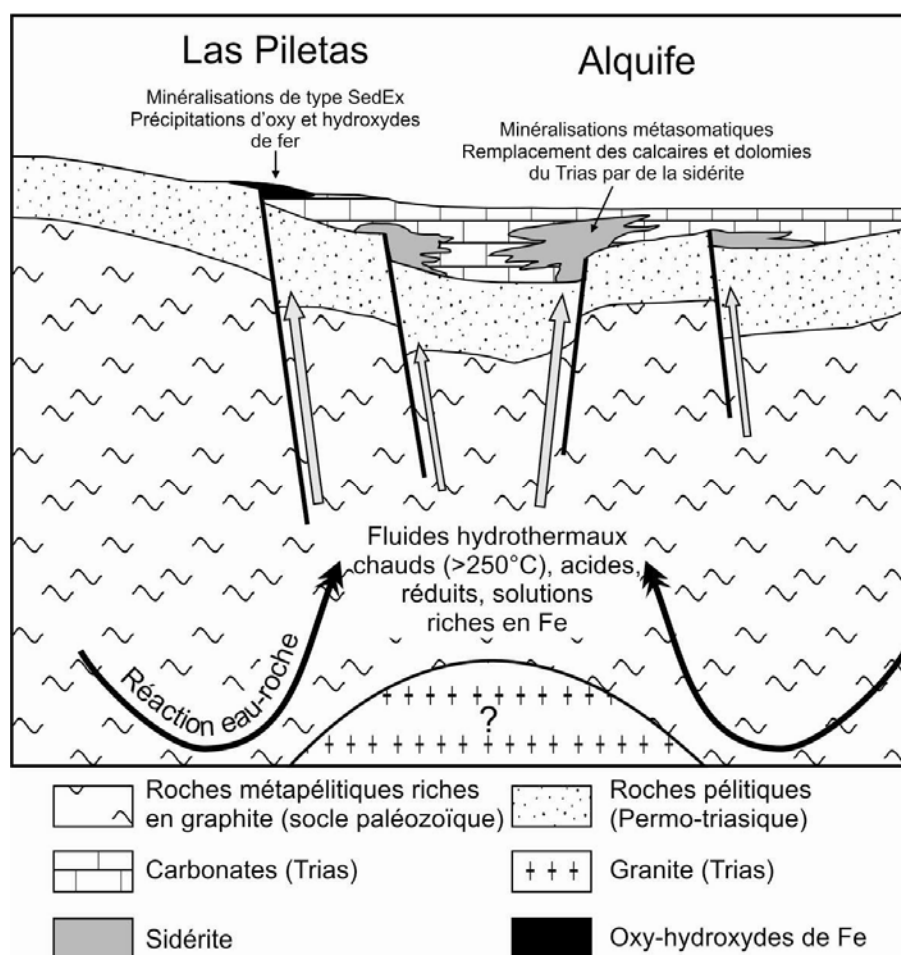


Figure 80 : Modèle de genèse des gisements de fer dans la région de Marquesado (Torres-Ruiz, 2006).

V - 1.3. Problématique de la mobilité du fer et de l'altération supergène

L'analyse critique de ces premiers résultats soulève la question des processus de mobilisation du fer en conditions réductrices, mais aussi des processus d'oxydation à l'origine à la fois de la transformation de la sidérite et de la marmatitisation des magnétites. A plusieurs reprises, il est fait

mention d'oxydations dans le domaine d'altération supergène, néanmoins, la profondeur de l'impact d'une telle altération sur une profondeur de près de 200 mètres pour le gisement d'Alquife pose problème par rapport aux profondeurs standard de l'altération supergène (Strakhov, 1967). L'incompatibilité apparaît d'autant plus grande en considérant un climat tel que celui de la Méditerranée méridionale depuis le Néogène (Jimenez-Moreno *et al.*, 2007).

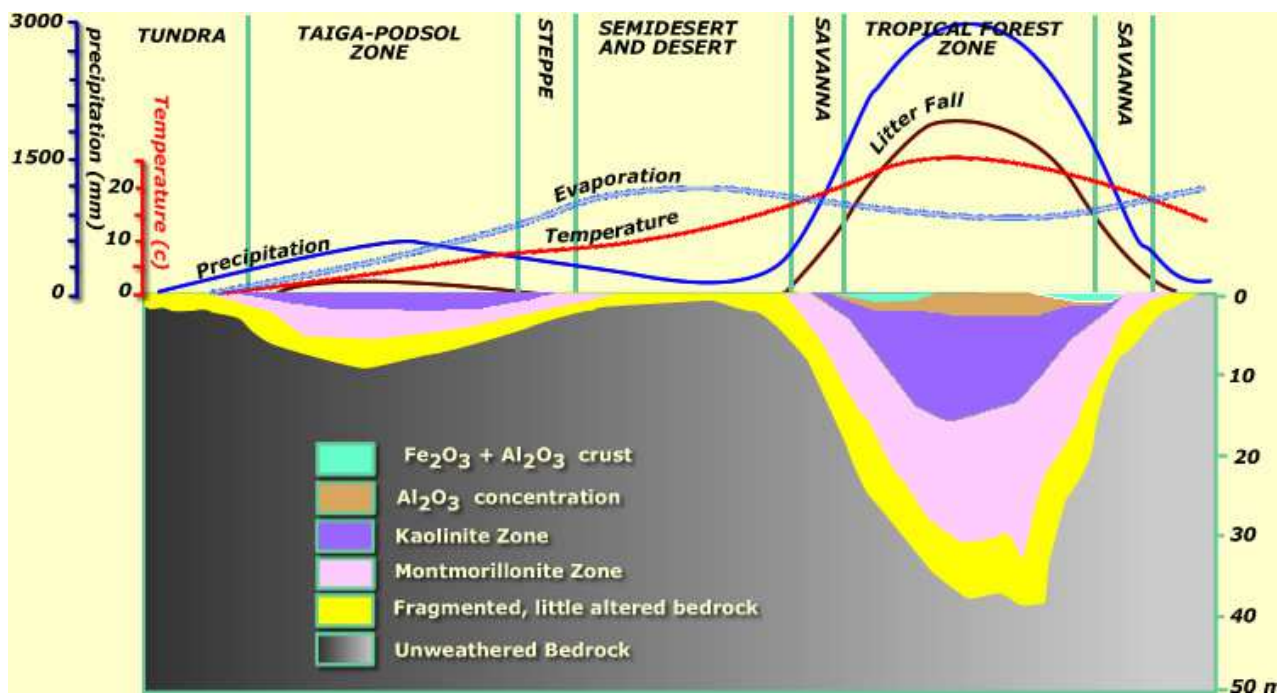


Figure 81 : Impact de l'altération supergène dans différents contextes climatiques d'après Strakhov (1967)

Les travaux sur la Sierra Bédar et les données bibliographiques (Torres-Ruiz, 1983, 2006) montrent un état complexe des minéralisations. Celles-ci sont en effet constituées de minéraux porteurs potentiels de Fe(II) (forme la plus mobile du fer), pyrite, sidérite / ankérite et magnétite, mais qui sont le plus souvent associés ou remplacés par des minéraux de Fe(III) (hématite et hydroxydes de fer, goethite-limonite). Il est peu probable que tous ces minéraux soient à l'équilibre, et l'hypothèse la plus probable est que les porteurs de Fe(III) représentent en partie les produits de transformation oxydante des porteurs de Fe(II). D'autres pistes pourraient être soit une mobilisation de Fer en solution via un fluide réducteur transportant du Fe(II) mais une cristallisation réalisée dans une zone de mélange avec des fluides oxydants pour cristalliser directement l'hématite, ou bien la cristallisation de l'hématite pourrait avoir eu lieu à partir d'un fluide oxydant porteur de Fe(III) mais cela paraît plus difficile vu l'immobilité du Fe(III). Pour rappel, des inclusions de minéraux porteurs de fer ont été rencontrées dans certaines IF de la pile métamorphique sous-jacente. Elles n'étaient alors pas sous forme de sulfures de fer mais sous forme d'hématite (chapitre IV - 1, page 88 et chapitre IV - 2, page 103).

Dans l'analyse des gisements de la zone de Bédar l'objectif a été d'essayer de lire la minéralisation en essayant de distinguer les traces de l'altération supergène (goethite / limonite) et celles de l'altération hydrothermale (hématite) (Figure 82). La recherche de l'état initial des minéralisations avant oxydation repose principalement sur les observations texturales. Les minéraux porteurs de Fe(II) (sidérite / ankérite / magnétite) s'altèrent en effet suite à l'oxydation. Le Fe(III) insoluble, reste sur place laissant un fantôme de forme proche du rhomboèdre (Figure 82). La recherche de formes rhomboédriques dans les minerais oxydés a donc été menée de manière systématique.

D'une manière générale, avant de rentrer plus en détail dans les caractéristiques des différentes zones, on peut d'ores et déjà indiquer que l'enrichissement en fer est observé (i) dans la stratification des carbonates, (ii) dans des zones de failles, (iii) dans des zones imprégnées de part et d'autre de fractures et (iv) dans des zones de brèches.

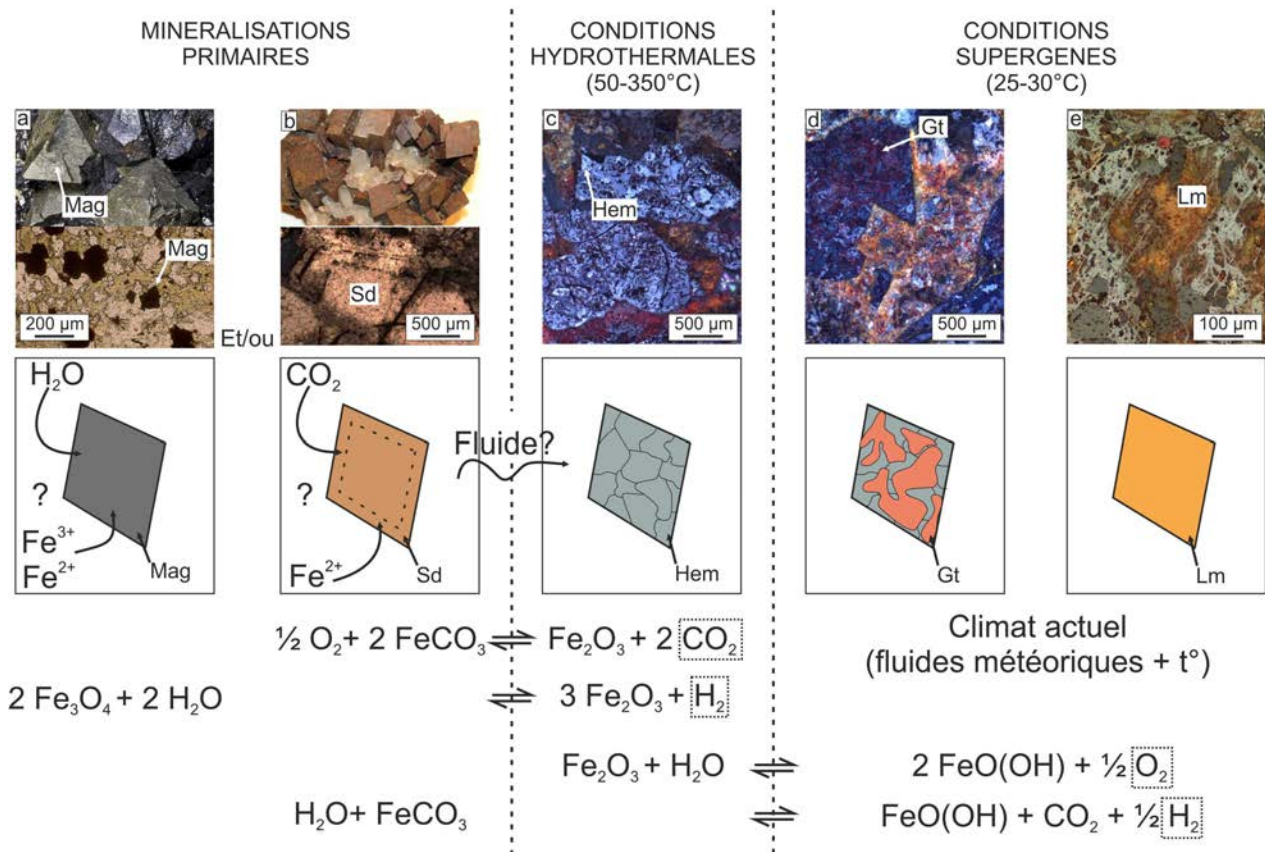


Figure 82 : Réactions d'oxydation des minéraux de fer sous diverses conditions.

Abréviations : magnétite (Mag), sidérite (Sd), hématite (Hem), goethite (Gt), limonite (Lm).

V - 2. LES GISEMENTS FERRIFÈRES DE LA SIERRA BÉDAR

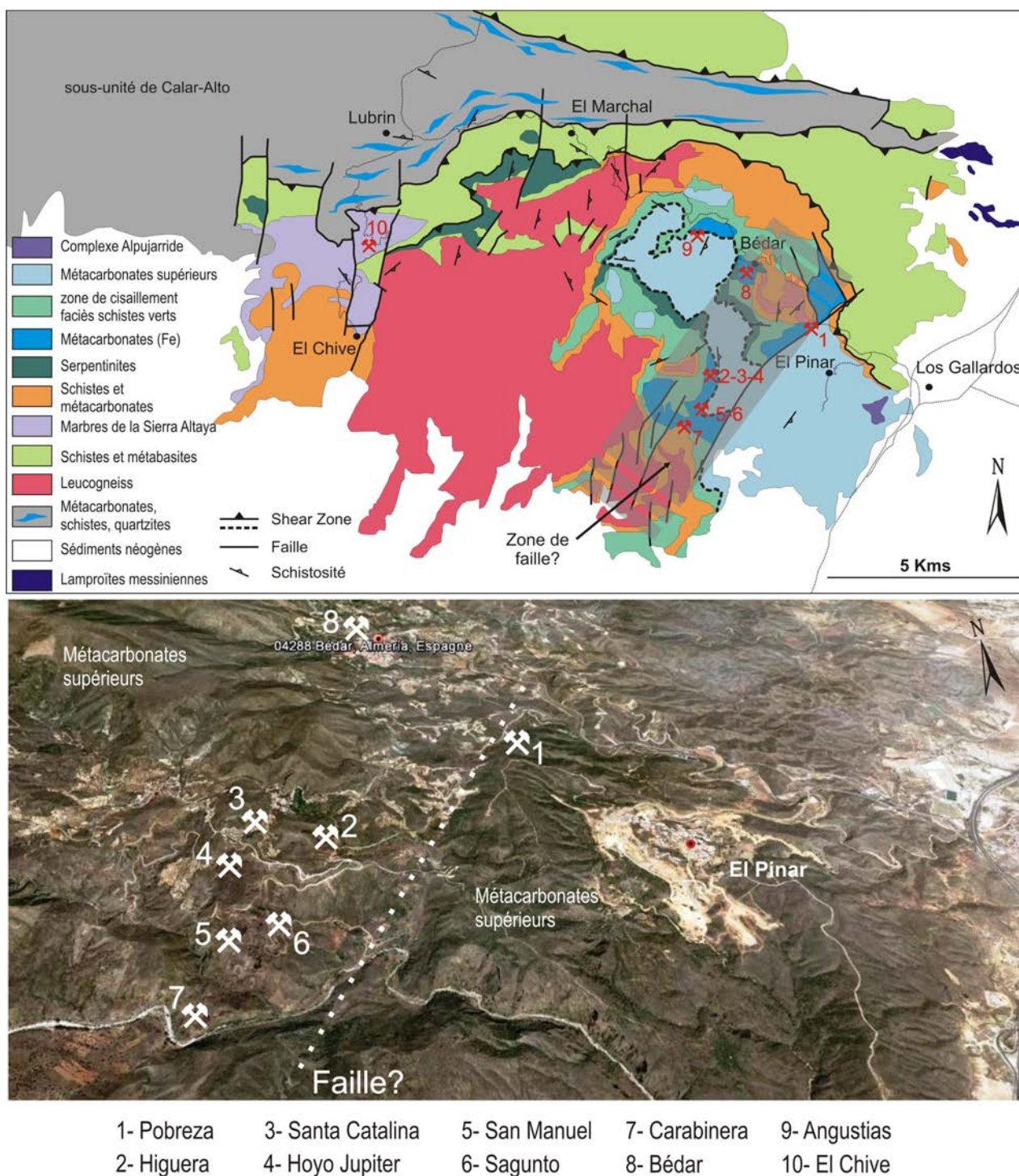


Figure 83 : Carte de localisation des gisements de Fer de la Sierra Bédar (zone inférieure de métacarbonates)

Vue aérienne (Google Earth) et carte modifiée d'après Soto et al. (1990).

V - 2.1. Position structurale des gisements de fer

V - 2.1.1. Positions au sein de la pile tectono-métamorphique

Avant de détailler certaines zones minières, et à la lumière des descriptions des précédents gisements, il apparaît intéressant de chercher à replacer ceux de Bédar dans la pile tectono-métamorphique pour servir d'élément de comparaison.

On distingue 2 zones de gisement avec des positions structurales différentes, la zone d'El Chive à l'ouest et la zone des nombreux gisements des alentours de Bédar à l'est (Figure 83). Les raccords entre les unités tectono-métamorphiques peuvent laisser planer certains doutes car elles résultent de tectoniques superposées. On distingue ainsi l'existence :

- i) de niveaux de décollements correspondant à des contacts chevauchants liés à la formation du prisme orogénique,
- ii) de contacts extensifs d'angle faible liés à des zones de cisaillement correspondant à des zones de détachement,
- iii) des failles d'angle fort, le plus souvent normales mais aussi décrochantes
- i) des failles normales d'angle faible liées à des glissements de terrain de plus ou moins grande ampleur, décalant les contacts métamorphiques et compliquant ainsi les reconstitutions géométriques.

Afin de raisonner sur ces contacts, il convient de tenir compte des données suivantes (chapitre III - 4.1.2, page 76) :

- Le socle paléozoïque, principalement constitué de schistes et de quartzites, a pu être intrudé de leucogranites à la fin de l'Hercynien, correspondant aujourd'hui à des orthogneiss suite au métamorphisme alpin.
- La série sédimentaire sus-jacente sur ce socle est principalement d'âge triasique et serait de type argileuse (donc métapélitique aujourd'hui) et carbonatée avec aussi des niveaux évaporitiques plus développés vers le haut de la pile
- Ces séries triasiques, ainsi que les carbonates jurassiques qui ont suivi, ont été affectés par un rifting actif associé à un volcanisme majoritairement de type basaltique (ophites au Trias) pouvant avoir donné naissance à des niveaux de metabasites.
- Ce rifting a abouti à la formation de croûte océanique dont on retrouve aujourd'hui les témoins sous la forme de niveaux de serpentinites incorporés dans le prisme tectonique, voire de niveaux de metabasites pouvant pour certains correspondre à un volcanisme de dorsale.

- La superposition tectonique dans le prisme d'accrétion a entraîné certaines de ces unités à des profondeurs suffisamment importantes pour développer des faciès éclogitiques dont on retrouve les témoins au moins dans une des unités de métabasites.

Pour rappel, la structure actuelle de la zone de Bédar, El Marchal présente la succession suivante :

- Unité de Calar Alto principalement schisteuse à la base chevauchée par les métabasites à plus haut gradient métamorphique au niveau du paléochevauchement d'El Marchal (Figure 29). Contact possiblement réactivé en extension.
- Contact supposé chevauchant entre une unité de serpentinite située sous une unité de schistes et carbonates (Figure 29) au-dessus de ces métabasites.
- Contact supérieur avec une unité de leucogneiss que l'on sait appartenir au socle paléozoïque, donc soit un paléo-contact chevauchant, soit une série renversée (Figure 29).
- Passage à une zone de cisaillement caractérisée par un métamorphisme de type schiste vert affectant des unités de schistes à intercalations de métacarbonates locus de gisements de fer et de serpentinites.
- Pile de métacarbonate supérieure, calcitique et dolomitique.

En s'éloignant vers l'ouest à partir de cette coupe, en direction de la zone de gisements d'El Chive (Figure 83), on observe l'apparition d'une série de métacarbonates davantage transformée jusqu'à un stade de marbre ayant parfois été exploité en carrières. Ces marbres reposent sur des unités riches en métabasites mais sont aussi fréquemment associés à des métabasites en bandes alternantes suggérant la possible existence d'un ancien système de filons volcaniques. Ces marbres et ces métabasites semblent se situer structuralement en dessous des niveaux à serpentinite et leucogneiss. Des failles normales recoupent ces marbres et correspondent à des zones jadis exploitées pour le fer qui seront rapidement abordées dans le chapitre V - 2.4.2 page 227. Ce contexte structural rappelle celui des mines de Bayarque situées plus à l'ouest (Figure 16) et diffère des zones minières de Bédar.

Pour la zone de Bédar, il est notable que les plus gros gisements sont en majorité localisés dans la zone de cisaillement associée au métamorphisme type schiste vert (Figure 83). Les piles carbonatées supérieures, en revanche, se sont révélées moins riches en minéralisations. Ces métacarbonates *sensu lato* étant positionnés au-dessus des schistes associés au leucogneiss dont le protolithe est d'âge carbonifère, il pourrait être tentant de leur attribuer un âge Anisien correspondant au début de la pile carbonatée triasique au-dessus du socle. Cet âge en apparence serait compatible avec l'âge proposé des niveaux minéralisés dans la zone de Marquesado d'après

Torres-Ruiz (1983). En réalité, la présence des intercalations de serpentinites indique clairement qu'il s'agit d'un contact tectonique majeur généré lors de la tectonique de chevauchement. Il est aujourd'hui repris en contexte de métamorphisme rétrograde (schiste vert, chapitre IV - 5, page 152) en relation avec le fonctionnement d'un détachement principal entre les complexes nevado-filábride et alpujarrides (chapitre III - 2.2, page 60).

On remarquera que les niveaux minéralisés en oxydes de fer se situent principalement dans cette zone de mélange tectonique. Il est alors tentant de corréliser ces niveaux, non plus à l'Anisien, mais aux séries du Norien décrites par Pérez-Lopez *et al.* (2012) dans le domaine externe qui possèdent des niveaux fluviatiles enrichis en hématite et magnétite d'origine volcanique. Deux données complémentaires pourraient venir appuyer cette proposition de corrélation. Des ophites ont été rencontrées sur le terrain dans cette zone de déformation au-dessus des faciès à leucogneiss (Figure 29 et Figure 59) et, le contact tectonique majeur représenté par la présence des amandes de serpentinite s'accorde bien avec l'existence d'un niveau de décollement associé à des évaporites. C'est exactement le cas des unités carbonatées du Norien qui sont prises entre 2 niveaux majeurs d'évaporites (Figure 18) (Pérez-Lopez *et al.*, 2012), ce qui est également très cohérent avec les saumures secondaires qui ont été mises en évidence en relation avec la tectonique extensive top vers l'ouest dans le chapitre IV. Il est également notable que la zone de mélange tectonique en base des gisements de Marquesado montre la présence de niveaux méta-évaporitiques et d'amandes tectoniques de leucogneiss (Torres-Ruiz, 2006).

V - 2.1.2. Caractéristiques structurales des gisements

Deux types de gisements se distinguent dans la zone de Bédar, des gisements purement stratiformes et des gisements mixtes où les mobilisations de fer sur des structures cassantes sécantes sur la fabrique métamorphique sont relativement développées.

V - 2.1.2.1. Gisements stratiformes

L'exemple type pour ce genre de gisement est celui de la Pobreza (Figure 83). Du point de vue minier, il n'a pas été trouvé de suite en l'absence d'indices clairs en surface alors que les gisements affectés de fractures ont le plus souvent des minéralisations qui atteignent la surface à la faveur des discontinuités. Ce niveau minéralisé est doublement effondré à la fois par un grand décollement gravitaire et par au moins une faille normale à sa bordure ouest qui a fait descendre le gisement en profondeur et retardé sa découverte (chapitre V - 2.2.1, page 197). Il présente deux caractéristiques majeures d'après les anciens textes miniers (comm. orale J. A. Soler). Ses teneurs en fer sont plus faibles que sur les gisements affectés aussi de fissures minéralisées, mais elles étaient beaucoup plus constantes. Ensuite, sur la fin de l'exploitation, aurait été trouvé en profondeur une transition des zones oxydées à une zone constituée majoritairement de sidérite, ce qui n'est pas sans rappeler

la configuration du gisement d'Alquife (Torres-Ruiz, 2006). Du point de vue textural, il est notable que la minéralisation épouse des morphologies typiquement liées à la fabrique ductile tel que cela sera décrit ci-après.

V - 2.1.2.2. Gisements mixtes

Ces gisements peuvent présenter des minéralisations qui rappellent celles de la Pobreza, mais ils présentent aussi des concentrations en oxydes de fer le long de structures franchement sécantes sur la fabrique métamorphique. C'est sur ce type de gisements qu'a été rencontré le minerai le plus riche, mais distribué de manière beaucoup plus irrégulière. Il s'agissait d'un minerai de couleur noire retrouvé notamment dans la mine de San Manuel (Figure 83) (comm. orale J. A. Soler). Inconvénient de ce minerai, d'après les mineurs de l'époque, il était très humide et géotechniquement instable. Rattaché à ce type de gisements mixtes, à la fois stratiformes et fissuraux, on retiendra les mines de Bédar, San Manuel, Hoyo Jupiter, Sagunto, Carabinera (Figure 83). Sur ces gisements, on remarque deux choses principales :

i) les coupes minières identifient des gisements qui suivent l'interface entre le socle et la couverture décollée quelle que soit sa géométrie (ex. mines de Carabinera et de 3 amigos, Figure 84)

ii) les minéralisations peuvent aussi se retrouver en poches soit plus haut au sein des métacarbonates, soit parfois au sein même des roches du socle (mine de San Manuel, Coto Serena, Figure 84) et ne suivent donc pas un ancien niveau sédimentaire.

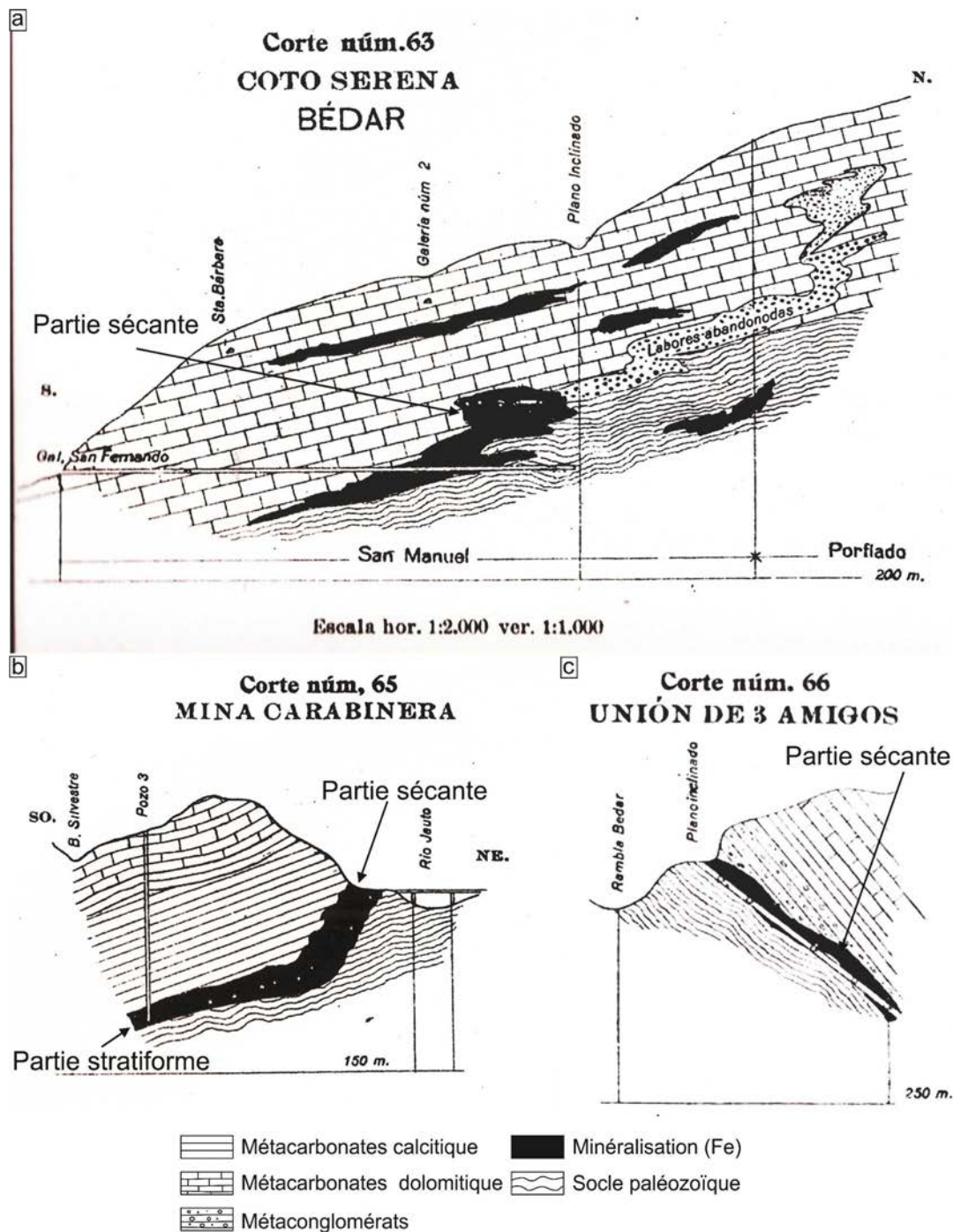


Figure 84 : Coupes à travers les mines de Coto Serena, Carabinera (localisation Figure 83) et Union de 3 Amigos
 La minéralisation stratiforme et sécante se localise surtout par rapport à l'interface lithologique inférieure, coupes minières d'après Guadiola & Sierra (1925) et communication personnelle Juan Antonio Soler.

Dans cette zone de gisements, on notera également le développement d'un minerai rouge en position topographiquement plus haute depuis la mine de San Manuel en direction du Hoyo Jupiter (Figure 83). Ce minerai était plus difficile à traiter en raison d'un taux important de phosphore (comm. orale J.A. Soler). Cette transformation du minerai semble l'évidence la plus claire de l'altération supergène avec développement de limonite notamment. Si ce niveau d'altération bien développé n'est pas vraiment présent ailleurs, c'est probablement du fait de sa préservation par

d'anciens dépôts marins néogènes. On retrouve en effet les vestiges d'une paléoterrasse marine tortono-messinienne à huîtres et Clypeaster remaniant des blocs minéralisés en oxydes de fer présentant des bioperforations. Le taux de phosphore élevé dans ces minéralisations de fer est possiblement lié à un apport d'eau marine.

V - 2.1.2.3. Gisements à partir de drains fissuraux dans les métacarbonates supérieurs

Ces gisements se développent principalement à partir de discontinuités structurales fortement pentées à partir desquelles les fluides minéralisateurs ont pénétré latéralement dans les métacarbonates encaissants. On observe ainsi localement des enrichissements en fer au sein des masses carbonatées surplombant la région de Bédar, comme dans le cas de la petite mine d'Angustias (Figure 83). Ces gisements étaient en général plus limités, les plus grosses accumulations type Bédar, San-Manuel se rencontrant dans les unités carbonatées inférieures prises dans la zone de mélange tectonique incorporant également les unités de serpentinites. Sur l'analyse des coupes anciennes, il est notable que le gros des accumulations de fer se situe en base des unités carbonatées au contact des unités schisteuses inférieures (Figure 84). A partir de cette zone minéralisée principale, des fractures se développent dans les niveaux supérieurs et ont permis des migrations du fer.

En dehors de la zone de Bédar, les minéralisations du secteur d'El Chive (Figure 83) semblent fortement liées à la présence de failles normales découpant les marbres au-dessus de niveaux de metabasites. On observe alors une pénétration "stratiforme" des oxydes de fer dans les carbonates, mais pas clairement des enrichissements calqués sur des structures de déformation ductile comme dans le cas de la mine de la Pobreza.

V - 2.2. Gisements stratiformes précoces : la Pobreza

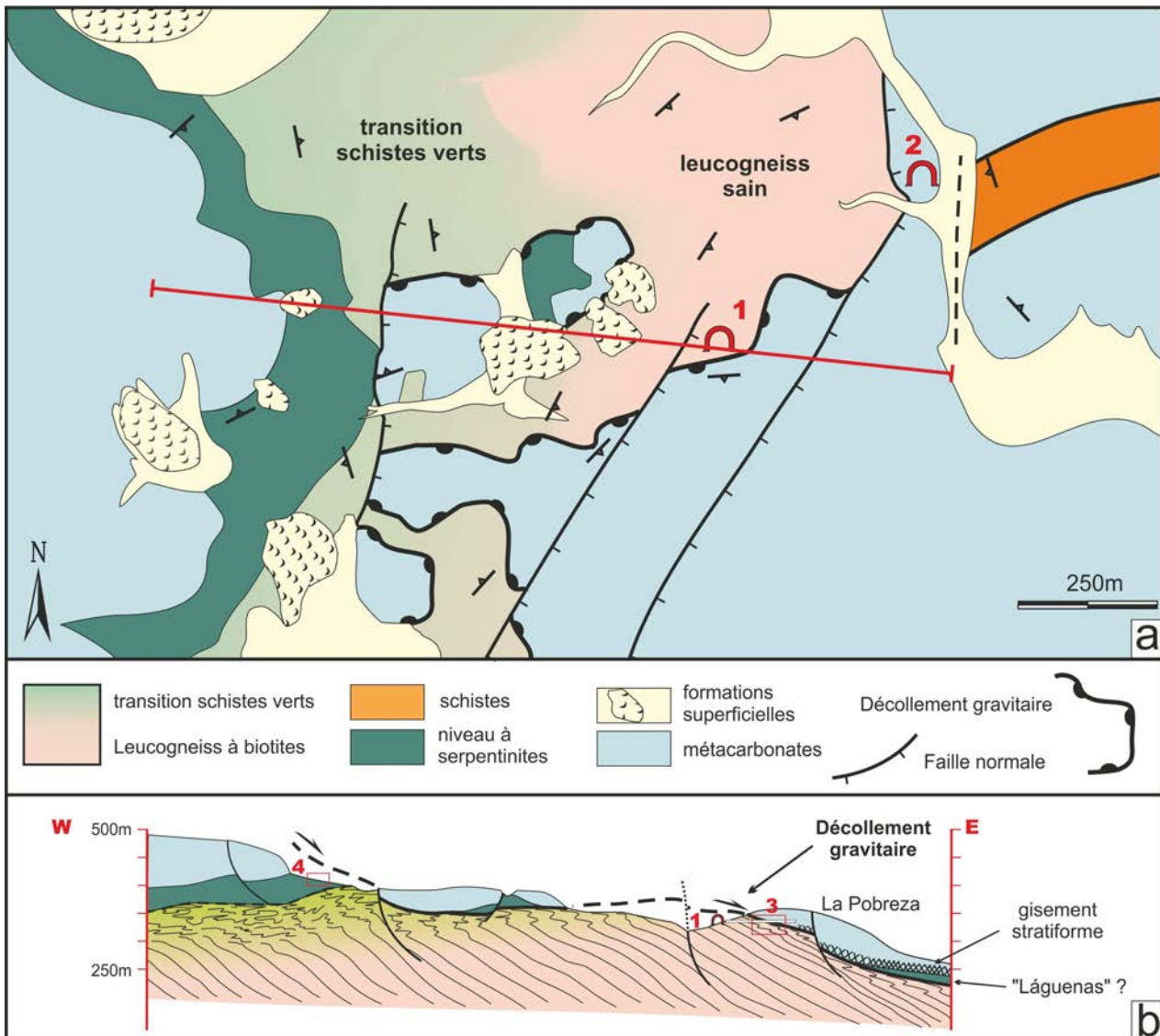


Figure 85 : Carte géologique détaillée et coupe jusqu'à la mine de la Pobreza (localisation Figure 83)

Évidences des mouvements gravitaires top vers l'est (carte modifiée d'après Côme Roblin (2012)). La coupe renvoie notamment aux données détaillées de la Figure 87

V - 2.2.1. Contexte géologique et minier

La minéralisation est positionnée entre un niveau de « socle cristallin » (leucogneiss et schistes) et un niveau de métacarbonates et de métaconglomérats selon les anciens mineurs (Figure 86). Cette mine présente quasi exclusivement une distribution stratiforme de la minéralisation, comme l'indiquent les coupes minières (Figure 86). La géométrie de ce gisement est particulière car elle est associée à un décollement gravitaire majeur ayant déplacé les unités vers l'est ainsi qu'à une zone de faille d'angle plus fort recoupant ce décollement à l'ouest du gisement. Un élément majeur pour comprendre cette géométrie s'observe dans la galerie d'accès San Diego malheureusement effondrée

l'année dernière. La pile métamorphique située plus à l'ouest est constituée d'une unité de leucogneiss fortement altérée sous faciès schistes verts vers le haut. Elle marque ainsi la zone de mélange tectonique incorporant des serpentinites et les gisements ferrifères de la zone Bédar-Hoyo Jupiter, juste en dessous des masses métacarbonatées principales non minéralisées. Plus à l'est, au niveau de la galerie d'accès, on observe un contact tectonique direct entre les métacarbonates non minéralisés et les leucogneiss à biotites non chloritisés (Figure 85) qui se traduit par la présence d'une zone de cataclasites et de failles normales le plus souvent conformes et synthétiques (Figure 87-a).

Les leucogneiss mylonitisés sont plissés lors de ce mouvement gravitaire majeur top vers l'est (Figure 87-b) en relation avec le fonctionnement de cataclasites secondaires. Au contact entre les leucogneiss et la zone cataclasiée principale sont préservés des blocs de métacarbonates minéralisés en fer (Figure 87-c). Cela révèle l'existence du gisement déplacé en profondeur par le glissement gravitaire (lambeaux arrachés lors du déplacement tectonique). Lors de l'exploitation de ce gisement plus en profondeur, des puits ont pénétré la couche minéralisée jusqu'à atteindre le socle sous-jacent où les mineurs ont arrêté l'exploitation sur un niveau de "láguenas" décrites comme des argilites vertes (comm. orale J. Soler) et dont la traduction géologique correspond à des schistes argilisés. Alors qu'en surface affleurent des leucogneiss sains, on peut voir dans ces argilites vertes en profondeur les témoins de la zone schiste vert affleurant plus à l'ouest mais déplacées ici tectoniquement. Ces descriptions de mineurs peuvent soit correspondre à des niveaux de serpentinites (textures proches des argilites d'autant plus si la zone est humide car la couleur est appropriée), soit à des niveaux fortement chloritisés. En effet, à proximité de la pobreza, une ancienne entrée de galerie a été étudiée juste à l'est d'un contact tectonique par faille normale déduite de la cartographie entre le leucogneiss sain et les métacarbonates minéralisés (Figure 85). Dans cette galerie abondent de nombreux niveaux chloritisés d'épaisseurs pluricentimétriques. La minéralisation de fer y est développée sur une brèche tectonique (chapitre V - 2.2.3, page 208).

Par ailleurs, une vieille coupe de mineurs dans le gisement de la Pobreza identifie plusieurs niveaux de "láguenas" obliques dans le gisement au sein des carbonates situés plus haut sans préciser s'il s'agit à chaque fois de zones argilisées vertes ou non.

Dernière observation intéressante, la fabrique métamorphique du leucogneiss sain sous le décollement gravitaire a été affectée de veines d'hématites spéculaires à la fois sécantes et en infiltration dans la foliation (Figure 87-d-e-f). Ces veines ont été décalées par les zones cataclasiques liées à la cinématique top vers l'est avant d'être ensuite décalées par des failles normales d'angle plus fort (Figure 87 d-e).

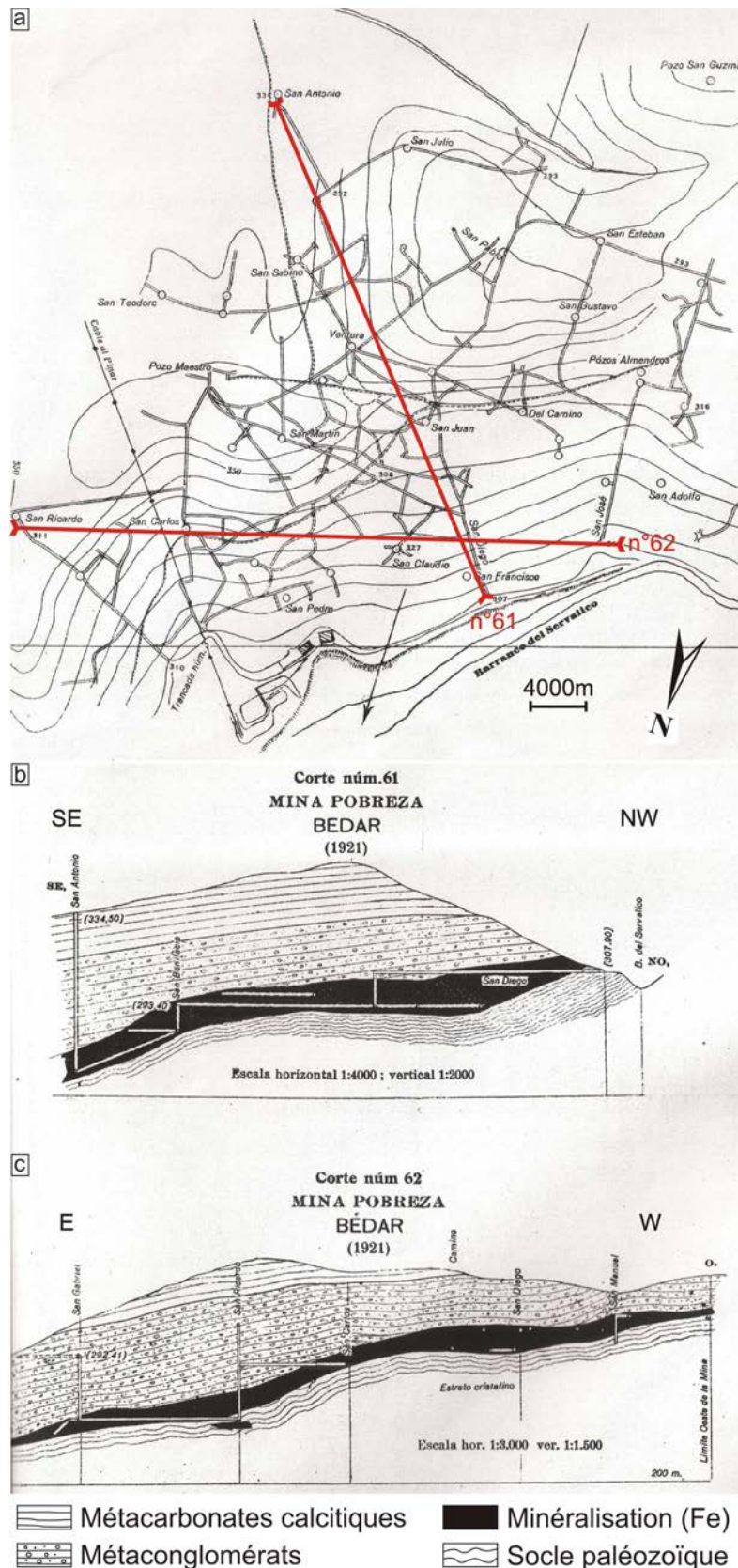


Figure 86: Plan minier de la mine de la Pobreza et coupes géologiques anciennes

a) Localisation des coupes sur le plan minier. b-c) Coupes géologiques 61 et 62 d'après Guadiola & Sierra (1925) et communication personnelle Juan Antonio Soler. La minéralisation stratiforme se localise surtout par rapport à l'interface lithologique inférieure, voire même au sein de l'unité inférieure.

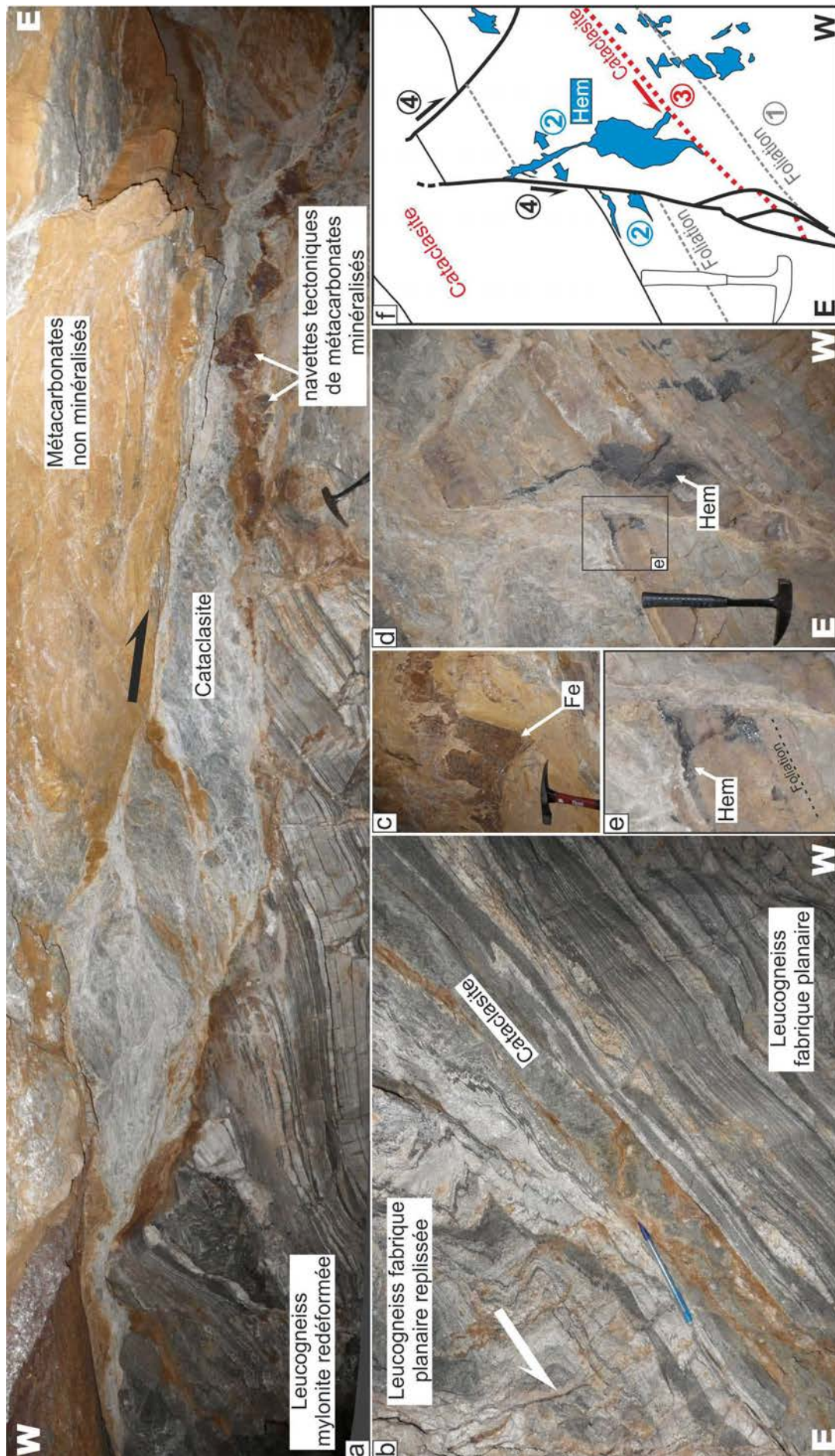


Figure 87 : Contact extensif top vers l'Est au contact métacarbonates de la Pobreza / leucogneiss

a) Contact cataclastique et failles synthétiques accompagnant la faille gravitaire majeure. b) Texture mylonitique planaire replissée dans le déplacement top vers l'Est et bandes de cataclasites. c) Navette tectonique de métacarbonates minéralisés entre les cataclasites et les leucogneiss sous-jacents. d) Veines de spécularite sécantes sur la fabrique métamorphique. e) Infiltration de l'hématite dans la schistosité. f) Chronologie des déformations : 1- foliation recoupée et imprégnée par la veine d'hématite 2; Décalage top vers l'Est de la veine au niveau de la cataclasite secondaire 3; Décalage tardif des structures par les failles normales (4) associées à la cataclasite principale.

V - 2.2.2. *Pétrographie et chimie des minéralisations conformes à la fabrique ductile*

La particularité des minéralisations de la mine de la Pobreza est une relative absence de structures tectoniques sécantes ayant été associées à des remobilisations de fer. Le site permet donc d'analyser un premier stade de concentration de fer. Ces minéralisations, aujourd'hui légèrement affectées par l'altération supergène à proximité de la surface, présentent en particulier des enrichissements en fer au sein de structures présentant des formes amygdalaires issues des phases de déformation ductile (Figure 88).



Figure 88 : Figure amygdalaire liée à la fabrique métamorphique minéralisée en fer (mine la Pobreza)

La zone étudiée montre des alternances de roches plus ou moins riches en fer avec des fronts de minéralisations bloqués (Figure 90-a-b) ayant préservé les roches originelles (zone jaunâtre) d'une minéralisation trop poussée, permettant ainsi d'analyser les processus.

V - 2.2.2.1. *Zone peu minéralisée (Figure 89-a-b)*

La lame mince révèle la présence de minéraux rhomboédriques polyphasés (Figure 89-c-d) et des minéraux de calcite (Figure 89-c-d). Ces minéraux rhomboédriques sont composés d'un cœur de dolomite ferrifère et de calcite magnésienne. De l'hématite apparaît soit de manière éparses plutôt au sein de la calcite magnésienne, soit à la bordure du cœur anisotrope sous la forme d'un liseré à la

limite d'une dernière phase de croissance de dolomite non ferrifère (Figure 89-c-d). L'hématite n'est pas présente sous forme de liseré lorsque la dolomite ferrifère et non ferrifère sont en contact (Figure 89-e-f).

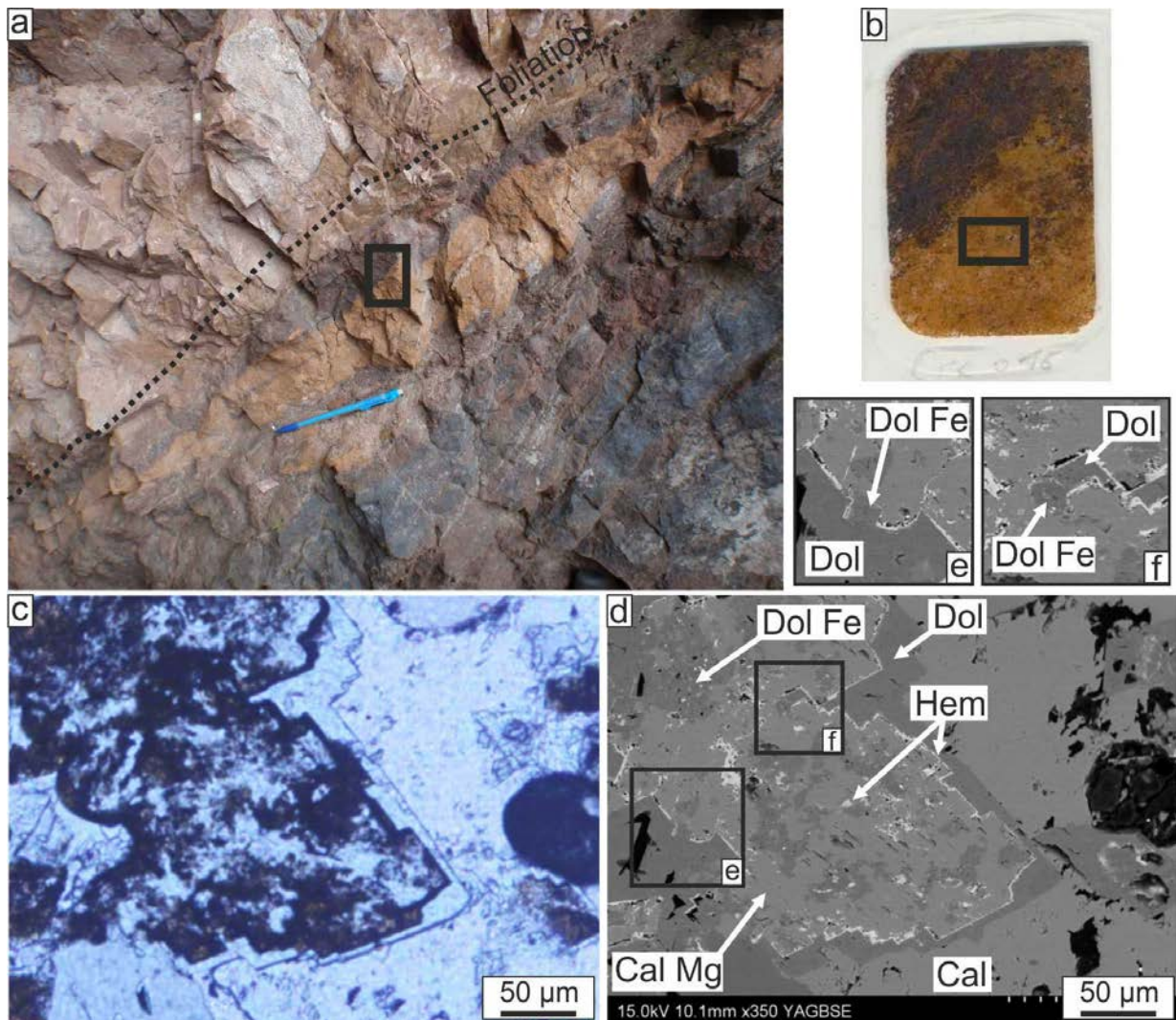


Figure 89 : Minéralisation ferrifère dans les métacarbonates de la mine de la Pobreza : zone peu minéralisée.

a) Minéralisation pénétrative dans la foliation des métacarbonates. b) lame mince du front minéralisé et localisation de la zone c-d dans les métacarbonates peu transformés. c) image en LPNA. d) même zone au MEB : Cristaux à face rhomboédrique dans une matrice de calcite (Cal). Composition de dolomite ferrifère (Dol Fe) et non ferrifère (Dol), d'hématite (Hem) et de calcite magnésienne (Cal Mg). -e-f) Zoom de d), contact dolomite ferrifère et non ferrifère sans liseré d'hématite.

V - 2.2.2.2. Zone minéralisée (brune)

La zone minéralisée (Figure 90-a-b) est composée de trois types de cristaux différents dans une texture granoblastique :

- (i) Des cristaux de calcite hétérogènes, avec la présence de microinclusions de goéthite (Figure 90-c à h).

- (ii) des cristaux à facettes parfois très angulaires. Ces cristaux ne sont pas parfaitement automorphes, certains bords étant irréguliers (Figure 90-c à f). Ils sont constitués d'un assemblage de grains d'hématites xénomorphes, reconnaissables à leur légère anisotropie. Il s'agit d'une micromosaïque d'hématite (Figure 90-d). L'hématite vient en remplacement d'un minéral à section losangique en partie tronqué.
- (iii) Des cristaux lamellaires bien formés, composés d'une mosaïque de grains d'hématite avec des joints de grains à l'équilibre. La mosaïque est composée de grains d'hématite de taille supérieure et plus automorphes que ceux présents dans les formes losangiques (Figure 90-e à g).

La différence entre les hématites dans les rhomboèdres et celles en minéraux lamellaires est donc la texture interne des cristaux. Les micromosaïques d'hématite au sein des cristaux losangiques sont typiques des textures de remplacement de minéraux : de l'épigénie tandis que les minéraux d'hématite en forme lamellaire ressemble à des minéraux qui ont cristallisé.

Au sein des amas de cristaux épigénisés en hématite, des micrograins peuvent indiquer des altérations de l'hématite en hydroxyde de fer (Figure 90-f à h). Les minéraux peuvent être recoupés par des veines tardives à calcite et dolomite (Figure 91-a).

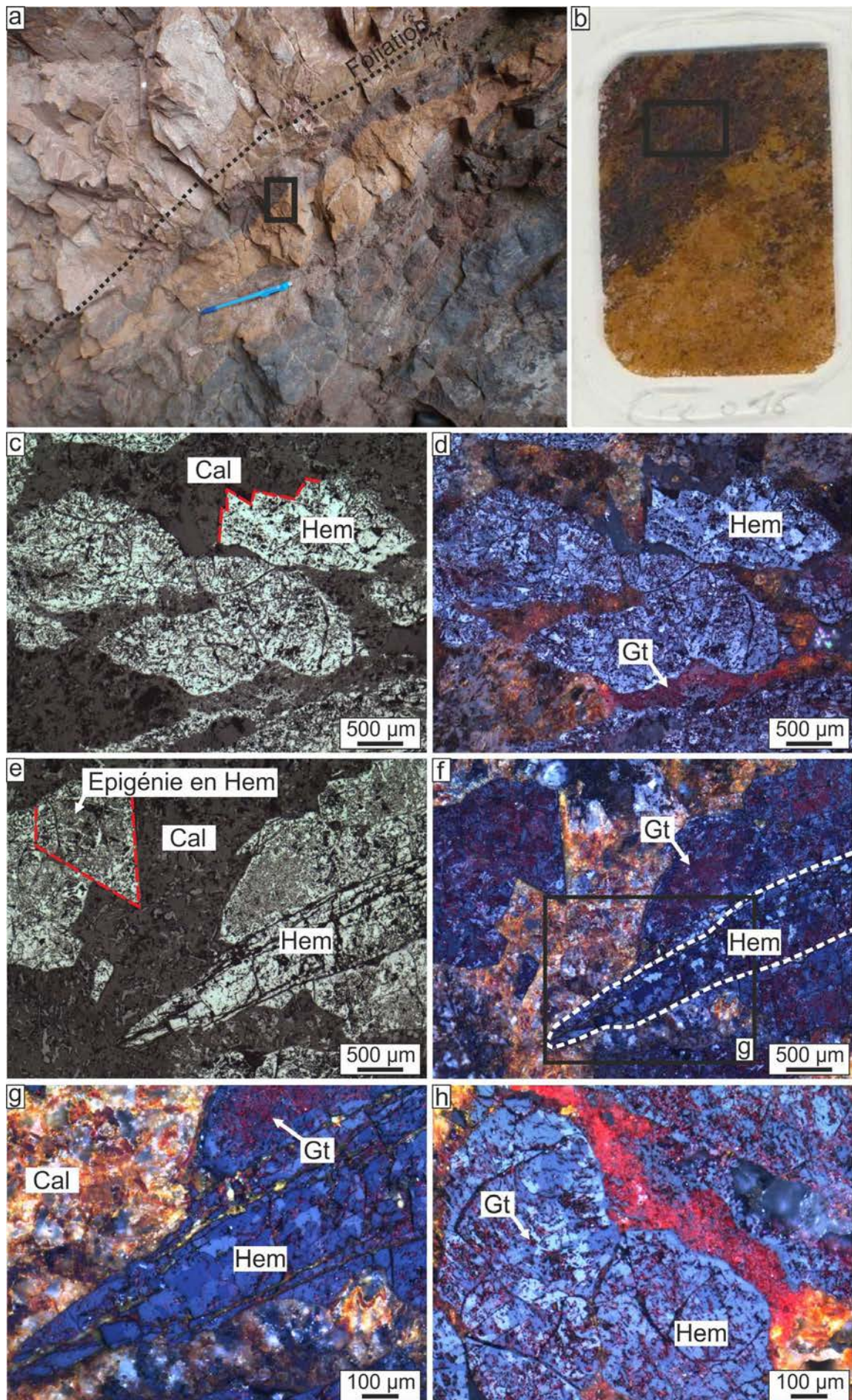


Figure 90 : Minéralisation ferrifère dans les métacarbonates de la mine de la Pobreza : zone minéralisée.

a) Minéralisation développée suivant la foliation des métacarbonates. b) lame mince du front minéralisé et localisation de la zone c à h dans les métacarbonates transformés. Photographies optiques en lumière réfléchie (c-e) et en lumières réfléchie et transmise avec polariseurs décroisés (d-f-g-h); c-d) Cristaux d'hématite (Hem) en remplacement de minéraux à face rhomboédrique, calcite (Cal) et goethite (Gt); e-f) L'hématite vient en remplacement de minéraux rhomboédriques mais cristallise également sous forme d'hématite spéculaire (Hem) g) Zoom de la photographie f, les grains d'hématite constituent de grandes plages homogènes. h) Goethite au sein des minéraux d'hématite.

Au MEB, les calcites de la roche minéralisée (Figure 91-b) montrent des variations chimiques entre Ca et Mg (Figure 91- c). Il s'agit donc de calcite avec des inclusions de dolomite, imprégné d'hydroxydes de fer. Les parties dolomitiques plus ou moins ferrifères (Figure 91-b-c) dans les calcites sont présentes sous forme d'amas ou de petits liserés parallèles dans la calcite.

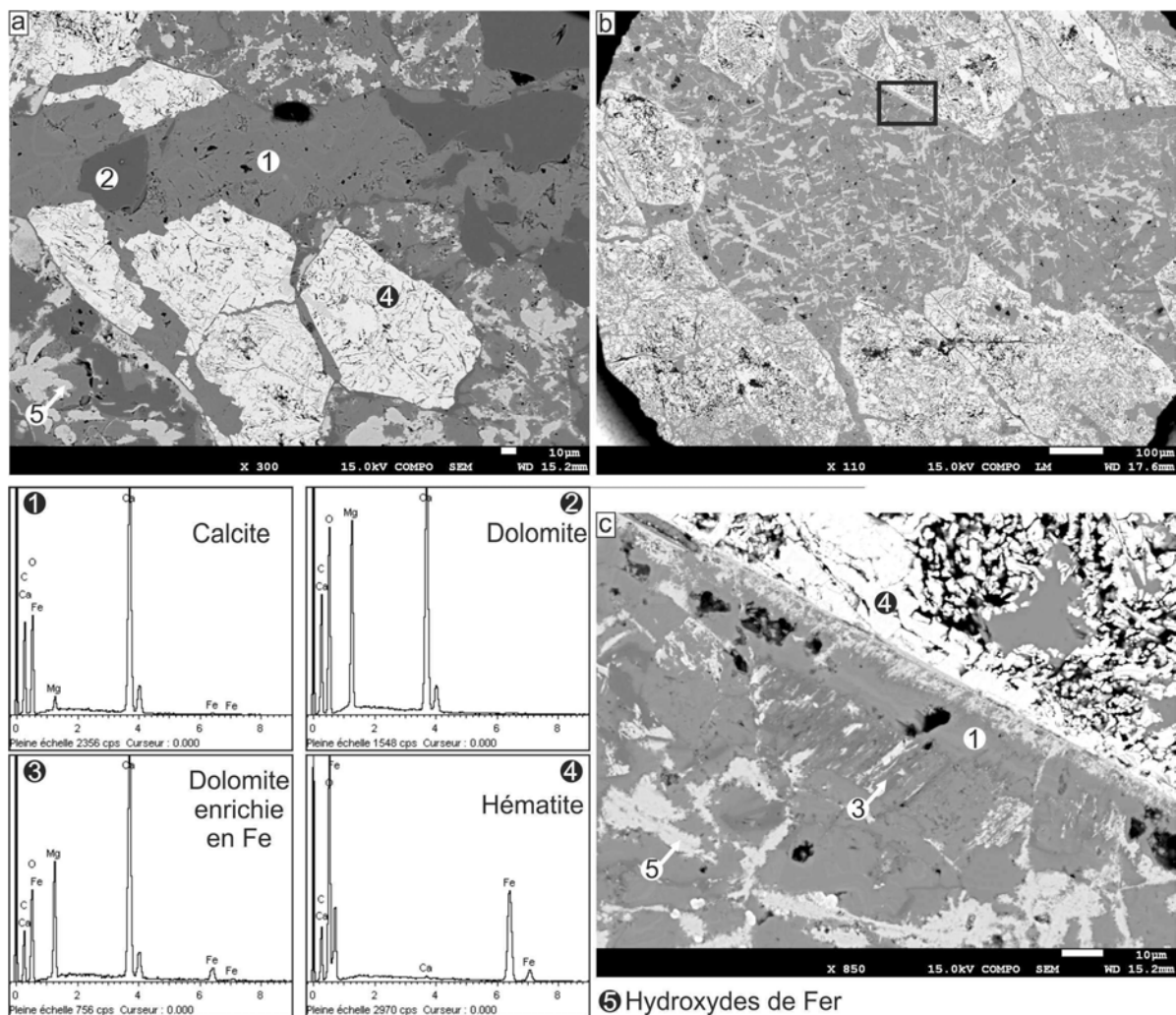


Figure 91 : Étude au MEB de minéralisations en fer dans la mine de la Pobreza

a) Pseudomorphoses en hématite entourées de calcite, dolomite et hydroxydes de fer. Veine de calcite et dolomite recoupant le cristal d'hématite. b) Vue d'ensemble des pseudomorphoses en hématite. c) Zoom d'une partie de la photographie b au contact entre l'hématite et les calcites hétérogènes composées de calcite, dolomite, dolomite enrichie en fer et hydroxydes de fer.

Les données sur roche totale des zones enrichies en fer et de l'encaissant sain sont représentées sur la Figure 92. On remarque que les éléments les moins mobiles (Al, Ti, Th et Zr) sont présents en très petites quantités, cela apporte donc une incertitude sur l'emplacement de la droite de stabilité des éléments tracée sur la Figure 92. Les éléments traces s'alignent plus ou moins bien sur une droite de pente 1, il s'agira donc de la droite de référence pour la mobilité des éléments entre les deux roches étudiées. Les éléments enrichis dans la roche minéralisée par rapport à l'encaissant seront donc au dessus de cette droite et inversement, les éléments appauvris seront en dessous (il en sera de même pour tous les autres diagrammes de ce type dans la suite de ce chapitre).

La zone d'enrichissement de fer se caractérise par un enrichissement chimique en Fe_2O_3 (Fe total) et une perte en FeO (FeII), ce qui signifie une augmentation en Fe(III) dans la zone minéralisée. Il y a également des pertes significatives en Mg, Ba, Pb dans la zone minéralisée par rapport à l'encaissant sain (Figure 92 et Annexe 4).

Les spectres des terres rares pour les deux types de roches (minéralisée et préservée) montrent un spectre plat avec une légère augmentation des concentrations pour les terres rares légères et une petite anomalie positive en Eu. L'anomalie négative en Ho provient d'un problème analytique, des spectres de terres rares d'autres études au sein du laboratoire montrent également cette anomalie rare, elle ne sera donc pas discutée. Hormis l'anomalie en Ho, ces spectres ressemblent à des spectres de sédiments continentaux ou marins où l'on pourrait avoir un enrichissement dans la fine partie argileuse avec une légère charge en monazite. Les spectres des terres rares étant identiques entre les deux roches analysées (Figure 93), ils montrent également que l'altération supergène n'a pas eu d'impact sur la mobilité différentielle des terres rares. Dans un contexte d'altération supergène, on aurait pu s'attendre à une anomalie positive ou négative en Ce, reflet des conditions oxydantes (Kato *et al.*, 2006). La légère anomalie positive en Eu peut montrer l'action de fluides hydrothermaux (Kato *et al.*, 2006).

L'alignement des éléments traces sur la droite de pente 1 (Figure 92) ainsi que le même spectre des terres rares, pour la zone minéralisée et pour l'encaissant (Figure 93) montrent que ces éléments n'ont pas bougé lors de la minéralisation. Si nous avions eu la formation d'une veine par ouverture et circulation d'un fluide minéralisateur, la composition chimique des éléments traces n'aurait probablement pas été identique.

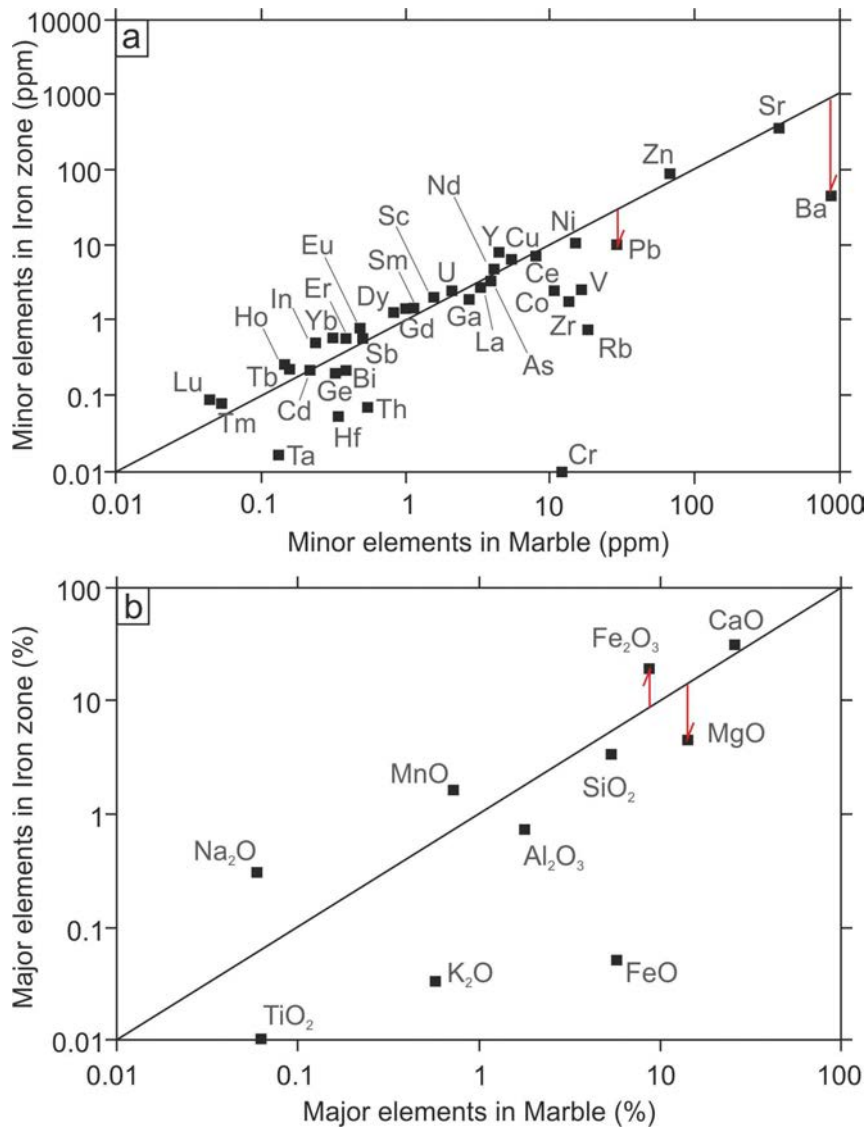


Figure 92 : Diagrammes des concentrations en éléments mineurs (ppm) et majeurs (%) sur roche totale dans l'encaissant de métacarbonate sain et dans les zones enrichies en fer (gisement de la Pobreza).

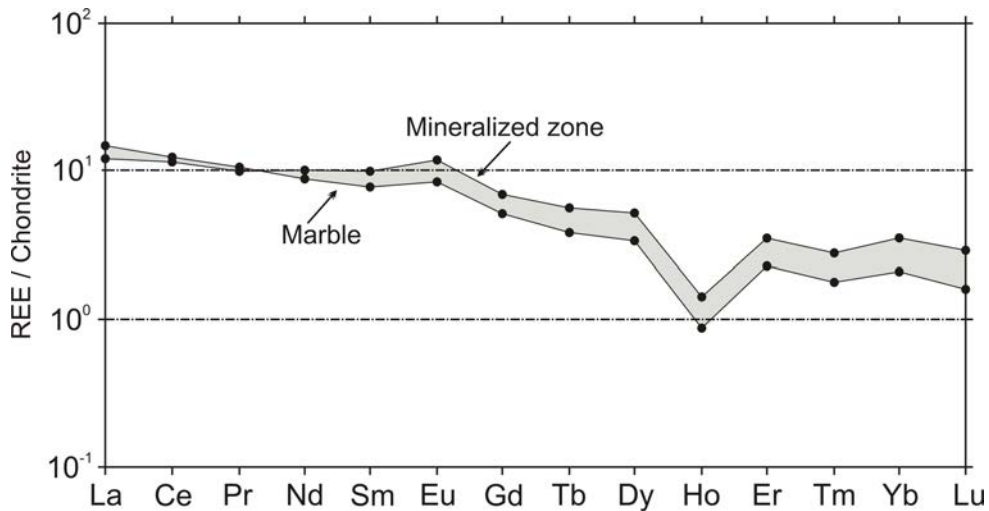


Figure 93 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites pour les roches totales de la zone enrichie en fer et l'encaissant sain (gisement de la Pobreza).

V - 2.2.3. Cas particulier de la zone faillée bordière ouest

Cette zone particulière est évoquée dans le chapitre V - 2.2.1, page 179. Pour rappel il s'agit d'une zone où les métacarbonates minéralisés se disposent suivant un contact tectonique redressé à l'est des affleurements de leucogneiss non transformés sous faciès schistes verts. A l'intérieur de la galerie dans la zone minéralisée on notera la présence d'un encaissant très enrichi en chlorites sur des bandes d'épaisseurs pluricentimétriques. La zone d'enrichissement en fer correspond notamment à une ancienne brèche tectonique (Figure 94-a).

Cette zone minéralisée présente deux textures différentes :

- Des brèches constituant des bandes claires d'éléments anguleux carbonatés (calcite) (métacarbonates d'origine) (Figure 94-b) liés par un ciment calcitique finement grenue (Figure 94-c-d).
- Des bandes sombres très enrichies en fer marquées par des minéraux de petite taille à section de parallélogrammes suggérant des minéraux soit pyramidaux (magnétite) soit rhomboédriques (carbonates). Les vestiges de dolomites en cours de transformation dans la mine de la Pobreza laissent davantage penser à d'anciens carbonates. Actuellement ces proto-minéraux ont été pseudomorphosés en hématite contenant un peu de barytine (Figure 94-f). Le liant est une calcite imprégnée de goethite (Figure 94-d-e).

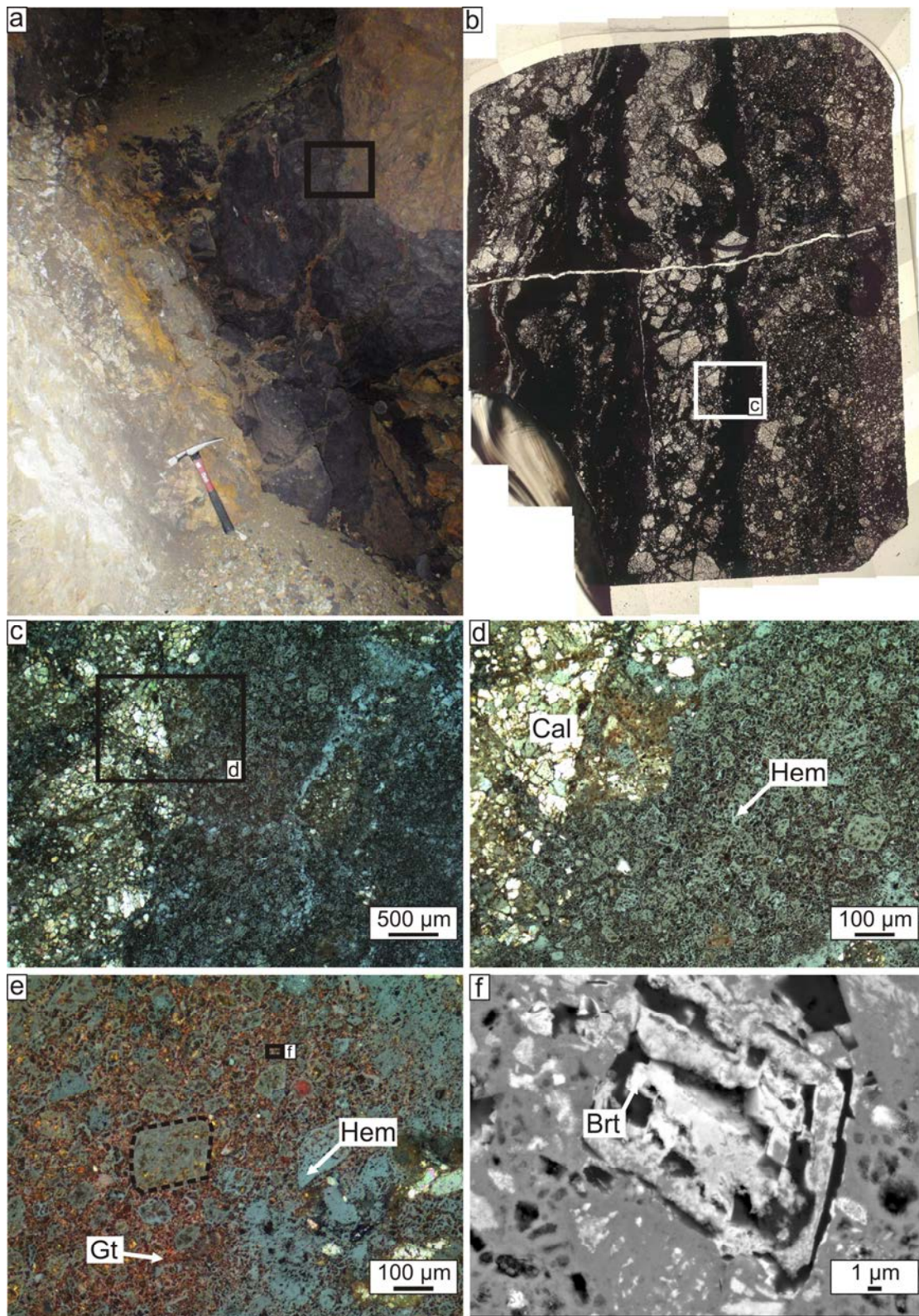


Figure 94 : Minéralisation ferrifère dans une zone de faille N-S recoupant le gisement de la Pobreza à l'ouest

a) Veine minéralisée. b) Textures bréchiques dues à la zone de faille visibles sur la lame mince. c-d-e) Zone minéralisée en lumière réfléchie et transmise avec les polariseurs décroisés, la zone gris bleutée est la plus enrichie en Fer; Assemblage de minéraux à section de parallélogramme remplacés par de l'hématite (Hem) et cimentés par de la calcite (Cal) et de la goéthite (Gt). f) MEB : cristaux de barytine (Brt) (1µm environ) observés au sein des minéraux "rhomboédriques" pseudomorphosés en hématite.

V - 2.2.4. Conclusions sur le gisement de La Pobreza

Que l'on soit dans des minéralisations épousant la fabrique métamorphique des métacarbonates calcitiques ou bien dans la zone de faille subméridienne recoupant le gisement à l'ouest, l'hématite est observée essentiellement en remplacement de cristaux à section en forme de parallélogramme. Si l'hypothèse est que ces proto-minéraux sont les porteurs initiaux de fer cristallisés à partir d'une mobilité sous forme de Fe^{2+} , il pourrait s'agir de sidérite, d'ankérite ou de magnétite. Néanmoins, les données issues d'une bande de métacarbonate que la minéralisation n'a pas totalement transformée apportent des éléments de réflexion (Figure 89). On y distingue des dolomites complexes à section rhombique classique. Ce qui est notable c'est que le cœur de ces dolomites est constitué d'un patchwork de dolomite légèrement ferrifère et de calcite magnésienne. La périphérie est par contre soulignée par une très belle phase de croissance de dolomite non-ferrifère. L'extérieur du cristal est constitué de calcite ni magnésienne, ni ferrifère. Au sein du cœur du cristal apparaissent des zones éparées d'hématite principalement au sein de la calcite magnésienne. Une frange d'hématite est également présente le long du contact entre le cœur et la surcroissance de dolomite non-ferrifère. Détail particulier, cette frange semble absente lorsque la dolomite non-ferrifère externe n'est pas en contact avec la calcite magnésienne du cœur mais avec des vestiges de dolomite ferrifère (Figure 89-e-f). Ce contact suggère alors un processus de déstabilisation de la dolomite ferrifère par un fluide ayant donné naissance à la calcite magnésienne mais aussi ayant libéré le fer alors précipité sous forme d'hématite. Un rôle d'oxydation par ce fluide pourrait n'avoir altéré que des minéraux porteur de Fe^{2+} et donc avoir épargné à la fois la frange de dolomite non-ferrifère et la matrice calcitique extérieure au cristal. A l'intérieur du cristal, le front de déstabilisation oxydante pourrait avoir buté sur la dolomite non-ferrifère qui aurait alors joué un rôle de barrière engendrant la cristallisation du liseré d'hématite juste à l'interface.

Dans les zones plus minéralisées, si on raisonne à partir de cette première observation, on peut imaginer un processus plus avancé. La masse d'hématite est telle qu'il semble peu probable que le fer vienne uniquement de quelques dolomites légèrement ferrifères préexistantes. La minéralisation suggère un apport de fer extérieur qui se traduit alors par une minéralisation soit d'abord en contexte réducteur, soit directement en contexte oxydant. Le résultat donne lieu soit à des hématites diffuses remplaçant parfois des minéraux précurseurs à section rhombique ou bien aboutissant à la cristallisation d'hématite spéculaire (Figure 90).

L'hématite de remplacement ou l'hématite spéculaire possèdent des caractéristiques pétrographiques (respectivement micromosaïque de grains xénomorphes et micromosaïque de gros grains bien formés) montrant que ces hématites ne se sont pas formées à basse température, les hématites de conditions supergènes (25-30°C) étant sous forme pulvérulente. Les spectres des terres

rare similaires entre la roche saine et la roche minéralisée indiquent également que l'altération supergène n'a pas eu un grand impact sur la minéralisation (absence d'anomalie en Ce caractéristique de l'altération supergène (Kato *et al.*, 2006)). La légère anomalie positive en Eu ainsi que les caractéristiques pétrographiques de l'hématite suggèrent l'action de fluides hydrothermaux (Kato *et al.*, 2006) dans la mise en place de la minéralisation. L'importance de dépôts de sidérite comme phase préparatoire à la cristallisation d'hématite n'est pas démontrée ici. Dans la zone peu minéralisée, le processus d'oxydation semble avoir transformé des dolomites ferrifères en hématite, mais la source de fer semble bien trop faible pour expliquer les volumes correspondant à la zone à la minéralisation plus avancée, d'autant plus qu'en dehors des formes à section rhombique contenant un cœur de dolomite ferrifère, les zones de surcroissance et la matrice carbonatée entre ces cristaux dans la zone préservée ne montrent pas de pré-concentration en fer.

V - 2.3. Gisements mixtes : Hoyo Jupiter, San Manuel, Bédar, Carabinera

Ces gisements (Figure 83) présentent deux particularités :

Tout d'abord ils concernent des niveaux de métacarbonates impliqués tectoniquement dans la zone de cisaillement séparant la pile de métacarbonates supérieure et les schistes et leucogneiss inférieurs (Figure 29). Cette zone de mélange est notamment caractérisée par la présence de lambeaux de serpentinite pouvant se retrouver à la fois en dessous ou au-dessus des niveaux minéralisés. Ces niveaux de métacarbonates peuvent être disséqués par la tectonique ductile, mais aussi parfois par des effets de glissements de terrain facilités par la présence des serpentinites et des schistes chloritisés relativement altérés (Figure 59). Ces métacarbonates peuvent être plissés à différentes échelles comme il est possible de le voir sur la coupe à l'entrée de Bédar (Figure 95), à l'échelle de plis pluridécimétriques à cœurs ferruginisés au sein de la fabrique ductile (Figure 100-a) rappelant les structures ductiles minéralisées de la Pobreza ou bien à une échelle plus grande comme par exemple au SE de la coupe de la Figure 29 correspondant à la zone minière de Coto Serena où a été décrite en 1906 (Fircks, 1906) une structure de pli sur faille inverse affectant les carbonates minéralisés à leurs deux interfaces avec les schistes supérieurs et inférieurs (Figure 96).

Ensuite, ces gisements se situent au sein d'une bande faillée NNE-SSW (Figure 83) qui, dans l'ensemble, a tendance à effondrer les niveaux métacarbonatés vers l'ESE en relation notamment avec le décollement gravitaire majeur démontré au niveau de la galerie d'accès à la mine de la Pobreza. Cette fracturation qui recoupe la fabrique métamorphique minéralisée à l'image des indices relevés dans la mine de la Pobreza est fréquemment associée à des remobilisations de fer au sein des gisements, d'où cette classification en gisements de type mixte.



Figure 95 : Coupe schématique SE-NW à l'entrée du village de Bédar sur la route AL-P-117.

a) veines de quartz sécantes sur la fabrique ductile et fractures ayant guidé la minéralisation de la Figure 100-b; b) veine de quartz sécante associée à de la pyrite de la Figure 100-c.

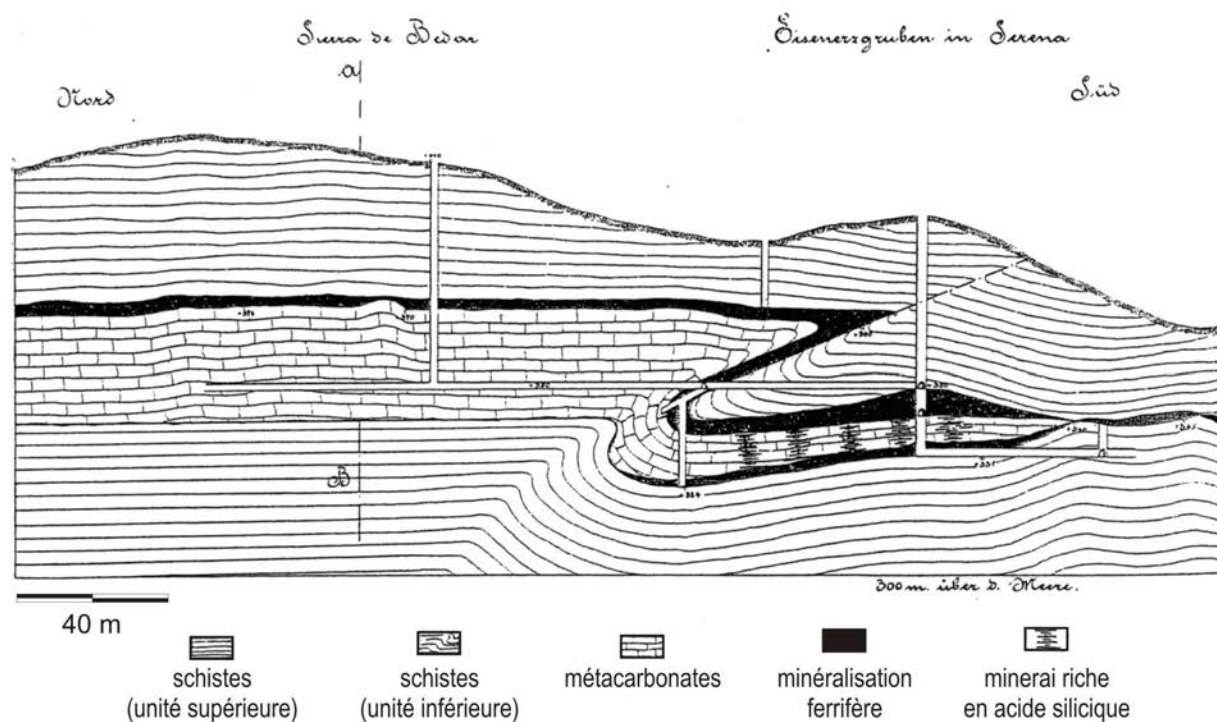


Figure 96 : Coupe minière de la zone minière de Coto Serena (Fircks, 1906)

V - 2.3.1. Exemples du gisement de San Manuel

La tectonique a localement fortement redressé les séries de métacarbonates dans ce secteur. Des zones minéralisées en oxydes de fer fréquemment subverticales se sont développées obliquement à la foliation métamorphique (Figure 97-a à d). Sur la Figure 97-c, la fabrique métamorphique est soulignée par une veine de quartz transposée qui ressort au milieu de la zone minéralisée qui lui est totalement oblique sans pour autant rompre la veine de quartz. Cette continuité indique qu'il ne s'agit pas de minéralisations dans des fractures ouvertes, mais de bandes de percolation de fluide qui affectent latéralement les métacarbonates encaissant. Sur la Figure 97-b, il est possible de distinguer des minéralisations de fer développées à partir d'une fracture.

Ces minéralisations de Fer (hématite + goethite d'après les analyses DRX Annexe 5) sont fréquemment accompagnées de barytine le plus souvent automorphes, elle-même clairement sécante sur la fabrique métamorphique (Figure 97-e). Elles sont localement associées à des zones tectoniques comme sur l'exemple de la Figure 97-d-f où une bande de barytine semble associée à une faille N150°E, verticale, avec deux générations de stries aux pitches variant entre 20-25°S et 70-75°S. Cette même zone tectonique présente des foliations proches de la verticale suggérant des redressements possiblement en relation avec le jeu de failles à composante horizontale variable.

Les données sur roche totale des zones enrichies en fer et de l'encaissant sain sont représentées sur la Figure 98. La dispersion des éléments est plus importante que dans le premier diagramme étudié pour la zone de La Pobreza (Figure 92). Les éléments les moins mobiles (Al, Ti, Th et Zr)

sont présents en très petites quantités, on ne peut donc pas s'y référer pour l'emplacement de la droite de stabilité des éléments. Les éléments traces se regroupent plus ou moins bien sur une droite ayant un facteur x 2,3 par rapport à une droite de référence de pente 1 (Figure 98). Les spectres de terres rares (Figure 99) montrent la même forme que les spectres présentés dans la Figure 93, on peut donc en tirer les mêmes conclusions, les éléments traces et les terres rares sont très peu mobiles et probablement héritées de la roche encaissante. Ces données suggèrent une minéralisation produite par remplacement au sein des métacarbonates et non pas une circulation en zone ouverte avec des rapports eau-roche élevés.

Les zones minéralisées sont fortement enrichies en As, Ba, Cu, Mo, Pb, Zn et Fe_2O_3 par rapport à l'encaissant (Figure 98 et Annexe 6). On constate également un fort appauvrissement en SiO_2 et CaO ainsi qu'en Cr et Rb dans la zone minéralisée par rapport au métacarbonate sain (Figure 98 et Annexe 6).

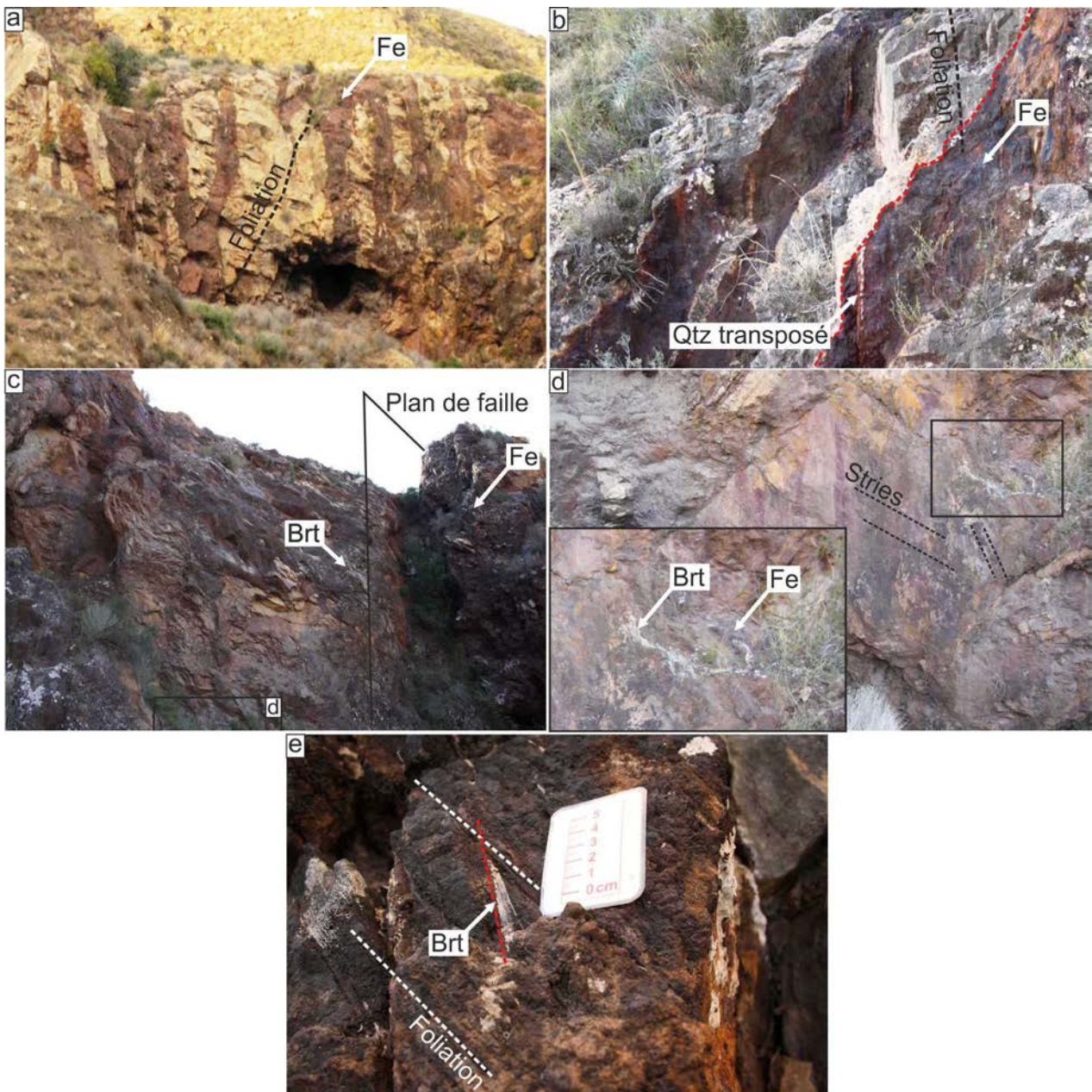


Figure 97 : Minéralisations de fer de San Manuel, sécantes sur la schistosité des métacarbonates.

a) Minéralisations de fer sécantes sur la schistosité. b) Minéralisations de fer recoupant une veine de quartz parallèle à la schistosité des métacarbonates. c) Minéralisation de fer et barytine associée à une zone de faille. d) Localisation sur c) Bande de barytine associée à une faille N150°, verticale, avec deux générations de stries aux pitches variant entre 20-25°S et 70-75°S. f) Minéraux de barytine automorphes sécants sur la schistosité et associés aux minéralisations de fer

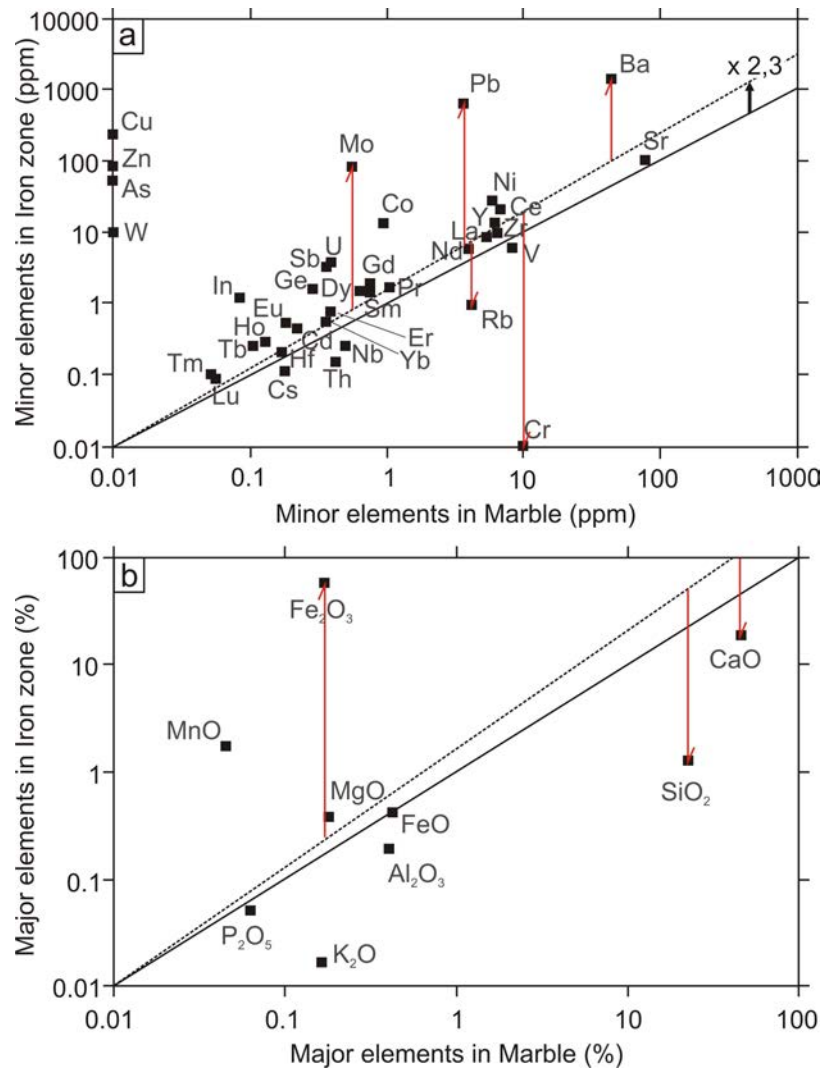


Figure 98 : Diagrammes des concentrations en éléments mineurs (ppm) et majeurs (%) sur roche totale dans l'encaissant de métacarbonate sain et dans les zones enrichies en fer (mine de San Manuel).

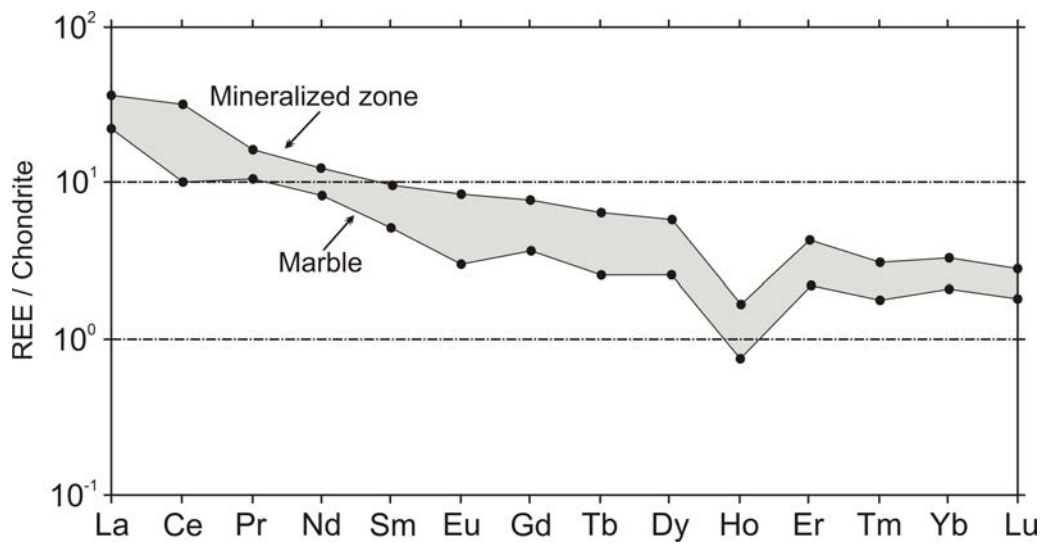


Figure 99 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites pour les roches totales de la zone enrichie en fer et l'encaissant sain (mine de San Manuel).

V - 2.3.2. Exemples de chronologies dans le gisement de Bédar

La coupe de l'entrée du village de Bédar (Figure 95) montre que le gisement est mixte : des objets stratiformes plissés (Figure 100-a) similaires aux figures amygdalaires rencontrées dans la mine de la Pobreza (Figure 88), sont recoupés par des minéralisations sécantes sur la fabrique métamorphique (Figure 100-b-c).

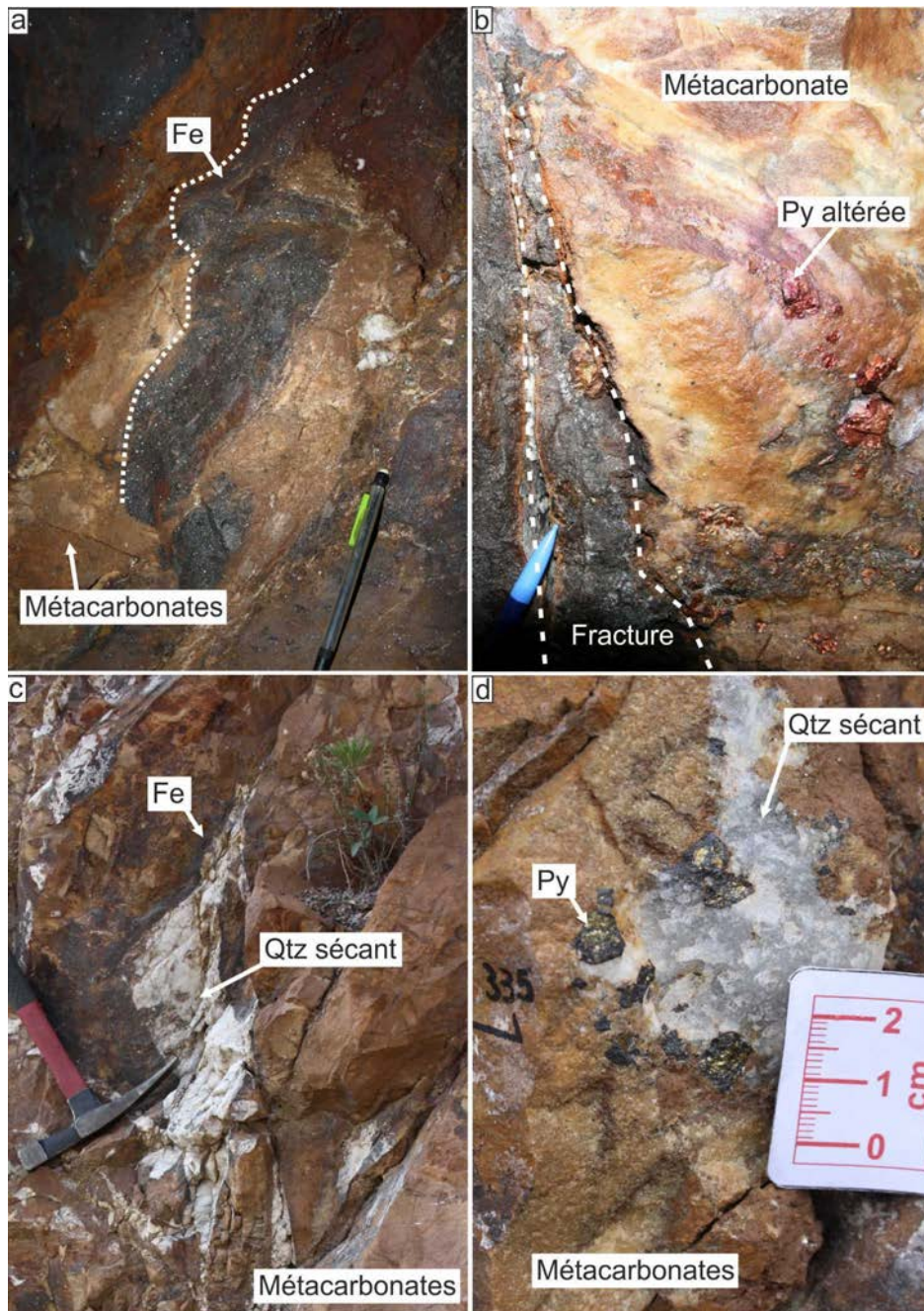


Figure 100 : Différents styles de minéralisations du gisement de Bédar

a) Minéralisation de fer parallèle et plissée dans la schistosité dans la mine de Bédar, localisation sur Figure 95; b) Fracture sécante sur la foliation ayant guidé la minéralisation oxydante affectant les pyrites initiales présentes dans le métacarbonate; c) veines de quartz sécantes sur la fabrique ductile et fractures ayant guidé la minéralisation; c) veine de quartz sécante associée à de la pyrite.

L'analyse des inclusions fluides dans ces différents quartz (Figure 100-c-d) n'ont rien donné, seul le $\delta^{34}\text{S}$ des pyrites métamorphiques (Figure 100-b) et des pyrites au sein des veines de quartz sécantes ont été analysées et décrites dans la partie V - 3.1.1

V - 2.3.3. Particularités des brèches ferrifères d'Hoyo Jupiter

Ce type de brèches a pu être observé en différents endroits, mais elles sont particulièrement développées à proximité du gisement d'Hoyo Jupiter (Figure 83).

Ces brèches affectent des métacarbonates calcitiques dont la fabrique métamorphique est très bien soulignée par des petits lits de quartz (Figure 101-a). Ces gisements sont particuliers de part la forme que prend la minéralisation dans des zones bréchiques et dans des poches d'effondrement.

V - 2.3.3.1. Roche non minéralisée : métacarbonates sains et déstructurés d'Hoyo Jupiter

Les métacarbonates sains sont composés d'une roche essentiellement calcitique avec des lits de quartz marquant la schistosité de la roche (Figure 101-a). Les calcites ainsi que les quartz présentent des déformations (Figure 101-c). Les calcites montrent des textures de déformation par maclage de type II (chapitre II - 2.1, page 28) (Ferrill *et al.*, 2004). Les grains de quartz montrent des recristallisations du type bourgeonnement et formation de sous-grains aux joints de grains.

Ces métacarbonates peuvent être totalement déstructurés (Figure 101-b) dans des zones de circulation de fluide ayant entraîné des dissolutions et recristallisations locales. Des structures de fluage et des poches d'effondrement apparaissent où l'on reconnaît des vestiges de la roche saine ayant préservé sa foliation caractéristique (Figure 101-b). Le stade extrême de la déstructuration aboutit à la séparation des grains de quartz accumulés alors dans les poches d'effondrement (Figure 101-c) alors qu'une bonne partie de la matrice carbonatée a été dissoute.

Dans ces zones les plus déstructurées, les grains de quartz sont quasiment tous individualisés comme sur la Figure 101-e sauf quelques blocs restants en bas à gauche de la figure dans une matrice de calcite. Les grains de calcite de la roche originelle ne montrent plus des plages homogènes, les grains sont également individualisés et présentent des zones de croissance de dolomite avec des formes de rhomboèdres visibles sur quelques grains (Figure 101-e). Cette brèche sera par endroit le siège de la concentration d'oxydes de fer et sera dénommée brèche minéralisée dans la suite de la thèse.

La création de vide nécessaire à la genèse de telles structures implique une dissolution locale de la matrice de calcite. Cette dissolution semble avoir été suivie par une dolomitisation observée uniquement dans les zones déstructurées. Dans la plupart des modèles de dolomitisation (Machel, 2004, Zenger & Dunham, 1980, Yao & Demicco, 1997, Gregg *et al.*, 2001, Gasparrini *et al.*, 2006, Lonnee & Machel, 2006), la calcite est dissoute par des saumures riches en Mg et sous saturées vis-à-vis de la calcite et de la dolomite. Cette dissolution engendre une porosité favorable à la

percolation d'autres fluides, dont potentiellement les fluides minéralisateurs. En attaquant la calcite, le fluide s'enrichit en Ca jusqu'à une saturation permettant la précipitation de dolomite pouvant correspondre au phénomène observé sur la Figure 101-e.

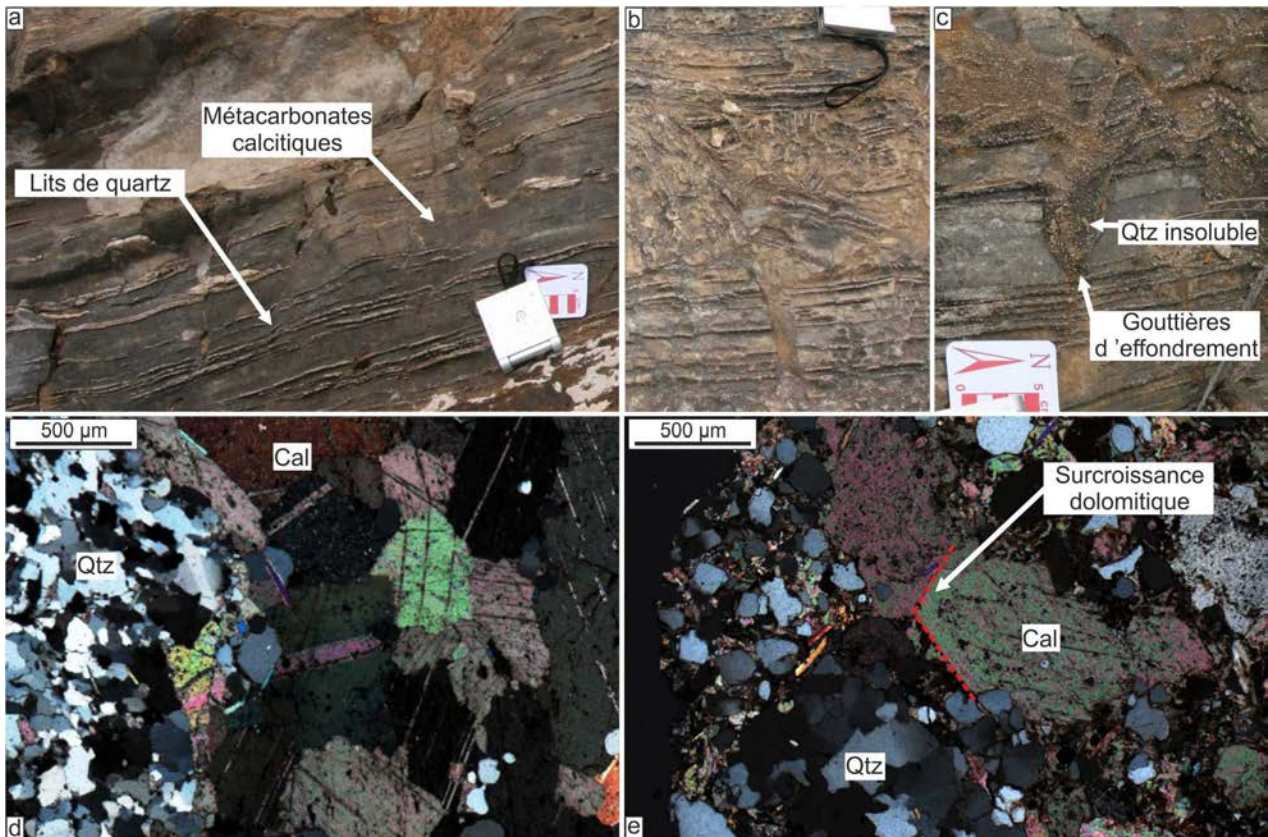


Figure 101 : Bréchification associée à des fluides dolomitiques dans les métacarbonates de la mine d'Hoyo Jupiter
 a) Métacarbonates sains avec les petits lits de quartz. b) Lits de quartz destructurés et jeux de faille. c) Dissolutions des métacarbonates et poches d'effondrement siège de la bréchification. d) Métacarbonates non perturbés de la photo a)(LPA). e) Destruction du litage et dolomitisation dans la zone bréchifiée en b) (LPA).

V - 2.3.3.2. Brèche minéralisée d'Hoyo Jupiter

Les zones bréchiques au litage destructuré présentées dans le paragraphe précédent peuvent être minéralisées en fer (Figure 102-a à c). Les minéralisations suivent principalement les brèches et ne sont alors quasiment pas observées dans les métacarbonates sains. Cette limite est par exemple clairement visible en bas à droite de la Figure 102-c où l'oxyde de fer suit exactement la limite entre la brèche et la roche saine. Ces minéralisations de fer peuvent être accompagnées de cristaux de barytine disposés de manière aléatoire dans la roche Figure 102-d.

D'une manière générale, et plus particulièrement sur les deux premières photos, se distingue une zone orangée qui correspond à une frange de goethite affectant le métacarbonate environnant pendant l'altération supergène. Cette frange affecte indifféremment le métacarbonate sain ou bréchique. En revanche, les minéralisations d'hématite sont plus anciennes et de couleur noire. Elles

sont affectées par des fractures post-minéralisation anciennes qui traduisent la poursuite des phénomènes de dissolution et de fluage. Ces fractures anciennes sont recristallisées et ne correspondent nullement à des fractures ouvertes récentes.

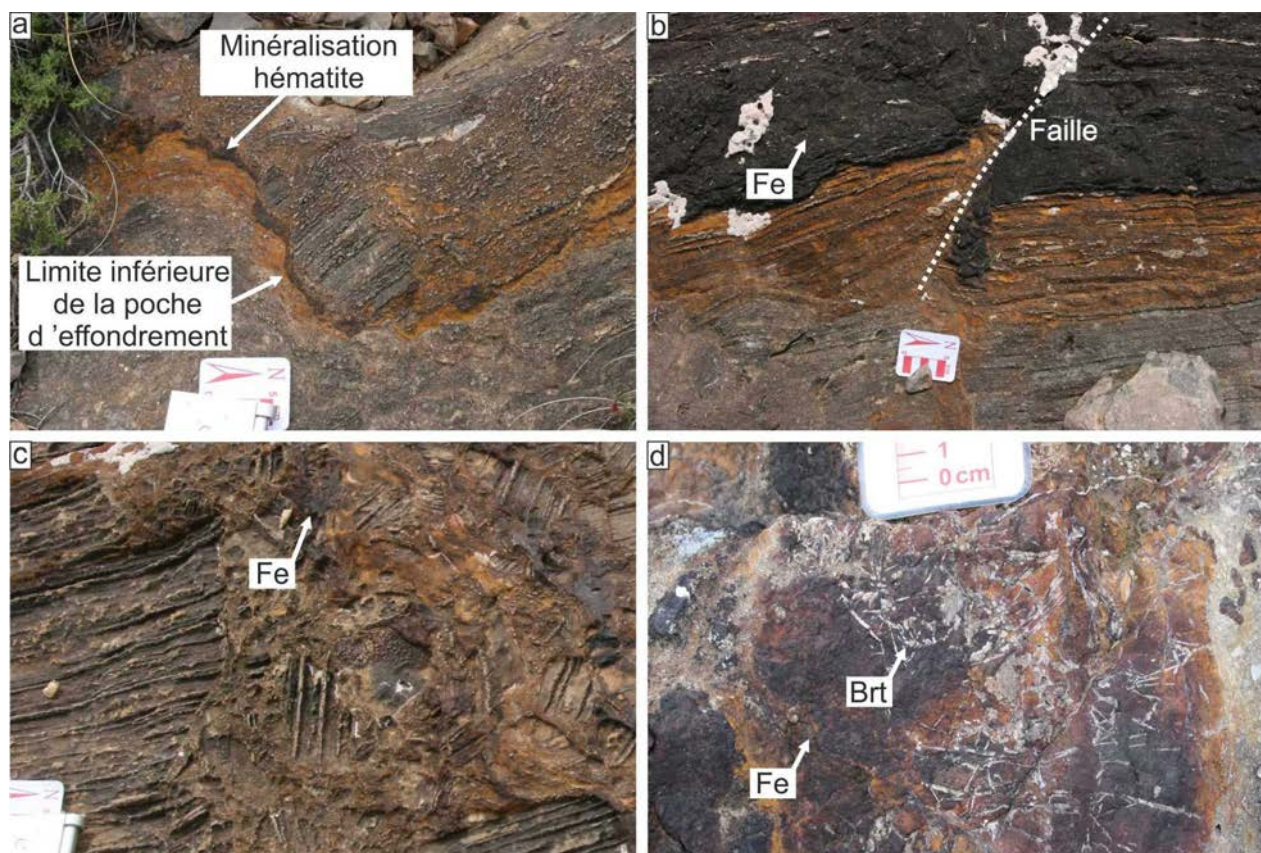


Figure 102 : Minéralisations en fer des brèches dolomitisées d'Hoyo Jupiter.

Les zones orangées correspondent à une altération supergène (hydroxydes de fer). a-b-c) Zones transformées en hématite affectant la zone bréchifiée. Failles affectant la minéralisation indiquant la poursuite de la bréchification. d) Barytine sécante associée plus tardivement à la brèche minéralisée.

Cette brèche minéralisée est composée d'éléments plus ou moins anguleux, les quartz ont tendance à être émoussés (Figure 103-a-b). Dans cette brèche on retrouve un ciment composite avec des morphologies à nouveau de sections en parallélogrammes. La différence principale avec les exemples précédents, c'est que ces formes cette fois ne sont pas le siège de développement d'hématite mais de limonite, ce qui est possiblement une transformation tardive supergène (Figure 103-a-b). L'hématite cette fois englobe tous ces éléments de la brèche ce qui suggérerait alors qu'elle affecte la matrice déstructurée par les phénomènes de fluage et de dissolution (Figure 103-a-b). Cette chronologie à l'inverse de ce qui est vu par ailleurs est surprenante. Une explication pourrait peut-être venir du développement des zones de surcroissance de dolomite non-ferrière qui aurait en partie protégé ces minéraux lors de la minéralisation alors que la zone fortement poreuse liée à la dissolution provoquée par le fluide saturé en Mg aurait été plus favorable à la percolation des fluides minéralisateurs.

Un évènement plus tardif de fentes à calcite et barytine vient recouper les zones minéralisées à hématite ainsi que les lits de quartz (Figure 103-c-d). La limonite issue de l'altération supergène s'arrête sur ces fentes de barytine que l'altération supergène n'a pu transformer.

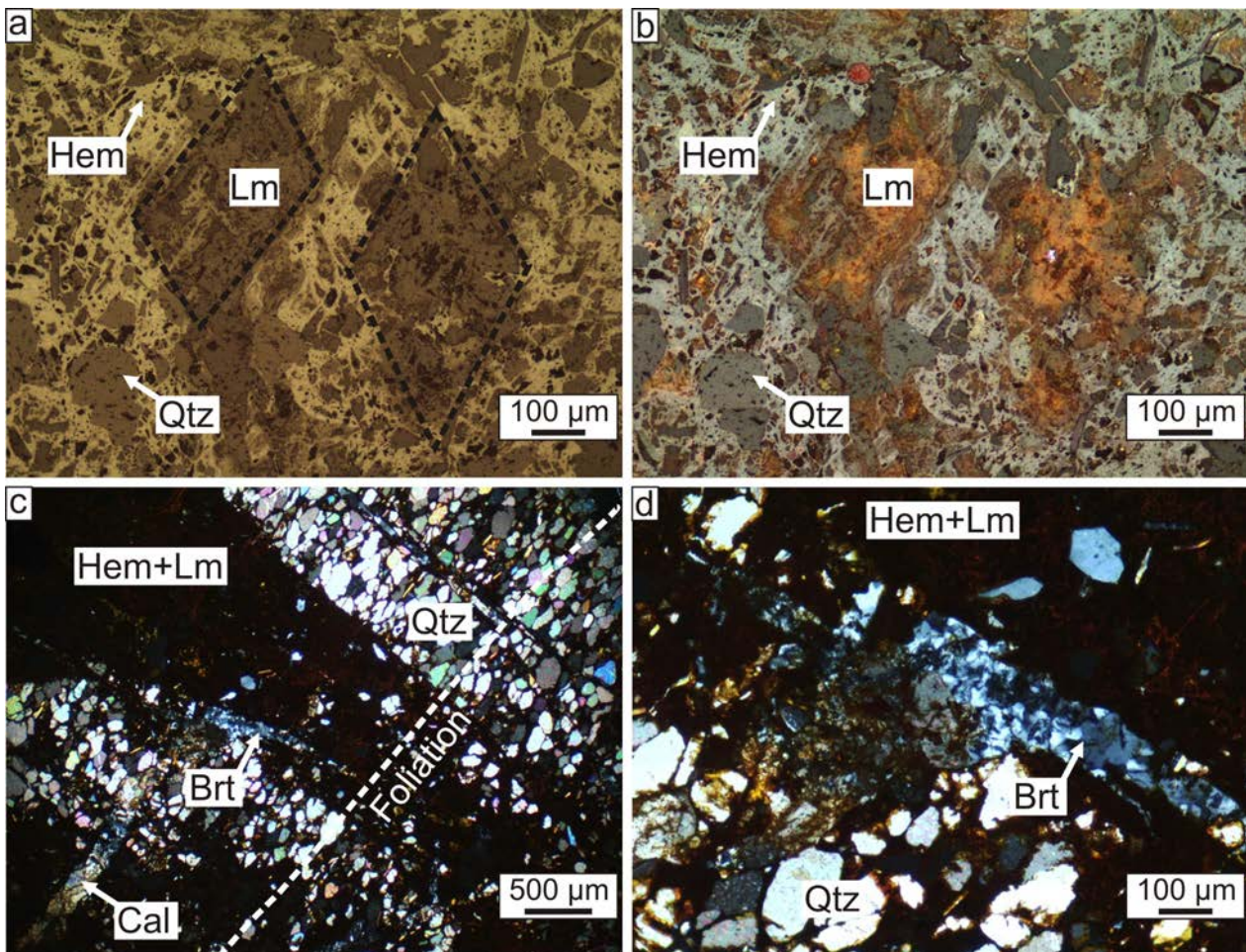


Figure 103 : Brèche minéralisée en fer de Hoyo Jupiter (lames minces)

(a) en lumière réfléchie (b), en lumière réfléchie et transmise avec les polariseurs décroisés (c-d) en LPA. a-b) Pseudomorphoses de minéraux rhomboédriques en limonite, éléments anguleux à émoussés de quartz dans une matrice d'hématite et de limonite. c) Fissures de barytine ou calcite recouper la brèche ainsi que les lits de quartz. d) zoom de photographie c.

Les données sur roche totale des zones enrichies en fer et de l'encaissant sain sont représentées sur la Figure 104. Les éléments les moins mobiles (Al, Ti, Th et Zr) bien qu'étant présents en très petites quantités sauf pour Zr, s'alignent sur une droite de pente 1, de même que les éléments traces, cette droite sera la droite de référence.

Cette zone bréchifiée et minéralisée est fortement enrichie en As, Ba, Mo, Ni, Pb, Zn, Fe₂O₃ et MgO tandis qu'elle s'appauvrit en Sr, SiO₂ et CaO par rapport à l'encaissant sain (Figure 104 et Annexe 7). Les spectres des terres rares (Figure 105) sont identiques aux deux gisements précédents (Figure 93 et Figure 99).

L'augmentation du MgO et la perte de CaO peuvent être rattachés au phénomène de dissolution et dolomitisation évoqué précédemment.

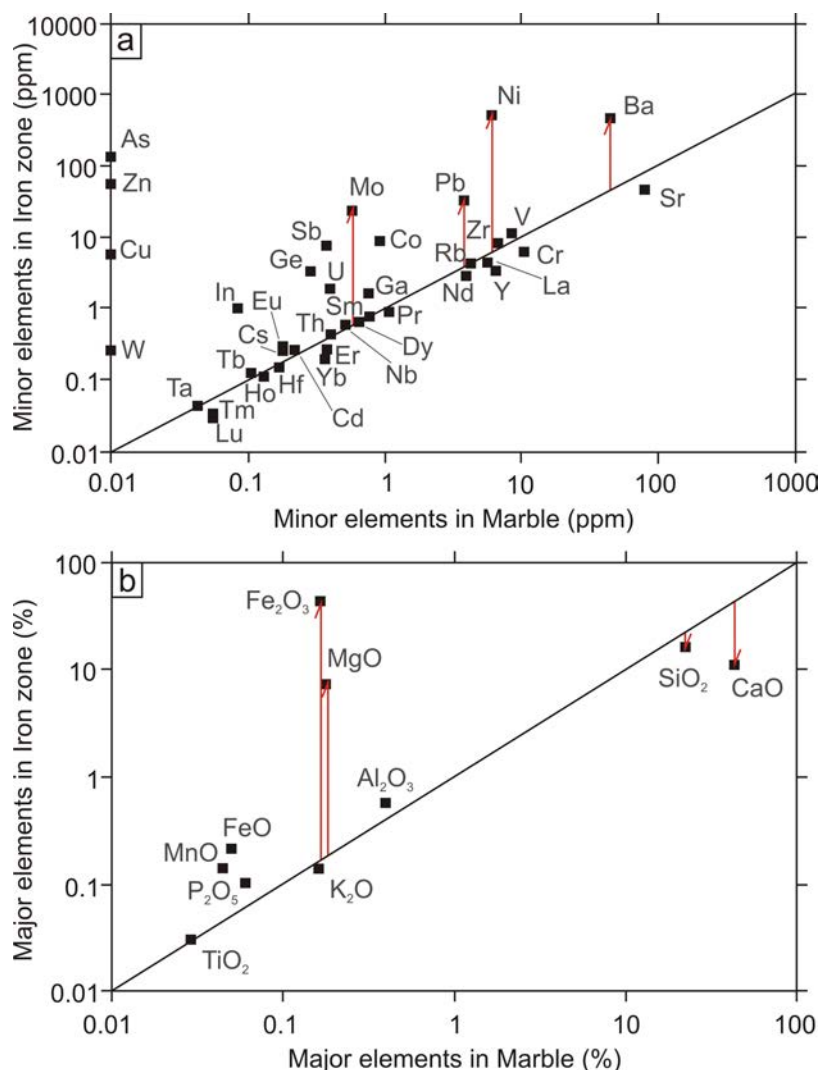


Figure 104 : Diagrammes des concentrations en éléments mineurs (ppm) et majeurs (%) sur roche totale dans l'encaissant de métacarbonate sain et dans les zones enrichies en fer dans la brèche (Hoyo Jupiter).

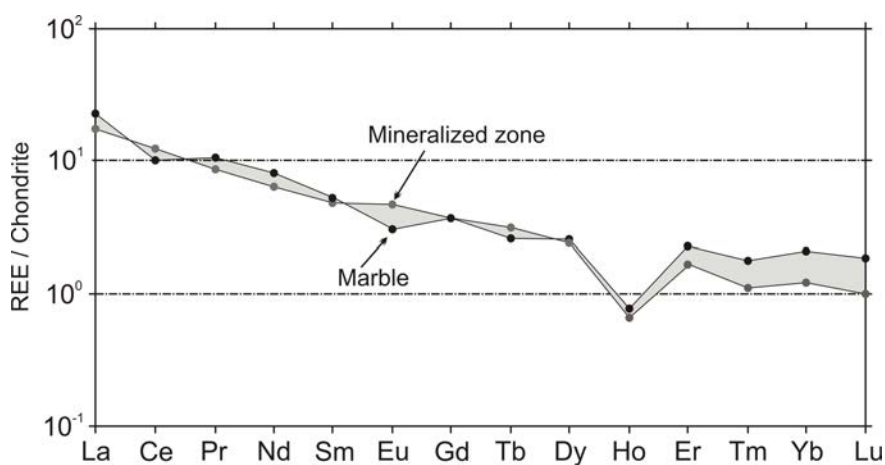


Figure 105 : Spectres de terres rares normalisées aux chondrites pour les roches totales de la zone enrichie en fer et l'encaissant sain (Hoyo Jupiter).

V - 2.3.4. Fluides piégés dans la barytine de San Manuel

La barytine est présente à la fois dans les gisements de San Manuel et d'Hoyo Jupiter. Celle de San Manuel étant plus massive (trouvée uniquement dans les déblais miniers) que celle d'Hoyo Jupiter, elle a été choisie pour l'analyse des inclusions fluides.

Celles-ci se présentent sous deux formes :

- Des inclusions primaires très déformées indiquant de probables fuites (Figure 106-a). Le système fluide n'étant pas resté clos, aucune analyse n'a été faite sur ces inclusions. Cependant on peut observer quelques reliques de cube de halite dans certaines inclusions (Figure 106-b).
- Des inclusions monophasées très petites (environ 5 μ m) (Figure 106-b) en plans dans les joints de grains ou dans les clivages de la barytine. Aucune analyse n'a pu être envisagée pour ces inclusions à cause de leur taille. L'analyse par spectroscopie Raman a pu être effectuée pour déterminer la salinité de ces fluides mais les calculs ne sont pas calibrés pour la barytine, les résultats variant de 10-15 mass% NaCl avec une grande incertitude.

Les fluides responsables de la cristallisation de la barytine sont donc difficiles à étudier. Il pourrait s'agir de saumures aux vues des cubes d'halite dans les inclusions primaires, mais il n'est pas non plus totalement exclu que ces cubes soient le résultat de sursaturation en sels de la solution restante suite à la fuite de l'inclusion. La salinité des IF secondaires serait d'environ 10-15 mass% NaCl.

Les analyses δ D sur ces barytines n'ont pas donné de résultat par manque de quantité d'eau ressortie lors de l'écrasement du minéral. Ce manque d'eau peut être du à la déformation et la fuite des inclusions fluides primaires et la faible quantité d'inclusions biphasées.

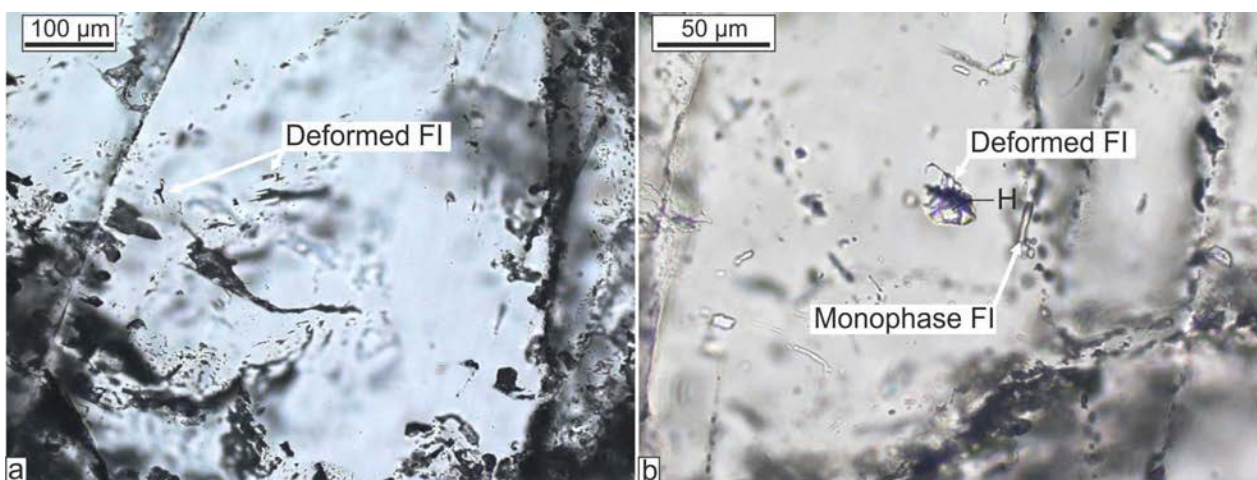


Figure 106 : Inclusions fluides présentes dans les barytines de San Manuel.

a) Inclusions déformées dans la barytine. b) Inclusions déformées avec cube de halite dans barytine, petites inclusions monophasées sous forme de PIF transgranulaires.

V - 2.4. Gisements fissuraux : les mines d'Angustias et d'El Chive

V - 2.4.1. La mine d'Angustias

V - 2.4.1.1. Caractéristiques du gisement

Cet exemple de gisements de fer est situé plus haut topographiquement par rapport aux gisements mixtes type Bédar qui plongent à l'ouest sous les reliefs de la Sierra (Figure 83). Les concentrations minérales y ont été également moindres. Les minéralisations imprègnent les carbonates en suivant plus ou moins le litage mais à partir de drains fissuraux sécants à la fabrique métamorphique (Figure 107-a-b-c). Les minéralisations de fer peuvent être localement recoupées par des veines de calcite tardives. Parmi les structures cassantes ayant servi de drain à la minéralisation, certaines présentent des filons de quartz non plus transposés dans la schistosité, mais sécants sur celle-ci (Figure 107-d).



Figure 107 : Gisement de fer d'Angustias dans l'unité des métacarbonates supérieurs.

Entrée de mine et minéralisation pervasive plus ou moins oblique à la foliation métamorphique. b-c-) Minéralisation sécante sur la fabrique métamorphique des métacarbonates. d) Fractures à veines de quartz sécantes sur la foliation ayant servi de drain pour la minéralisation (échantillons analysés pour les inclusions fluides).

V - 2.4.1.2. *Pétrographie et chimie*

Ces minéralisations en fer présentent également des pseudomorphoses de minéraux à section de type parallélogramme. Dans ce cas, il ne s'agit pas d'épigénie en hématite comme on a pu le voir dans les gisements précédents mais sous forme d'hydroxydes de fer : goethite ou limonite (Figure 108). Ces minéralisations échantillonnées en surface ont pu être davantage transformées par des conditions supergènes récentes à la différence des échantillonnages en mine. Soit l'hématite a été totalement transformés en goethite et limonite soit il y avait un carbonate porteur de fer transformé en hydroxydes de fer sans passer par un stade hématite.

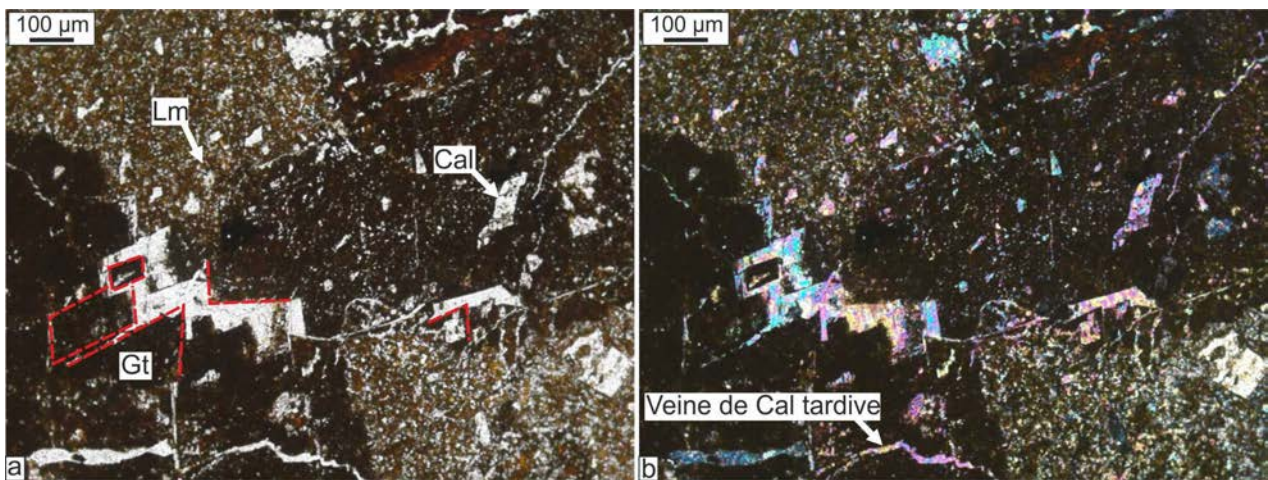


Figure 108 : Minéralisations de fer dans les métacarbonates de la mine d'Angustias.

(a) en LPNA (b) en LPA ; Goethite (Gt) dans des minéraux losangiques et limonite (Lm) très poreuse. Les veines de calcite (Cal) recoupent les formes de type rhomboédres.

Les données sur roche totale des zones enrichies en fer et de l'encaissant sain sont représentées sur la Figure 109. Les éléments traces se regroupent plus ou moins bien sur une droite ayant un facteur x 1.8 par rapport à une droite de référence de pente 1 (Figure 109).

Les spectres de terres rares montrent la même forme que les spectres précédents, les éléments traces et les terres rares sont très peu mobiles et probablement hérités de la roche encaissant. On constate une légère anomalie négative en Ce qui peut être le témoin de l'altération supergène subit par ce gisement (Kato *et al.*, 2006).

Les minéralisations de fer présentent de nombreux enrichissement en As, Cu, Mo, Zn, SiO₂, Fe₂O₃ et des appauvrissements en Sr et CaO (Figure 109 et Annexe 8) par rapport à l'encaissant sain.

Le fluide minéralisateur apporte des éléments métalliques en plus du fer, mais aussi de la silice, par contre il permet la perte de Ca, il transforme donc les anciens carbonates en un autre minéral qui actuellement est totalement transformé en hydroxydes de fer.

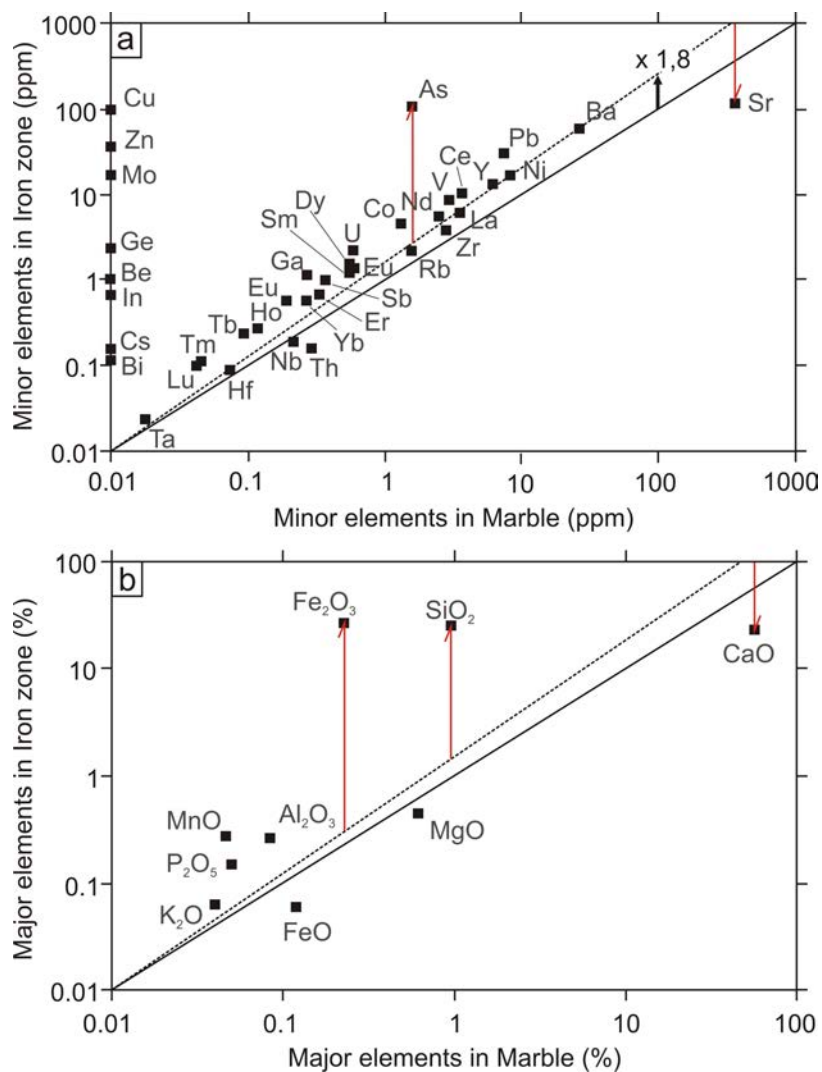


Figure 109 : Diagrammes des concentrations en éléments mineurs (ppm) et majeurs (%) sur roche totale dans l'encaissant de métacarbonates et dans les zones de fer (mine d'Angustias).

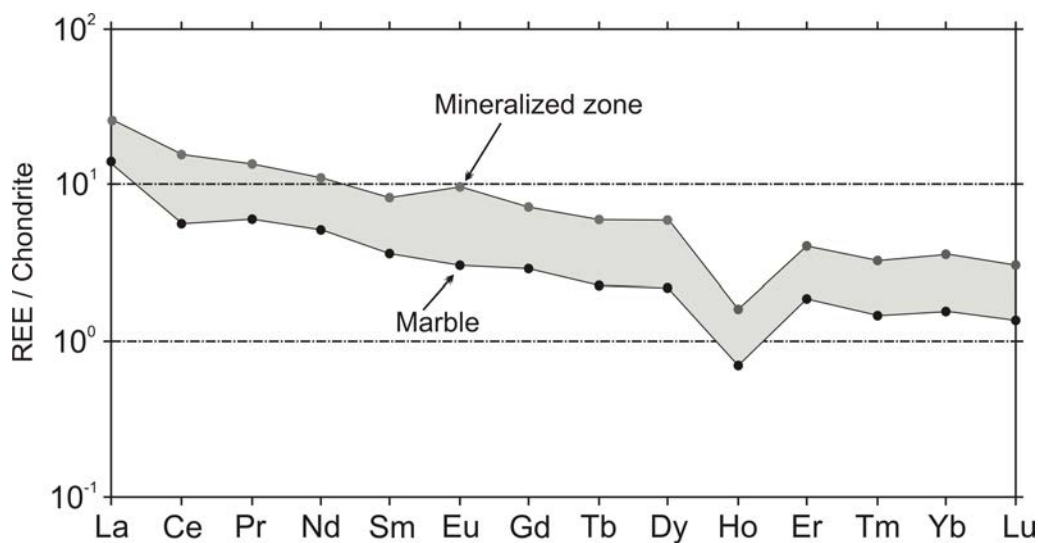


Figure 110 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites pour les roches totales de la zone enrichie en fer et l'encaissant sain (mine d'Angustias).

V - 2.4.1.3. Données d'inclusions fluides

Des veines de quartz parallèles et sécantes à la schistosité ont été analysées (chapitre IV - 6, page 172). Les veines de quartz non plus transposées dans la schistosité mais sécantes à celle-ci, sont donc plus récentes dans l'histoire métamorphique du massif et ont donc pu enregistrer une histoire de paléocirculation plus simple (chapitre IV - 6, page 172). Ces veines de quartz sécantes ont parfois servi de drain à la minéralisation (Figure 107-d). Leur présence au sein d'une zone minéralisée pouvait permettre d'espérer y rencontrer des inclusions fluides liées au fluide minéralisateur. On distinguera donc l'analyse des inclusions fluides dans les veines de quartz transposées et celles des veines sécantes. Pour rappel, dans la mine de Bédar située plus bas, il a pu être observé l'association entre quartz sécant et la formation de pyrite (Figure 114).

Les quartz des veines transposées dans la foliation présentent des recristallisations qui sont recoupées par des chemins de PIF transgranulaires (Figure 74) correspondant à des microfissures plus récentes que la transposition de la veine. Les fluides présents dans les PIF sont de deux types : (i) triphasées aqueuses (L+V+H) (Figure 74) et (ii) biphasées aquo-carboniques (Figure 74). La petite taille des inclusions n'a pas permis d'aller plus loin dans l'analyse de ces fluides mais il est néanmoins notable que ces microfissures tardives présentent à la fois des saumures et des fluides aquo-carboniques comme dans le cas d'une cristallisation en zone transtensive au sein de la zone de cisaillement en contexte schistes verts (chapitre IV - 5, page 152)

Les veines de quartz sécantes à la schistosité des métacarbonates (Figure 107-d) montrent notamment la cristallisation de quartz sub-automorphes, non déformés ainsi que de la goethite (Figure 75). Les quartz contiennent des PIF transgranulaires avec des inclusions fluides aqueuses très petites (3-5 μm) triphasées (L+V+H) (chapitre IV - 5, page 152).

V - 2.4.2. Les mines au Nord d'El Chive

Ces mines se situent dans la Sierra d'Altaya à l'ouest (Figure 83). Elles concernent une unité de marbres blancs alternant avec des bandes de metabasites (ancien système filonien de roches basiques liées au rifting jurassique?). Ces marbres reposent sur une unité de metabasites plus massive à la base mais voient également le développement d'autres niveaux de metabasites moins épais au sommet. Des gisements de fer qui y ont été exploités semblent fortement liés à la présence de failles normales sécantes sur les structures métamorphiques alpines (Figure 111-a-b).

Les gisements semblent développés de manière pervasive dans les marbres à proximité des metabasites basales ainsi que le long de discontinuités tectoniques (Figure 111-a). Cette distribution correspond en quelque sorte à l'image en modèle réduit de la Figure 111-c.

Il est notable que les metabasites sont recoupées par 3 types de structures :

i) des filons plutôt de type épidote albite quartz classiquement retrouvés dans les différents niveaux à metabasites de la zone, quelle que soit leur position structurale (chapitre IV - 2, page 103).

ii) des filons d'hématite bien cristallisée (spécularite en petites tablettes) (Figure 111-d).

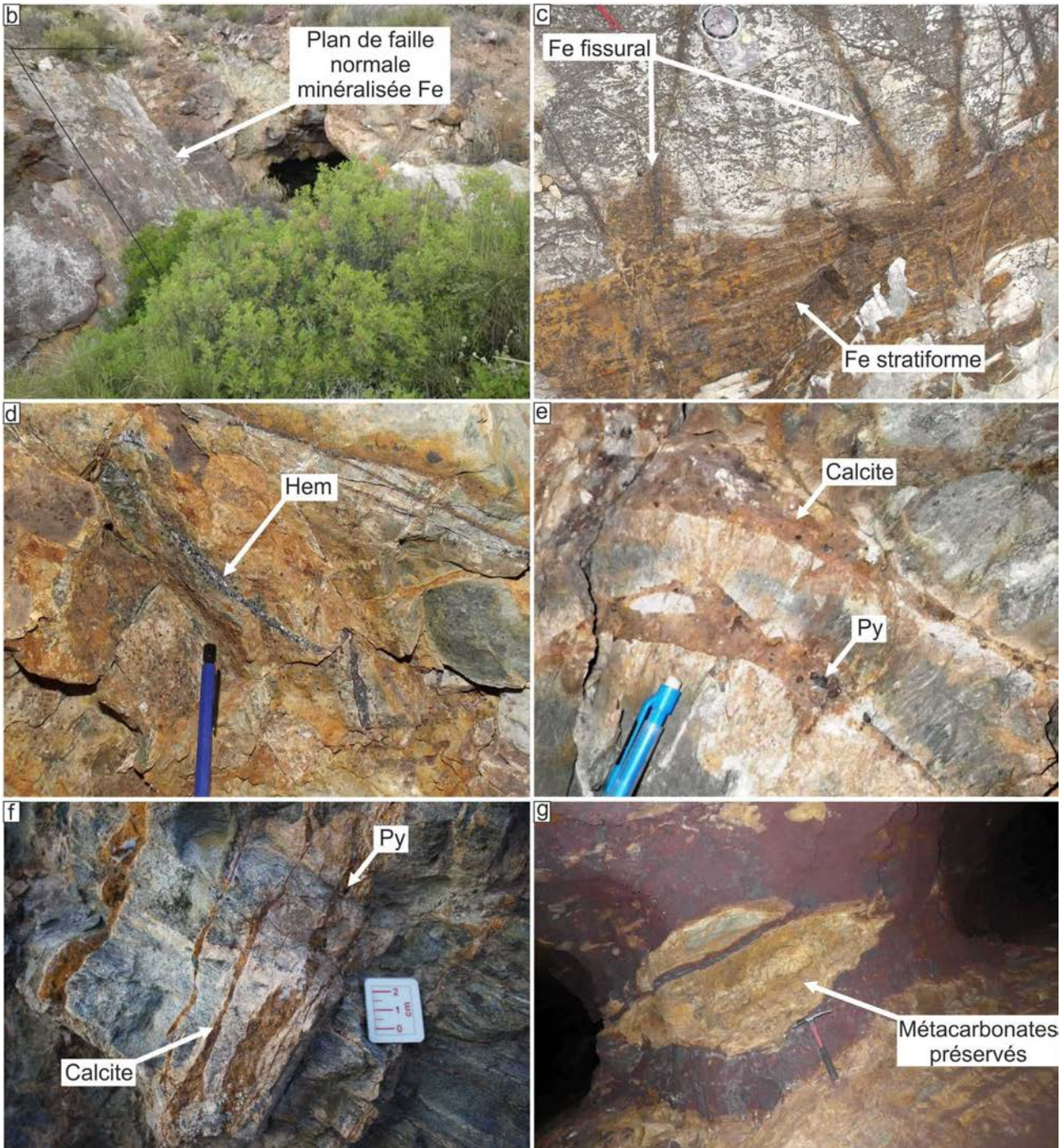
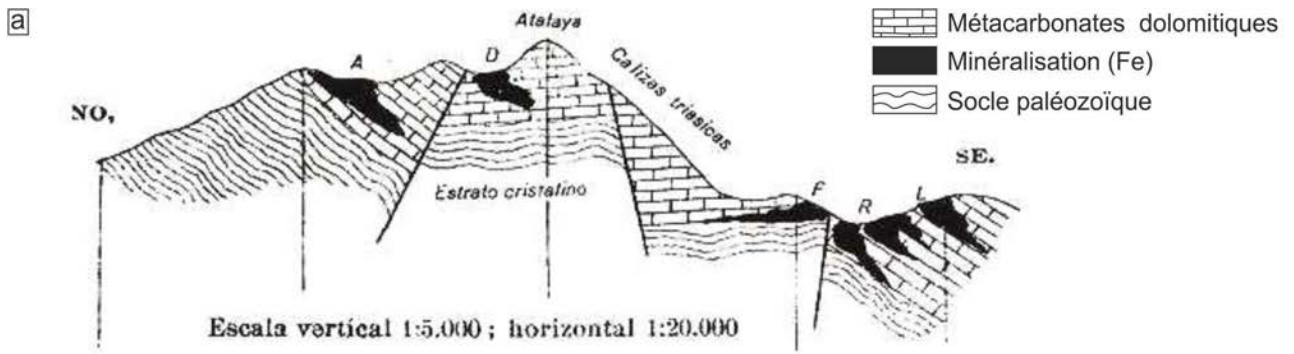
iii) des filons plutôt sub-méridiens à carbonates et pyrite (Figure 111-e-f). La pyrite est oxydée lorsqu'elle est prise dans une première calcite blanchâtre mal cristallisée, mais apparaît non oxydée lorsqu'elle est prise dans une calcite plus cristalline en gros cristaux qui semble l'avoir protégée de la pénétration plus tardive de fluides oxydants.

Dans la mine stricto-sensu, les minéralisations se développent dans des marbres plus ou moins calcitiques et à la différence de la Pobreza, les formes amygdalaires ne correspondent pas à des structures métamorphiques enrichies en oxydes de fer (Figure 88-b), mais au contraire à des amandes préservées de la minéralisation pénétrative (Figure 111-g).

A ce stade de l'étude, ces gisements n'ont pas été analysés en détail car ils affectent une unité tectono-métamorphique qui semble différente de la série concernée autour de Bédar, mais les processus de remobilisation du fer sous forme filonienne au sein des schistes à metabasites pourraient traduire un des moteurs importants de mobilisation à l'origine de gisements dans la région, d'autant plus que de tels filons d'hématite spéculaire ont pu être observés aussi dans les leucogneiss situés sous le gisement de la Pobreza (Figure 87-d-e).

Figure 111 : Gisement de fer sur faille normale recoupant les marbres de la Sierra Altaya

a) Coupe minière d'après d'après Guadiola & Sierra (1925) et communication personnelle Juan Antonio Soler. b) puits ou galeries creusées en suivant le miroir de faille. c) Minéralisations concentrées (noires) sur fractures et diffusions stratiformes (orange). d) Filons d'hématite en paillettes sécant sur les metabasites situées en position inférieure au gisement. e) Filons à calcite et pyrite oxydée sécants sur les schistes à metabasites. f) Filons sécants (N-S) à quartz, calcite et pyrite oxydée recoupant les metabasites. g) Formes amygdalaires de métacarbonates non totalement transformés par la minéralisation de fer.



V - 3. DISCUSSION SUR LES MINÉRALISATIONS FERRIFÈRES DE LA SIERRA BÉDAR

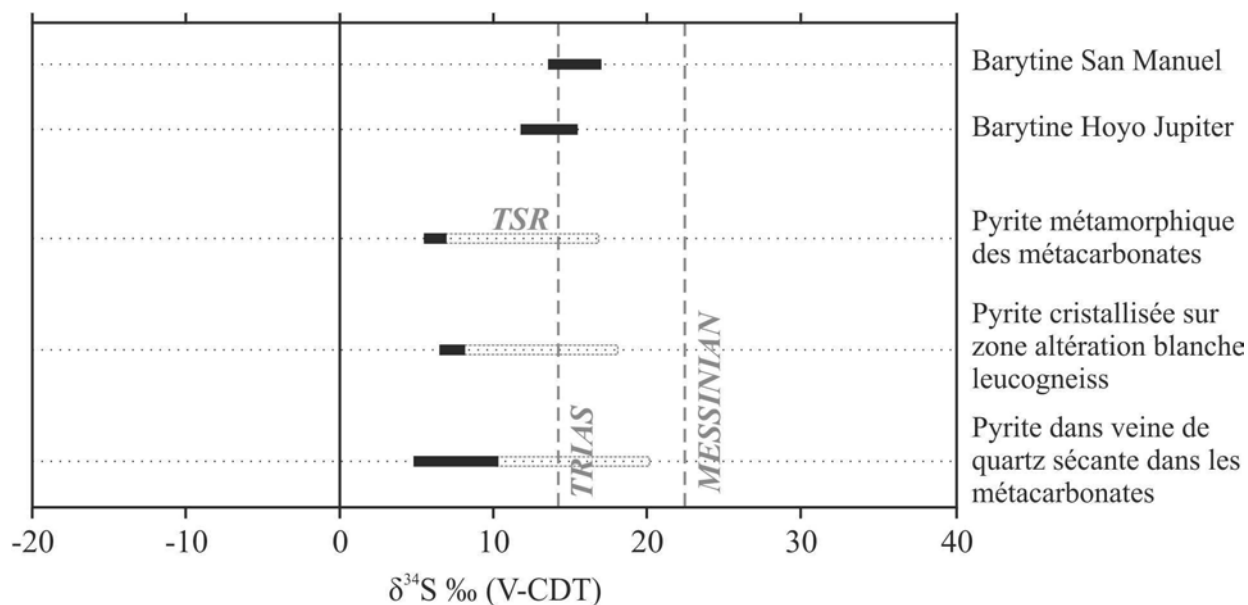
V - 3.1. Origine et mobilité des éléments

V - 3.1.1. Analyses $\delta^{34}\text{S}$

Des analyses $\delta^{34}\text{S}$ ont été effectuées soit sur des pyrites, avant leur oxydation en hématite, soit sur les barytines systématiquement associées aux minéralisations de fer sur les zones affectées de structures cassantes minéralisées. Les pyrites ont été retrouvées dans différentes positions, soit de manière diffuse en petits cristaux soit parfois sous forme de cristaux centimétriques (Figure 114-a) dans les métacarbonates de Bédar. Dans ce cas, il s'agit de pyrites associées à la fabrique métamorphique. Des pyrites plus tardives ont pu être observées de manière sécante à la foliation en association avec du quartz dans les filons de quartz V-B (chapitre IV - 4, page 123) affectant le leucogneiss (Figure 114-c), dans des plans de fracture parallèles affectant cette même roche (Figure 114-d) mais aussi dans des quartz recoupant la fabrique métamorphique des métacarbonates de la mine de Bédar (Figure 114-b).

Les barytines de San Manuel et d'Hoyo Jupiter présentent un $\delta^{34}\text{S}$ de 13.4 à 17.2 ‰_{V-CDT} (n=3) et 12.6 à 14.9 ‰_{V-CDT} (n=3) respectivement (Figure 112). Cette gamme de $\delta^{34}\text{S}$ des barytines est comparable au $\delta^{34}\text{S}$ des sulfates de l'eau de mer du Trias (Claypool *et al.*, 1980) (Figure 112). Les pyrites métamorphiques dans les métacarbonates calcitiques présentent des $\delta^{34}\text{S}$ entre 5.6 et 6.8 ‰_{V-CDT} (n=2). Les pyrites retrouvées dans les veines de quartz recoupant les métacarbonates minéralisés présentent des $\delta^{34}\text{S}$ entre 5.2 et 9.4 ‰_{V-CDT} (n=2) et les pyrites cristallisées dans les zones blanchies des leucogneiss affectés par un réseau de diaclases présentent un $\delta^{34}\text{S}$ entre 6.4 et 7.3 ‰_{V-CDT} (n=2) (Figure 112).

Les pyrites métamorphiques dans les métacarbonates et les pyrites présentes dans un réseau sécant sur la fabrique métamorphique (associées ou non à du quartz) présentent une signature en soufre identique. Cette signature, si la source du soufre est à chercher dans les sédiments métamorphisés, est probablement due à un processus de "thermal sulfate reduction" (TSR). Ce processus a la capacité de diminuer le $\delta^{34}\text{S}$ du soufre original d'environ 10‰ (Figure 112). Cela donnerait des $\delta^{34}\text{S}$ du soufre original variant entre 15 et 20 ‰_{V-CDT} dans la même gamme que les valeurs obtenues pour la barytine, voire légèrement supérieures. Un âge triasique du soufre à l'origine de ces pyrites est donc possible. Les pyrites sécantes à la fabrique des métacarbonates et des leucogneiss sont donc possiblement issues d'une remobilisation de soufre triasique.

Figure 112 : $\delta^{34}\text{S}$ de sulfates et sulfures provenant de différents sites étudiés.

V - 3.1.2. Comparaison des analyses chimiques avec le gisement d'Alquife

Pour rappel, les publications de Torres-Ruiz (1983, 2006) identifient plusieurs types de minéralisations dans les deux gisements de la zone de Marquesado dont principalement un assemblage d'hématite spéculaire et de magnétite marmatitisée sur Las Piletas et des sidérites supposées transformées en hématite sur Alquife. Les deux zones de gisements présentent certaines similitudes à la fois du point de vu de la pile métamorphique impliquée que des minéralisations rencontrées, hormis les magnétites qui ont été davantage mises en évidence sur le gisement d'Alquife, notamment grâce à la présence de sondages carottés. Afin de comparer un peu les deux zones, des échantillonnages ont été réalisés sur place dans des zones enrichies en oxydes de fer dans la partie superficielle de la mine d'Alquife. La Figure 113 présente la composition en éléments mineurs et majeurs des gisements de Bédar normalisés à la composition chimique du niveau enrichi en fer d'Alquife.

Les gisements de la zone de Bédar sont globalement plus riches en éléments notamment en baryum même si quelques barytines ont été décrites pour le gisement d'Alquife (Torres-Ruiz, 1983). Deux valeurs plus négatives en Ba apparaissent pour les minéralisations de la Pobreza et de la brèche minéralisée d'Hoyo Jupiter. Ces résultats illustrent un phénomène de lessivage lié à la phase de minéralisation en fer. Sur la Pobreza, la teneur en Ba chute entre l'encaissant et la zone minéralisée (Figure 92). Dans la brèche minéralisée d'Hoyo Jupiter, la teneur en Ba est globalement plus faible dans l'encaissant puisque l'on observe malgré tout un enrichissement dans la zone minéralisée (Figure 104), mais cette valeur reste inférieure à celle de la zone minéralisée d'Alquife. Cet enrichissement aboutit néanmoins à la cristallisation de barytine en fissures plus tardives dans certaines zones de la brèche minéralisée d'Hoyo Jupiter

Hormis ces deux valeurs plus basses, les teneurs en Ba sont plus élevées sur les gisements de San Manuel et d'Angustias.

Parmi les autres éléments plus abondants, les valeurs de SiO_2 , Fe_2O_3 sont peu représentatifs car fortement dépendant de la roche initiale et de l'intensité de la minéralisation. En revanche, il est notable que les gisements associés à un développement fissural (mixtes ou type Angustias) présentent des teneurs plus élevées en métaux tels que As, Cu, Mo, Pb, Zn et en Terres Rares telles que Pr et Ta. Hormis les Terres Rares, il est notable que les trois pics principaux de Ba, Cu et Pb correspondent aux métaux des minéralisations superficielles rencontrées dans la zone d'El Pinar (chapitre V - 4, page 247). L'anomalie positive en Eu décrite par Torres-Ruiz (2006) sur les hématites spéculaires et sur la sidérite des gisements de Marquesado n'ont par contre pas été retrouvées dans l'échantillon prélevé sur place.

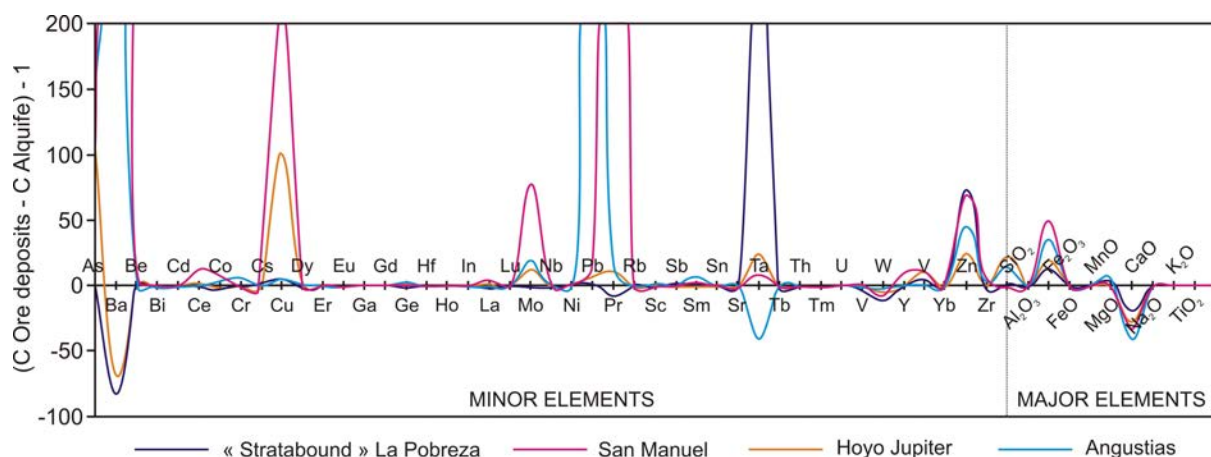


Figure 113 : Diagrammes des concentrations en éléments mineurs (ppm) et en éléments majeurs (%) des analyses de cette étude normalisées par rapport aux concentrations d'une zone minéralisée en oxydes de fer du gisement d'Alquife.

V - 3.1.3. Indices de mobilisation de fer à travers la pile métamorphique de Bédar

Avant d'aborder la discussion finale sur les différentes hypothèses de mise en place des gisements il peut être utile d'évaluer les évidences de mobilisation du fer par rapport à l'histoire métamorphique de la Sierra Bédar.

Les marqueurs recherchés sont la déstabilisation de minéraux porteurs de fer et l'apparition de nouvelles phases minérales porteuses de fer au cours du métamorphisme et la mise en évidence de fer dans les paléocirculations de fluide soit dans les inclusions fluides soit sous la forme de cristallisation de minéraux ferrifères dans des positions structurales spécifiques. En démarrant par le haut de la pile métamorphique, si l'on fait abstraction des minéralisations d'oxyde de fer abondamment décrites dans ce chapitre, on peut noter que des premiers exemples de mobilisation de fer (sous forme Fe^{2+}) sont visibles au sein des métacarbonates calcitiques où l'on peut trouver les pyrites à la fois dans la fabrique métamorphique (Figure 114-a) et dans des veines de quartz

recoupant la fabrique métamorphique (Figure 114-b). Ensuite, les zones de métamorphisme rétrograde de type schiste vert associées à la zone de cisaillement impliquant les gisements constituent un second indice de premier ordre avec la destruction de la biotite au profit de la chlorite et l'apparition d'épidote. Ce niveau majeur de chloritisation des biotites et d'apparition de minéraux du cortège albite-épidote correspond à une zone de détachement affectant le sommet des unités leucogneissiques jusqu'à la base des unités métacarbonatées sommitales (chapitre IV - 5 page 152). Des fluides aquo-carboniques enregistrés dans des quartz contemporains du métamorphisme schiste vert de la zone de détachement (associés à de l'albite et de l'épidote) sont riches en fer (de l'ordre de 3000ppm) (chapitre IV - 5.4.3, page 162). Au toit des gneiss sains, à proximité de cette zone de cisaillement, un réseau de veines de quartz et de fractures liées à une direction d'extension globalement E-W est associé à des zones d'altération blanche (chapitre IV - 4, page 123). Ces fractures ont non seulement permis la circulation d'un fluide ayant déstructuré les biotites mais aussi permis l'apparition de pyrite, soit dans les veines de quartz (Figure 114-c), soit entre les épontes des fractures (Figure 114-d). Les fluides piégés dans ces quartz indiquent des saumures issues de la dissolution des évaporites du Trias. Ces inclusions fluides révèlent des enrichissements en métaux dont notamment le fer avec des valeurs atteignant cette fois les 6000ppm (chapitre IV - 4, page 123). Pour rappel, un exemple de filon d'hématite (spécularite) sécant sur la fabrique mylonitique de ces leucogneiss a également été observé sous le gisement de la Pobreza (Figure 87-d-e) et traduit une circulation plus superficielle en relation avec un décollement gravitaire principal à cinématique top-vers-l'est.

Ces premiers résultats montrent l'existence de mobilités de fer synchrone au métamorphisme schiste vert de la zone des mines de fer ou bien de manière plus localisée en position sécante sur les fabriques métamorphiques présentant encore des biotites saines dans les unités du mur sous la zone de cisaillement.

En dessous structurellement des leucogneiss en direction d'El Marchal (Figure 29) apparaissent des schistes gris à grenats rouges et métacarbonates reposant sur des serpentinites ayant préservé des magnétites. Ils sont en contact tectonique avec des niveaux de metabasites contenant des vestiges d'éclogites. Ces metabasites sont intensément plissées et montrent des associations minérales à albite chlorite épidote indiquant un métamorphisme rétrograde de type schiste vert. Elles présentent des minéralisations en position tectonique plus tardive recoupant les charnières de plis, mais sous forme de veines à déformations toujours ductiles. Ces minéralisations présentent des associations à magnétite-ilménite-hématite-albite observées dans des veines de quartz partiellement transposées (Figure 37). Les quartz contiennent des fluides sous forme de PIF transgranulaires qui sont des saumures riches en Fe (8000 ppm). On retrouve des veines d'hématite- albite encore plus

clairement sécantes sur la foliation métamorphique vers la base des unités à metabasites (Figure 114-e), à proximité du chevauchement (détachement) d'El Marchal (Figure 29).

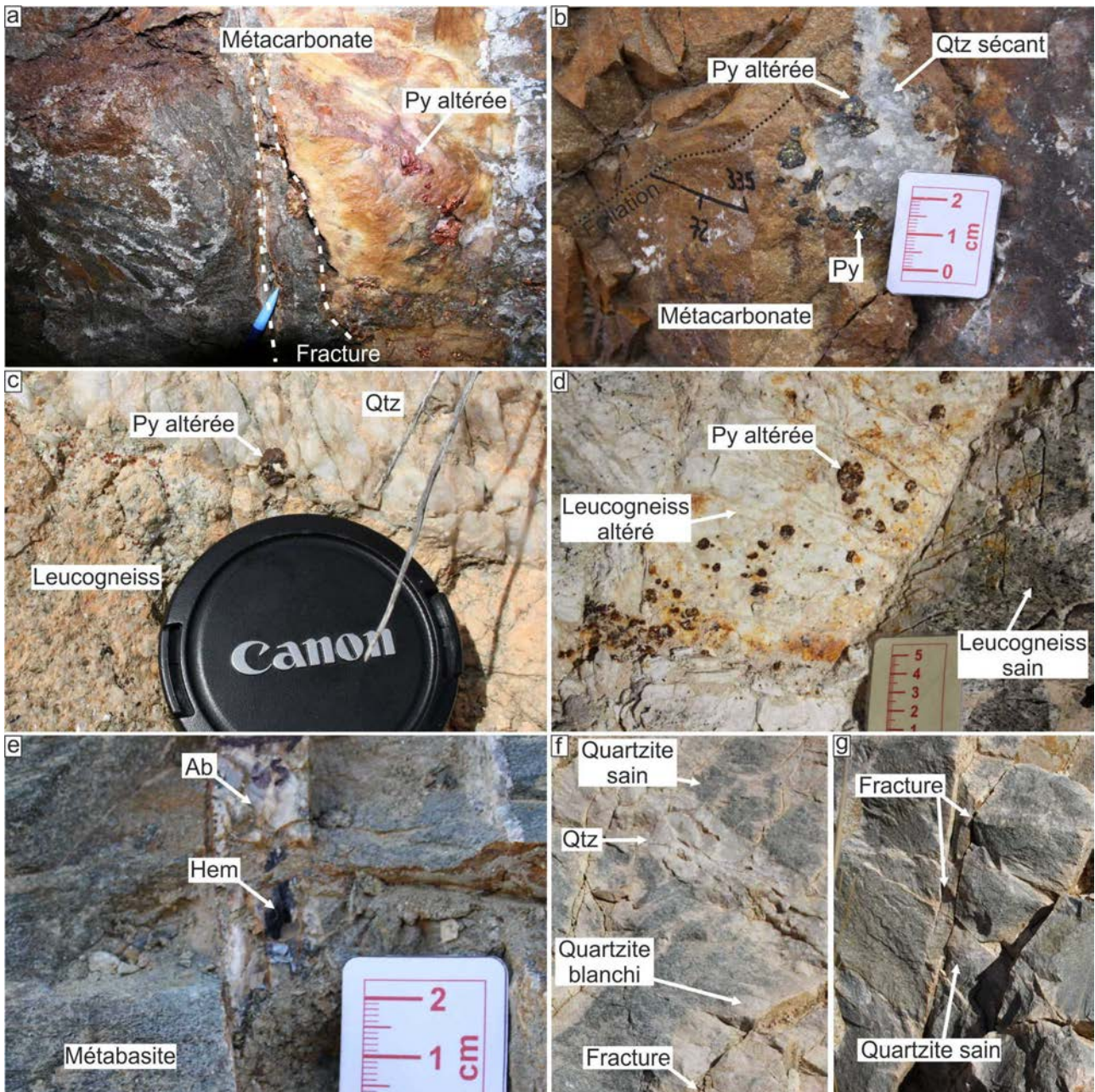


Figure 114 : Indices de mobilisation de fer dans la pile métamorphique de la zone Lubrín - Bédar.

a) Pyrite métamorphique oxydée via le réseau de fractures dans métacarbonates de Bédar. b) Veine de pyrite et quartz sécante sur la schistosité des métacarbonates de Bédar. c) Veine de quartz et pyrite parallèle à la schistosité des leucogneiss. d) Zones d'altérations blanches sur un réseau de diaclases dans les leucogneiss au sud de Bédar avec la cristallisation de pyrite. e) Veines à hématite-albite sécantes dans les metabasites. f) Zones de quartzites blanchis sur réseaux de fractures. g) Réseaux de fractures sans blanchiment.

Plus à l'ouest, pour rappel, les metabasites sont situées sous les gisements de fer au nord d'El Chive. Elles y sont recoupées à la fois par des filons de calcite contenant des pyrites et par des filons de spécularite (Figure 111).

Enfin, les derniers indices de mobilités du fer qui ont été relevés proviennent des niveaux de quartzites présents vers le sommet de l'unité de Calar-Alto dans la région de Lubrín. On y observe localement une zone d'altération blanche (Figure 114-f) (non météorique) (Figure 114-g) traduisant une perte des minéraux comme la muscovite, l'épidote et la chlorite par rapport à l'encaissant sain. Cela traduit la mise en circulation d'éléments tels que Fe_2O_3 et MgO . Cette circulation a eu lieu de manière plus tardive par rapport au métamorphisme type schistes verts enregistré par ces quartzites comme l'indiquent les observations décrites dans le chapitre IV - 1, page 88.

V - 3.1.4. Cas particulier de la barytine dans la minéralisation

La séquence paragenétique de ces gisements serait la suivante : primo-minéral à section en forme de parallélogramme (dolomite+/- ferrifère ou sidérite ? ankérite ? magnétite ?) pseudomorphosée en hématite puis cristallisation de barytine et calcite. La goethite/limonite semble intervenir plus tardivement lors de l'altération supergène. Dans toute cette zone, la barytine est systématiquement spatialement associée aux minéralisations de fer mais apparaît en fin de séquence de cristallisation. On observe des taux de Ba relativement élevés dans certains métacarbonates (ex : 890 ppm pour l'encaissant de la Pobreza) mais qui peuvent être associées à des chutes de Ba dans la zone minéralisée stratiforme associée du même gisement (Figure 92). A l'inverse, on identifie des niveaux de métacarbonates plus pauvres en Ba mais avec un enrichissement dans la zone minéralisée comme dans le cas de la brèche minéralisée en fer d'Hoyo Jupiter (Figure 113). La mobilité du Ba est donc non négligeable au travers de la pile de carbonates jusqu'à aboutir au développement de barytine dans certaines zones minières (Figure 102-d; Figure 97). L'exemple de la Pobreza suggère que la mise en solution du Ba pourrait être liée au fluide minéralisateur à l'origine au moins des premières concentrations de fer. Les fluides peuvent s'être enrichis en Ba par altération par exemple des feldspaths dans les leucogneiss ou bien aussi à partir des métacarbonates encaissant. La précipitation de la barytine, qui est sécante à la fabrique métamorphique, se fait donc à un stade relativement tardif où le Ba en solution rencontre du soufre disponible pendant ou après la phase oxydante ayant donné naissance aux hématites. Se pose donc la question de l'origine du soufre pour former cette barytine.

Les cubes de halite préservés dans certaines inclusions primaires des barytines pourraient traduire la présence de saumures, à moins qu'il ne s'agisse de surconcentrations postérieures suite à la perte de fluide par fuite de l'inclusion. La source du soufre pourrait alors provenir de fluides sulfatés issus des niveaux évaporitiques ayant donné les saumures secondaires retrouvées dans bon

nombre d'inclusions fluides dans la pile métamorphique de la Sierra Bédar (chapitre IV). Le $\delta^{34}\text{S}$ des barytines de San Manuel et d'Hoyo Jupiter suggère une origine du soufre compatible avec des roches d'âge triasique. Autre hypothèse, la source de soufre pourrait provenir des pyrites présentes dans les métacarbonates. Celui-ci pourrait avoir été libéré au moment de la transformation des pyrites en hématite par un fluide oxydant. La libération de soufre pourrait alors avoir permis la formation de barytine à un stade tardif de la minéralisation et uniquement dans les zones oxydées d'où l'absence de barytine dans les encaissants sains.

D'une manière générale, la barytine a été rencontrée dans tous les gisements associés à de la déformation cassante, possiblement décrochante dans la mine San Manuel où une bande minéralisée en barytine semble développée à l'aplomb d'un plan de faille N150°, verticale, avec deux générations de stries aux pitchs variant entre 20 et 70°S (Figure 97-c-d).

Cartographiquement, la zone présentant des minéralisations de barytine associées aux minéralisations de fer se retrouve dans une bande tectonique NNE-SSW passant par les mines Carabinera, Sagunto, San Manuel, Hoyo Jupiter. Un peu de barytine a également été détectée en association avec la minéralisation ferrifère (Figure 94) dans la zone faillée limitant la mine de la Pobreza à l'ouest au niveau d'une faille subméridienne (Figure 83).

V - 3.2. Discussion sur les différents modèles de mise en place

V - 3.2.1. Données issues des minéralisations observées dans la Sierra Bédar

La minéralisation de fer dominante des différentes mines de la zone de Bédar est de type hématitique, parfois de type spéculaire (Figure 90-f) mais le plus souvent en imprégnation dans les carbonates où des sections en forme de parallélogrammes (Figure 90-e) suggèrent le rôle de minéraux automorphes à un certain stade de la minéralisation. Il pourrait s'agir de sections d'hématite de haute température avec des formes cristallines s'apparentant à des rhomboèdres (système trigonal) mais les textures internes semblent relativement différentes de celles des hématites spéculaires et suggèreraient davantage des pseudomorphoses d'autres minéraux déjà porteurs de fer tels que des vestiges de sidérite/ankérite ou bien de magnétite (Figure 82). Autre hypothèse moins classique, il pourrait s'agir d'une minéralisation d'hématite développée sur une maille cristalline d'un carbonate quelconque, auquel cas, la source principale de fer serait allochtone. Jusqu'à présent les analyses réalisées au MEB n'ont pas permis de distinguer des cœurs préservés d'un autre minéral, seule l'hématite et des hydroxydes de fer ont pu être identifiés.

Sachant que le fer est surtout mobile sous forme réduite, l'interprétation la plus simple est d'imaginer une primo cristallisation de carbonates porteurs de fer avant l'oxydation. Pour les hématites spéculaires, soit le fer est contemporain du fluide oxydant soit il est capté a posteriori dans des carbonates ferrifères mis en place lors d'une primo-circulation d'un fluide réducteur.

Dans l'hypothèse alternative où ces formes rhombiques résulteraient d'une minéralisation épousant une maille cristalline d'un carbonate non ferrifère quelconque, calcitique ou dolomitique, le fer aurait été véhiculé en même temps que le passage du fluide oxydant. On peut ainsi évoquer l'hypothèse d'une minéralisation produite dans une zone de mélange entre un fluide réducteur chargé en fer et un fluide oxydant engendrant alors une précipitation directe d'oxydes de fer, soit sous formes automorphes de spécularite, soit en cristallisation à partir de carbonates hôtes quelconques de la roche encaissante.

A ce titre, l'exemple de la minéralisation dans le gisement stratiforme de la Pobreza est intéressant. La zone préservée de la minéralisation oxydante principale révèle la présence de dolomites constituées d'un cœur formé d'un patchwork de dolomite légèrement ferrifère (2%) et de calcite magnésienne, le tout entouré d'une bordure de surcroissance de dolomite non-ferrifère (Figure 89-c-d). La frange parfaitement cristallisée de dolomite pourrait traduire l'existence d'une phase de dolomitisation antérieure à la minéralisation. Cela a également été relevé dans la zone d'Hoyo Jupiter où une circulation de fluides magnésiens a engendré des brèches par dissolution et fluage avant la précipitation locale de surcroissances de dolomite. La brèche est ensuite fréquemment imprégnée d'oxydes de fer.

Dans l'exemple de la Pobreza, l'interprétation proposée est une destructuration de la dolomite ferrifère associée à une oxydation ayant alors donné naissance d'un côté à de la calcite magnésienne et de l'autre côté à de l'hématite. Des formes similaires apparaissent dans la zone fortement minéralisée mais la quantité d'hématite y est alors incompatible avec une source à seulement 2% de fer.

Deux hypothèses sont alors possibles :

- i) soit l'oxydation épouse une paléozonation entre une zone de sidérite passant à une zone de dolomite ferrifère et l'abondance d'hématite localisée est due à cette hétérogénéité initiale
- ii) soit la minéralisation est liée à un apport extérieur de fer qui a davantage pseudomorphosé les dolomites ferrifères dans une zone de paléocirculation restreinte à un front de propagation du fluide minéralisateur au-delà duquel le phénomène est moins exacerbé et donc décryptable.

N'ayant pas mis en évidence de cœurs sidéritiques non transformés jusque là, il n'est pas possible de conclure. Néanmoins, il est notable que dans l'exemple des brèches minéralisées d'Hoyo Jupiter on observe une zonation inverse (Figure 103). L'hématite domine l'ensemble de la roche sauf dans des formes à section rhombiques qui sont cette fois-ci seulement transformées en limonite lors de l'altération supergène. Les exemples de minéralisation au sein de cette brèche nous indiquent également que la concentration en hématite est un phénomène en partie aléatoire puisque des zones ne sont pas minéralisées et d'autres le sont fortement alors que le phénomène de fluage et de dissolution a rebattu les cartes d'une éventuelle organisation minérale préalable contemporaine de la

sédimentation ou de la fabrique ductile. Cette observation plaide davantage pour des fronts de minéralisation dans les zones plus poreuses créées par les phénomènes de dissolution. S'il est alors nécessaire d'imaginer une primo-cristallisation de carbonate de fer préalable à la formation d'hématite, force est de constater qu'elle n'a alors pas laissé de formes cristallographiques particulières. A contrario, les formes rhombiques non transformées pourraient révéler les zones recristallisées précocement en dolomite qui auraient alors été protégées de cette percolation dans la matrice calcitique poreuse et auraient ainsi pu échapper à l'hématitisation. L'hypothèse d'une cristallisation directe d'hématite sans passer par un stade sidéritique n'est donc pas à exclure.

V - 3.2.2. Rappels sur les hypothèses de mise en place des gisements

Afin d'aller plus loin dans la discussion il convient de rappeler les différentes hypothèses de mise en place des gisements de fer dans les unités du complexe nevado-filábride (cf. Chapitre V - 1, page : 179).

- Les accumulations d'hématite et de magnétite dans des séries détritiques fluviales du Norien (Trias supérieur) du domaine pré-bétique et sub-bétique correspondent à des événements volcano-sédimentaires plutôt basaltiques (Pérez-Lopez *et al.*, 2012). Ces dépôts se situent au-dessus de niveaux évaporitiques du Keuper et en dessous de niveaux carbonatés parfois dolomitiques. Il est envisageable que ces niveaux sédimentaires soient aujourd'hui impliqués tectoniquement dans la zone de Bédar dans la zone de cisaillement séparant les unités de leucogneiss au mur des unités métacarbonatées supérieures au toit. Dans ces exemples de pré-concentrations de fer préservées dans la zone externe, il est notable que les carbonates sus-jacents n'ont pas été transformés en sidérite ou ankérite.
- Les gisements d'Alquife et de Lucainena de las Torres par exemple présentent des niveaux à sidérite à la base. Les premières interprétations considéraient que ces carbonates de fer avaient été mis en place en domaine lagunaire avec des concentrations possiblement exacerbées pendant la diagenèse précoce au Trias (Gerzat, 1979, Torres-Ruiz, 1983). Les zones à oxydes de fer situées plus proches de la surface étaient alors interprétées comme des zones d'altération supergène. Suite à des études géochimiques, Torres-Ruiz (2006) concluent finalement à une origine métasomatique pour les sidérites du gisement d'Alquife et abandonne l'hypothèse d'une origine sédimentaire au profit de circulation de fluides hydrothermaux au Trias en relation avec des intrusions granitiques contemporaines (Figure 80). Par ailleurs, les leucogneiss connus dans les Nevado-Filábride sont plutôt considérés d'âge hercynien et non pas d'âge triasique (chapitre IV - 4, page 123), d'où une apparente incohérence dans l'interprétation.

- Pour le gisement de las Piletas, Torres-Ruiz (2006) conclue à une origine hydrothermale du fer en relation avec des gisements de type SedEx au Trias avant une remobilisation pendant le métamorphisme alpin. Ce gisement présente actuellement une dominance de spécularite plus des magnétites en moindre proportion. Ces assemblages minéraux sont proches de ceux décrits dans les assemblages volcano-sédimentaires détritiques du Norien décrits par Pérez-Lopez (2012) sans nécessairement avoir besoin d'un impact hydrothermal in-situ. Un tel niveau métamorphisé pourrait éventuellement donner le gisement de Las Piletas après certaines transformations métamorphiques.
- Autre hypothèse non encore proposée jusque là, même si des pré-concentrations de fer sont avérées dans le Norien sédimentaires des zones externes, que la concentration en fer à l'origine des concentrations en gisements dans les métacarbonates des Nevado-Filábride soit directement liée au métamorphisme alpin en relation avec les indices de mobilisation de fer évoqués dans le chapitre V - 3.1.3 page 232.

Afin d'évaluer ces différentes hypothèses il convient de reprendre les points clés.

V - 3.2.3. Critique des différents paramètres des modèles

V - 3.2.3.1. La position des minéralisations par rapport à la déformation syn-métamorphique alpine

Les formes rhombiques observées dans les lames minces dans les carbonates ferruginisés ne semblent pas déformées ductilement, mais peuvent être parfois fracturées par la mise en place de fluides calcitiques (Figure 91-a). S'il s'agissait de primo sidérites anciennes, triasiques, d'origine métasomatique, il serait nécessaire d'envisager au moins une recristallisation statique pendant le métamorphisme alpin, ce que semble proposer Torres-Ruiz sur Alquife (Torres-Ruiz, 1983). Les hématites spéculaires et les formes losangiques ne sont pas déformées ductilement dans les lames étudiées de la Sierra Bédar. Leur stade de croissance s'est opéré après d'éventuels cisaillements tectoniques dans le métacarbonate encaissant. Une autre hypothèse qui ressort de cette étude est une cristallisation de dolomites plus tardives, plus ou moins ferrifères, lors du passage de saumures chargées en magnésium et sous saturées vis-à-vis de la calcite et de la dolomite. On notera notamment la présence de saumures riches en Mg dans toutes les unités métamorphiques de la Sierra Bédar (chapitre IV - 4, page 123). Les premiers effets de dissolution de la calcite lors de la dolomitisation permettent d'expliquer la perte de volume nécessaire observée pour la formation des poches de déstructuration des métacarbonates d'Hoyo Jupiter. La dolomitisation est également reconnue pour favoriser la mise en place de gisement (Merino & Canals, 2011). Ces dolomites (de section rhombique) ont donc pu être le minéral hôte de l'hématite ou au contraire avoir été épargnées par la minéralisation (discussion ci-dessus). Par comparaison, si l'on observe des

exemples de bandes de dolomitisation dans le NW de l'Espagne (Gasparrini *et al.*, 2006), la similitude entre ces morphologies et les bandes de minéralisations de fer sécantes sur la foliation de la mine de San Manuel ou d'Angustias est flagrante (Figure 115).

Dans le gisement de Las Piletas, Torres-Ruiz (2006) décrit des hématites spéculaires plissées ductilement (Figure 79), ce qui indique qu'elles étaient soit antérieures au métamorphisme alpin (hypothèse triasique), soit synchrones de ce métamorphisme. Cette chronologie par rapport à la déformation ductile alpine infirme définitivement une éventuelle origine de l'hématite spéculaire par l'altération supergène (voir chapitre V - 3.2.3.2).

D'autres niveaux minéralisés ont été décrits par Torres-Ruiz (1983) dans le gisement d'Alquife, dont un niveau de schistes (ou de gneiss d'après la figure de l'article) en forage à plus de 300m de profondeur. Cet horizon de près de 4m d'épaisseur présentait une accumulation de pyrite et de magnétite suivant la foliation métamorphique. Il décrit également des veines sécantes à la fabrique métamorphique présentant ce même type d'assemblage minéralogique, ce qui lui donne une position temporelle finalement assez récente par rapport au métamorphisme alpin.

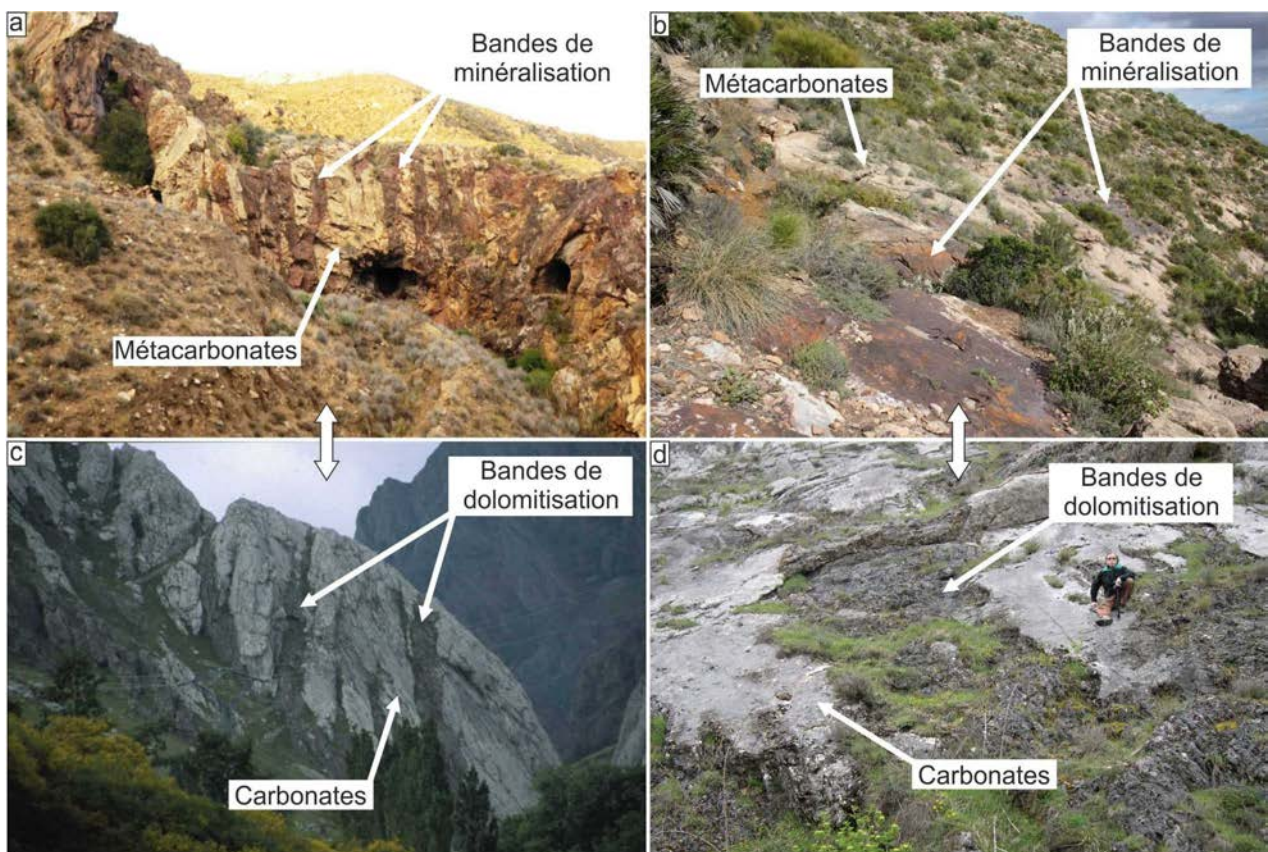


Figure 115 : Comparaison des phénomènes de minéralisation ferrifère (Bédar) et de dolomitisation (NW de l'Espagne)
 a) Bandes de minéralisation de San Manuel. b) Bandes de minéralisations d'Angustias. c-d) Bandes de dolomitisation dans des calcaires carbonifères dans le NW de l'Espagne (Gasparrini *et al.*, 2006).

La présence de minéraux porteurs de fer (hématite, pyrite, magnétite) à la fois pris dans la déformation ductile ou bien en position sécante pourrait indiquer des cristallisations ayant eu lieu finalement au cours du métamorphisme alpin lors de la transition fragile-ductile. On distingue ainsi des phases porteuses de fer sous forme réduite dans des minéraux situés dans différentes positions structurales. Soit ces minéraux sont contemporains du métamorphisme type schiste vert soit ils sont en positions sécantes sur la fabrique métamorphique comme par exemple les veines à magnétite-pyrite d'Alquife, les veines de quartz à pyrite dans les métacarbonates ou les leucogneiss de Bédar et aussi les veines à pyrite-calcite dans les metabasites des mines d'Altaya. On distingue également des indices de minéralisation en contexte oxydant comme les veines d'hématite spéculaire recoupant la foliation du leucogneiss ou des veines de spécularite recoupant la foliation de différents niveaux de metabasite.

V - 3.2.3.2. La zone d'altération supergène

Les travaux de Strakhov (1967) indiquaient déjà que l'altération supergène pouvait transformer les roches jusqu'à un maximum d'une cinquantaine de mètres de profondeur seulement et en plus dans les régions les plus propices à l'altération comme celles bénéficiant d'un climat tropical avec de la chaleur et de l'humidité. Dans la plupart des gisements de fer des Nevado-Filábride présentant une zonation avec des sidérites en profondeur et des oxydes de fer vers la surface, les auteurs (Torres-Ruiz, 1983) considèrent la zone oxydée comme le témoin d'altération supergène. Néanmoins, si l'on reprend par exemple les données du gisement d'Alquife (chapitre V - 1.1, page 180) Torres-Ruiz (1983) présente des sidérites non transformées en hématite par altération supergène vers 200m de profondeur ce qui apparaît alors totalement incompatible avec les 50 mètres de pénétration de l'altération en milieu tropical humide et a fortiori encore davantage pour une altération supergène en climat de type steppe tel que celui de la Méditerranée méridionale (Jimenez-Moreno *et al.*, 2007). Il est envisageable que des fluides de surface à caractère oxydant aient pu pénétrer en profondeur bien au-delà des 50m à la faveur de drains tectoniques et favorisé des oxydations, mais ce cas de figure s'éloigne alors totalement du modèle d'altération climatique supergène et rentre alors dans la problématique des circulations de fluide au sein de la croûte continentale qui constitue le cœur de ce sujet d'étude.

Les hématites observées dans les gisements de la Sierra Bédar sont présentes sous forme de micromosaïque de cristaux voir même sous forme de cristaux en lamelles (spécularite) suggérant des formes de relativement hautes températures.

Les hématites dites « supergènes » sont le résultat de la transformation de minéraux de type hydroxydes de fer (de type goethite, limonite) apparus dans des conditions climatiques correspondant à un fort taux d'humidité et des températures d'environ 20-25°C (Figure 81). Si la

température augmente d'une dizaine de degrés, les hydroxydes de fer vont alors se transformer en hématite. Les hématites supergènes seront donc pulvérulentes ou poreuses (style de minéralisation des hydroxydes de fer) et ne forment pas des mosaïques de grains. Les hématites observées dans les gisements de la Sierra Bédar ne présentent donc pas les caractéristiques d'hématite formée par altération supergène.

Il est à noter également que des gisements comportant de la sidérite filonienne (chapitre VI) sont décrits dans la Sierra Almagrera (Figure 16) à l'Est de la Sierra Bédar. Ces sidérites peuvent s'observer en galerie à quelques dizaines de mètre de profondeur où elles sont parfaitement intactes sans aucune trace de transformation en hydroxydes de fer. Il en est de même pour les pyrites présentes dans les métacarbonates de Bédar, même en positions très proches de la surface. Celles-ci présentent une auréole d'altération mais préservent tout de même un cœur intact de pyrite.

Les spectres des terres rares des différents gisements étudiés montrent des spectres relativement plats avec aucune anomalie sauf peut-être une légère anomalie positive en Eu pour le gisement de la Pobreza. Habituellement, les anomalies positives ou négatives en Ce dans les spectres des terres rares sont caractéristiques des gisements de fer formés par altération supergène (Beukes *et al.*, 2002) en raison du lessivage des terres rares par les fluides météoriques alors que le Ce a tendance à être plus ou moins retenu en conditions oxydantes (Kato *et al.*, 2006). Les gisements de fer « parent » (non formés par altération supergène) ne présentent pas cette anomalie (Beukes *et al.*, 2002).

La chimie et la pétrographie vont donc dans le sens que l'altération supergène n'a pas eu un impact important dans la région et soulèvent donc la question de la zonation sidérite-hématite dans certains gisements des Nevado-Filábrides. Les nombreuses cristallisations d'hématite sont probablement d'origine hydrothermale. Sur les gisements de la Sierra Bédar, l'altération supergène selon l'exposition aux fluides météoriques va permettre uniquement de transformer plus ou moins, les hématites hydrothermales en hydroxydes de fer disséminés dans la roche (goethite et limonite) qui donneront les couleurs brunes et orangées des gisements.

V - 3.2.4. Conclusions sur les minéralisations ferrifères de Bédar

On constate que pour la quasi-totalité des gisements de fer concernés par l'étude les accumulations considérées comme stratiformes se situent à l'interface entre les formations schisteuses et les formations carbonatées. Sur plusieurs coupes, elles sont situées au sommet d'une unité inférieure constituée de leucogneiss et de schistes, au sein d'une zone de cisaillement affectée par un métamorphisme type schistes verts qui incorpore des lambeaux de serpentinites et des métacarbonates (et localement des vestiges ophitiques). La minéralisation elle-même, le plus souvent sous la forme de concentration d'oxydes de fer, semble fortement calée sur cette interface

entre l'unité schisteuse inférieure et les unités carbonatées sus-jacentes (Figure 84). Même si les coupes sont anciennes et peu documentées, il est troublant de noter ce parallélisme à l'unité métamorphique inférieure dans la plupart des gisements malgré une unité supérieure beaucoup plus hétérogène. Cette constatation contraste fortement avec les hypothèses de préconcentrations minérales dès les dépôts du Trias puisque ces coupes pointent du doigt une relation avec une zone tectonique clairement alpine. L'unité inférieure étant constituée de niveaux paléozoïques le contact avec les unités supérieures est principalement tectonique puisque l'on y retrouve un mélange de carbonates triasiques et de serpentinites liées à une croûte océanique jurassique. L'hypothèse est donc soit des circulations préférentielles dans la zone de cisaillement, soit une barrière de perméabilité ou une barrière chimique à la percolation *per-ascensum* de fluides riches en fer ayant traversé la pile métamorphique sous-jacente.

En résumant les infos précédentes, on identifie ainsi un niveau de percolation de fluides réducteurs plus profonds qui se traduit par :

- La transformation en faciès schiste vert du sommet des leucogneiss à biotite.
- La mise en place de veines de quartz sécantes sur la foliation des leucogneiss dont les fluides piégés présentent des teneurs jusqu'à 6000 ppm de fer total (chapitre IV - 4, page 123) ce qui peut se traduire aussi localement par la cristallisation de pyrite dans ces quartz ou dans les zones de fracture associées.
- Sur Alquife par la présence en profondeur de niveaux à magnétite-pyrite dans la foliation ou en veines sécantes sur celle-ci.
- Sur Alquife ou dans le gisement de la Pobreza, par la mise en place de niveaux à sidérite uniquement à la base de ces deux gisements.

On identifie également un niveau de percolation de fluides oxydants qui se traduit par :

- La cristallisation d'hématite de haute température sous forme de spécularite, soit en cristaux automorphes au sein des carbonates (gisement de la Pobreza) soit sous forme de veine recoupant le leucogneiss sous le gisement de la Pobreza. Les niveaux oxydés de la Pobreza étant situés structuralement au-dessus des niveaux à sidérite, on peut considérer cette circulation plus superficielle.
- La cristallisation d'hématite en imprégnation dans les métacarbonates dans des conditions non supergènes où elle est associée à des circulations de fluides magnésiens ayant créé des cristaux de dolomite. Ces cristaux sont aujourd'hui recristallisés en hématite ou bien possiblement des cristaux de sidérite ou ankérite issus d'une primo-concentration de fer en contexte réducteur. Ce type de minéralisations étant fréquent dans les systèmes fissurés et les minéraux restant automorphe, on peut en conclure que les roches avaient franchi la limite ductile-fragile des métacarbonates au moment de la minéralisation.

- Dans le gisement de las Piletas, les hématites spéculaires étant plissés ductilement, on peut en déduire que, soit elles existaient préalablement au métamorphisme alpin, soit les fluides oxydants ont pénétré les unités métamorphiques sous les métacarbonates pour générer ces hématites pendant le métamorphisme, avant que la zone ne soit définitivement entrée dans le champ de la déformation fragile. Dernière hypothèse, ces plissements ne sont pas liés au métamorphisme alpin mais à des mouvements gravitaires plus superficiels comme le décollement principal replissant la fabrique métamorphique des leucogneiss sous le gisement de la Pobreza.

En conclusion, à la vue de ces nombreuses remarques, une autre piste d'interprétation des gisements de fer de la Sierra Bédar voire même de la zone d'Alquife pourrait être proposée. Elle ne se baserait plus sur l'hypothétique présence de sidérites triasiques métamorphisées au cours de l'épisode alpin, mais sur des gisements générés au cours même de la déformation alpine dans une zone de contact tectonique majeur. En faisant le parallèle entre la série tectono-métamorphique de Bédar et celle de la zone de Marquesado (Torres-Ruiz, 2006), cette zone de mélange tectonique impliquerait des lithologies diverses telles que des leucogneiss, des schistes, des metabasites, des serpentinites, des métaévaporites et des ophites. Si l'on souhaite maintenir en partie le modèle d'une pré-concentration triasique pour ces gisements, cette zone structurale pourrait avoir impliqué des niveaux détritiques à oxydes de fer liés au magmatisme basique triasique que l'on retrouve dans le Norien des domaines externes (Pérez-Lopez *et al.*, 2012). L'abondance des niveaux évaporitiques entourant cette succession détritique ferrugineux - carbonates non ferruginisés aurait alors favorisé la mise en place de ce niveau de décollement majeur situé à proximité de la limite entre les complexes nevado-filábride et alpujarrides. Plus récemment, cette zone de décollement aurait été réactivée en détachement extensif en contexte de métamorphisme rétrograde de type schistes verts (García-Dueñas & Martínez-Martínez, 1988, Martínez-Martínez *et al.*, 2002). C'est à l'occasion du fonctionnement de ce détachement que les mouvements de fluides réducteurs auraient pu être facilités à l'origine de la mise en place de pyrite et/ou de sidérite dans les carbonates situés les plus profondément dans la pile structurale. Dans la zone de détachement sous les carbonates du gisement d'Alquife, ces mouvements de fluides réducteurs auraient donné naissance à des niveaux conformes à la foliation ou sous forme de veines sécantes à pyrite et magnétite.

Le fonctionnement de ce détachement a accompagné la transition des unités dans le domaine fragile. Cette transition aurait pu alors être accompagnée de fronts de mélanges entre des fluides oxydants (apparition des fluides aquo-carboniques dans l'unité supérieure) parcourant la croûte fragile du toit du détachement et les fluides réducteurs (saumures) enrichis en fer issus de la zone ductile. Dans les gisements mixtes apparaissent des minéralisations obliques à la fabrique

métamorphique, parfois associées à des zones de fractures voire des brèches minéralisées. Des vestiges de minéraux à sections rhombiques transformés en hématite apparaissent alors au sein des carbonates. Dans l'hypothèse avancée par Torres-Ruiz (2006) ces minéraux pseudomorphosés en hématite seraient à l'origine des sidérites métagénétiques mises en place au Trias. Dans l'hypothèse proposée ici, il est identifié une phase de mise en mouvement de fluides magnésien préalable à la minéralisation en fer. Ce mouvement de fluide s'accompagne de dissolutions à l'origine de l'apparition de brèches d'écroulement in-situ au sein des métacarbonates suivi de la formation de surcroissances distinguant des cristaux automorphes de dolomite. La dissolution des métacarbonates calcitiques pourrait être due à une acidification des eaux qui pourrait correspondre à l'apparition des fluides aquo-carboniques (chapitre IV - 5.4, page 157) non rencontrés jusque là dans les fluides piégés dans les unités du complexe nevado-filabrides situées sous le détachement, ou bien à une acidification due à la destruction des pyrites présentes dans les métacarbonates. Néanmoins, l'autre explication qui semble la plus probable c'est une dissolution au passage de fluides saturés en Mg, mais sous-saturés vis-à-vis de la composition de la calcite ou de la dolomite. Suite à cette dissolution, une fois la saturation en carbonate de calcium atteinte le fluide a pu cristalliser les dolomites observées. Ces zones poreuses suite au passage de fluides magnésiens sont ensuite, pour certaines, devenues le siège d'une minéralisation ferrifère, soit en passant par un stade de carbonate de fer, soit directement en hématite. S'en est alors suivi une cristallisation de barytine. Le soufre libéré par la destruction des pyrites de la roche encaissante lors de la minéralisation oxydante pourrait être une des sources en soufre pour ces sulfates de baryum, ou bien ces sulfates proviennent de métaévaaporites telles que celles qui ont donné des saumures secondaires puisque certaines inclusions fluides dans les barytines semblent avoir préservé des cubes de halite.

Enfin, particularité des gisements de fer de la zone de Bédar par rapport à la zone de Marquesados (Alquife-Las Piletas) située plus à l'ouest, les minéralisations associées à des systèmes fissuraux présentent des enrichissements en Ba mais aussi en métaux tels qu'As, Ba, Cu, Mo, Pb, et Zn. Cette apparition de métaux nouveaux dans le système peut révéler leur mise en solution grâce à la présence de saumures secondaires ayant traversé la pile métamorphique du mur et dont on détecte des enrichissements (Fe-Zn-Ba et Pb) dans certaines inclusions fluides piégées dans les leucogneiss ou les metabasites. Ces métaux peuvent aussi traduire la mise en place d'un nouveau système de percolation en relation avec le magmatisme de la fin du Néogène tel qu'il sera étudié dans le chapitre VI. Cette possible relation est abordée ci-après puisque justement les enregistrements en Pb, Cu et Ba constatés dans ces zones minéralisées en fer s'expriment par des minéralisations de galène, de barytine et d'azurite malachite affectant les métacarbonates dolomitiques d'El Pinar mais aussi des sédiments marins de la fin du Néogène. Des minéralisations de chalcopryrite, de chalcocite

et de carbonates de cuivre avaient déjà été rencontrées par endroit lors de l'exploitation des mines de fer notamment vers Sérena (mines de Mahoma et Sagunto) (Figure 96) (Fircks, 1906).

V - 4. GISEMENTS PB-CU : RELATIONS AVEC LES SÉDIMENTS NÉOGÈNES.

V - 4.1. Contexte géologique et minier

V - 4.1.1. Cadre tectonique et minéralisations

Le décollement gravitaire majeur très bien identifiable à l'entrée du gisement de la Pobreza (Figure 87) a déplacé vers l'est une bonne partie de l'équivalent latéral des masses carbonatées qui surplombent encore l'ouest du village de Bédar. Ce décollement a favorisé, dans la zone étirée en amont de la loupe, l'ouverture des fenêtres d'érosion où affleurent les gisements de fer de la zone San-Manuel / Bédar et les leucogneiss sous-jacent. L'unité métacarbonatée abaissée dans la zone d'El Pinar (Figure 83 et Figure 116) a pu ainsi conserver une série plus complète où les unités de métacarbonates calcitiques porteuses des gisements de fer plongent en profondeur et sont surmontées d'une unité de métacarbonates dolomitiques à coloration orangée caractéristique. Les deux zones de métacarbonates sont séparées par une plus zone schisteuse. On distingue également par endroits une zone pulvérulente de dolomie jaune en base de la barre dolomitique.

Ce secteur a retenu l'attention en raison de la présence de gisements de plomb et de cuivre. La galène est présente dans les métacarbonates dolomitiques bréchifiés (Figure 117-a) où elle remplit les vides laissés par un ciment de calcite. Ces cavités peuvent également être remplies de barytine (Figure 119) et de carbonates de cuivre type malachite et azurite (Figure 117-b).

L'exploitation minière en de multiples petites concessions (Figure 116) a exploité majoritairement le plomb avec des concentrations plus importantes vers la surface dans les zones les plus bréchifiées (foisonnement des fractures avec la diminution de pression). Les anciens écrits faisant référence aux sondages d'exploration indiquent qu'ils n'ont jamais permis de mettre en évidence de niveaux de sulfures type chalcoppyrite qui pourraient expliquer l'existence des carbonates de Cu (comm. Orale J. A. Soler et G. Léal).

L'impact de la tectonique décrochante s'est traduite en surface par des paléotopographies fossilisées par la transgression des sédiments marins tortono-messiniens (Figure 118-a). Ces morphologies se distinguent dans la zone de carrière située au SE du village (Figure 116). La présence d'un plan de faille sénestres de direction N165°E (vertical, pitch 6°N) y suggère un régime décrochant NW-SE compatible avec le régime décrochant défini régionalement pour la fin du Tortonien (Montenat & Ott D'estevou, 1990). Ce jeu décrochant est antérieur à la mobilisation des carbonates de cuivre qui tapissent le plan de faille (Figure 118-b). D'un point de vue structural, les bandes minéralisées en Cu s'alignent, elles, sur des directions N010°-N020°E (Figure 116).

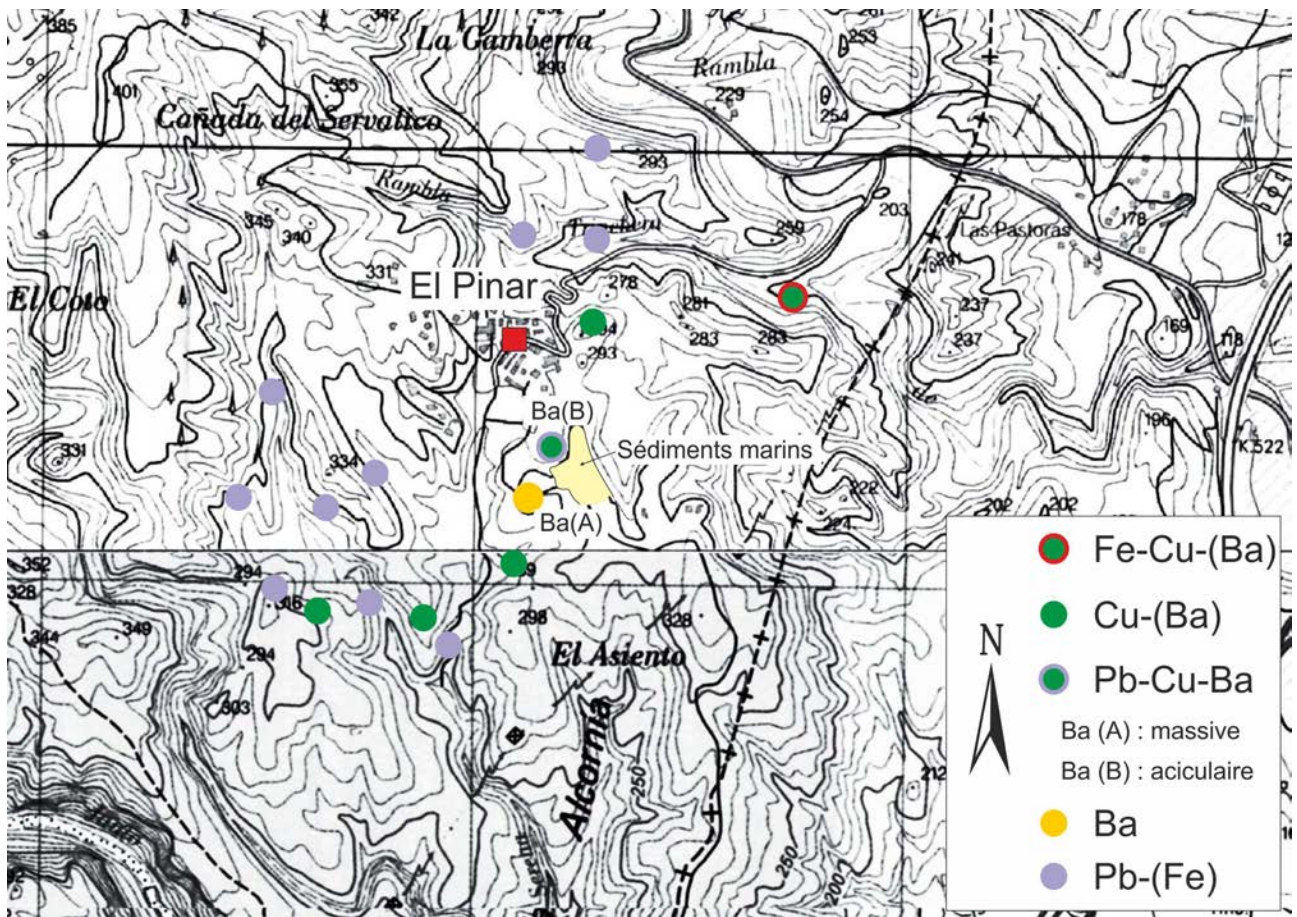


Figure 116 : Carte de localisation des affleurements de Cu-Pb-Ba dans l'unité des métacarbonates dolomitiques.

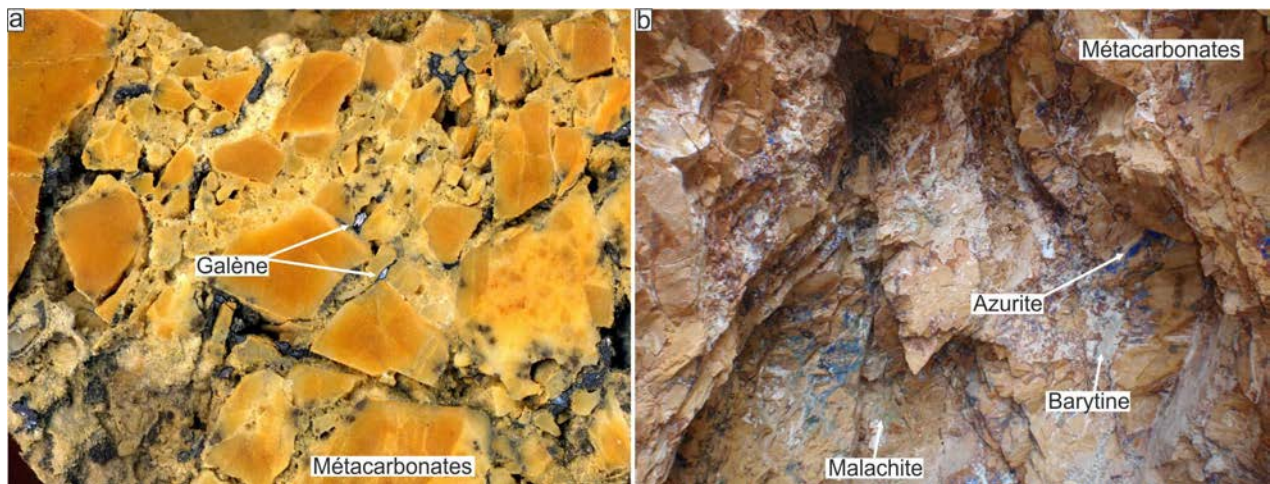


Figure 117 : Brèches de métacarbonates dolomitiques cimentées par de la galène (a) et par des carbonates de cuivre et barytine (b).

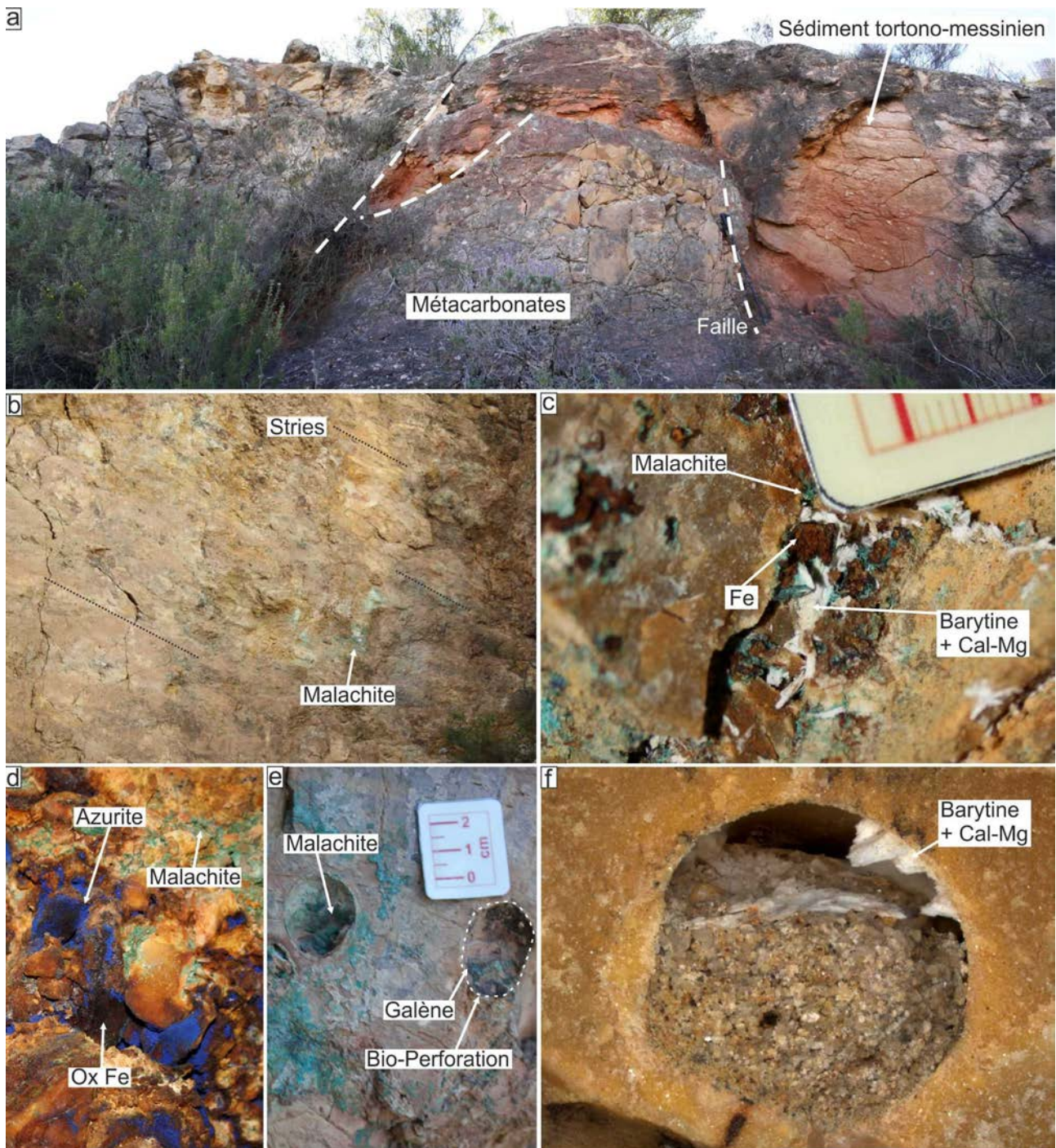


Figure 118 : Gisements Pb-Cu sur zone en décrochement

a) Structure en horst et grabens fossilisés par des sédiments tortono-messiniens. b) Carbonates de cuivre sur une zone de faille décrochante (pitch 6°). c-d-e) Les carbonates de cuivre – galène – oxydes de fer et barytine dans des zones de fissures et dans des bio-perforations. f) Figure géotrope de remplissage, cristallisation de barytine dans des poches d'eau en sommet de bioperforation

V - 4.1.2. Critères de datation du gisement

Dans la zone de décrochement précitée, les minéralisations de Cu-Pb-(Ba) sont présentes dans des métacarbonates dolomitiques bréchifiés mais également dans des sédiments grésoconglomératiques tortono-messiniens en discordance sur ces métacarbonates (Figure 118-a). Il n'a

par contre pas été trouvé d'indices de minéralisations dans les carbonates néogènes. Les carbonates de cuivre ainsi que la galène sont présents dans des zones de fissures mais également dans des bioperforations (Figure 118-d-e-f). Ces bioperforations marines affectent soit les métadolomies au niveau de la surface de transgression, soit de nombreux galets bioperforés pris dans une matrice sableuse.

La minéralisation pénètre les bioperforations situées en base de blocs ce qui indique une percolation *per ascensum* des fluides minéralisateurs. Compte tenu des données paléogéographiques régionales, ces indices de transgression marine suggèrent un âge maximum autour du début du Tortonien II (Montenat, 1990) pour la minéralisation, voire même juste un peu avant la formation des Calcaires à Algues à la transition avec le Messinien (par analogie de faciès) puisque les carbonates au sommet du niveau sablo-conglomératique ne semblent pas affectés par la minéralisation. Dans la zone ouest, la galène et les carbonates de cuivre sont davantage associées à des oxydes de fer (Figure 118-d). Ces oxydes de fer sont plus rares dans la zone centrale mais on y observe qu'ils y sont recouverts par de la barytine aciculaire (barytine B). La chronologie du contact entre ces minéraux aciculaires et les carbonates de cuivre n'est pas toujours univoque et ils pourraient être plus ou moins synchrones (Figure 118-c). Ces minéraux aciculaires cristallisent de manière pervasive dans les fluides marins baignant les sédiments et le réseau fissurale sous-jacent. En effet, on les voit se développer en remplissages géotropes au sommet de bioperforations non totalement comblées par le remplissage sableux (Figure 118-h). Les fluides minéralisateurs en Pb-Cu ont, eux, pénétré les bioperforations par le bas avant que celles-ci ne soient colmatées par des sables (Figure 118-e). La barytine B pourrait correspondre à une minéralisation permanente dans l'eau marine baignant le massif alors que la galène et les carbonates de cuivre se seraient mises en place à la faveur de pulses minéralisateurs *per ascensum*. En dehors de ces zones minéralisées, on observe également un peu au sud de la zone de dépôts marins (Figure 116) une zone bréchifiée un peu plus particulière où les éléments métadolomitiques sont colmatés cette fois par de la barytine tabulaire plus massive (barytine A), sans galène ni carbonates de cuivre. Le timing de cette minéralisation n'est pas établi ni par rapport aux minéralisations Pb-Cu ni par rapport aux sédiments marins.

V - 4.2. Pétrographie et chimie des minéralisations

Les galènes présentes dans les brèches des métacarbonates dolomitiques sont automorphes. Elles montrent une couche d'altération oxydante en surface en sulfate de plomb. Malgré la présence d'un encaissant carbonaté, il n'a pas été trouvé de cérusite. Des microinclusions de Cu gris et de Cu natif ont été trouvées au sein de la galène (comm. pers. Javier Carrillo-Rosúa).

Les barytines sont présentes sous 2 formes :

- La barytine A (Figure 119) présente des cristaux plutôt tabulaires en dispositions radiaire.
- La barytine B se présente sous la forme de minéraux aciculaires en association avec les carbonates de cuivre et les galènes. Ces minéraux correspondent à un assemblage de barytine et de calcite magnésienne (Figure 120).

Les $\delta^{18}\text{O}$ des différents minéraux observés sur les gisements de Cu-Pb-(Ba) varient entre 12.74 ± 0.12 ‰_{V-SMOW} (n=1) pour les barytines A et entre 21.13 ± 0.12 ‰_{V-SMOW} (n=1) pour les barytines B (barytine + calcite Mg). Ces valeurs contrastées révèlent 2 origines différentes. La valeur de la barytine A peut être assimilée aux sulfates des environnements sédimentaires ou aux sulfates hydrothermaux (Figure 121). Les barytines assimilées à des gisements hydrothermaux de la Sierra Almagrera (chap VI.) ont des signatures en $\delta^{18}\text{O}$ similaires à ces barytines massives.

La valeur de la barytine B ne semble plus correspondre avec une signature pour un environnement hydrothermal mais seulement avec des environnements sédimentaires, selon les compilations de Field and Ficarek (1985) (Figure 121). Les $\delta^{18}\text{O}$ des fluides calculés à partir du $\delta^{18}\text{O}$ des minéraux aciculaires (barytine + calcite) varient entre -13.5 et -1.5 ‰_{V-SMOW} pour des températures comprises entre 0 et 50°C (Table 5). Ces valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des fluides sont compatibles avec les $\delta^{18}\text{O}$ des eaux marines.

$\delta^{18}\text{O}$ barytine B	1000 ln α			$\delta^{18}\text{O}$ fluide ⁽¹⁾		
	0°C	25°C	50°C	0°C	25°C	50°C
21,13	34,64	27,83	22,66	-13,51	-6,7	-1,53

$\delta^{18}\text{O}$ calcite	1000 ln α			$\delta^{18}\text{O}$ fluide ⁽²⁾		
	0°C	25°C	50°C	0°C	25°C	50°C
21,13	33,59	28,05	23,37	-12,46	-6,92	-2,24

Table 5 : Calcul des $\delta^{18}\text{O}$ fluide à partir des $\delta^{18}\text{O}$ des barytines du gisement d'El Pinar.

Définition grâce aux (1) équation de Zheng (1999) pour le fractionnement H_2O -barytine et (2) équation de Kim & O'Neil pour le fractionnement H_2O -calcite (1997)

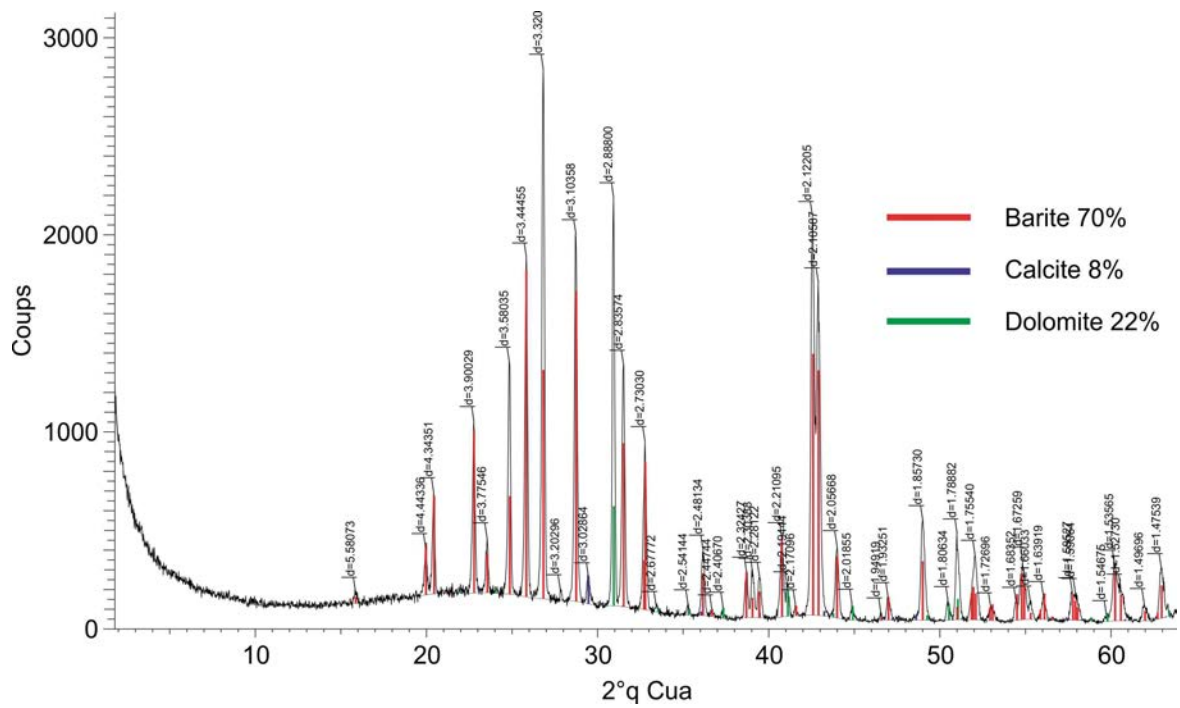


Figure 119 : Spectre DRX des barytines A dans les brèches de métacarbonates dolomitiques

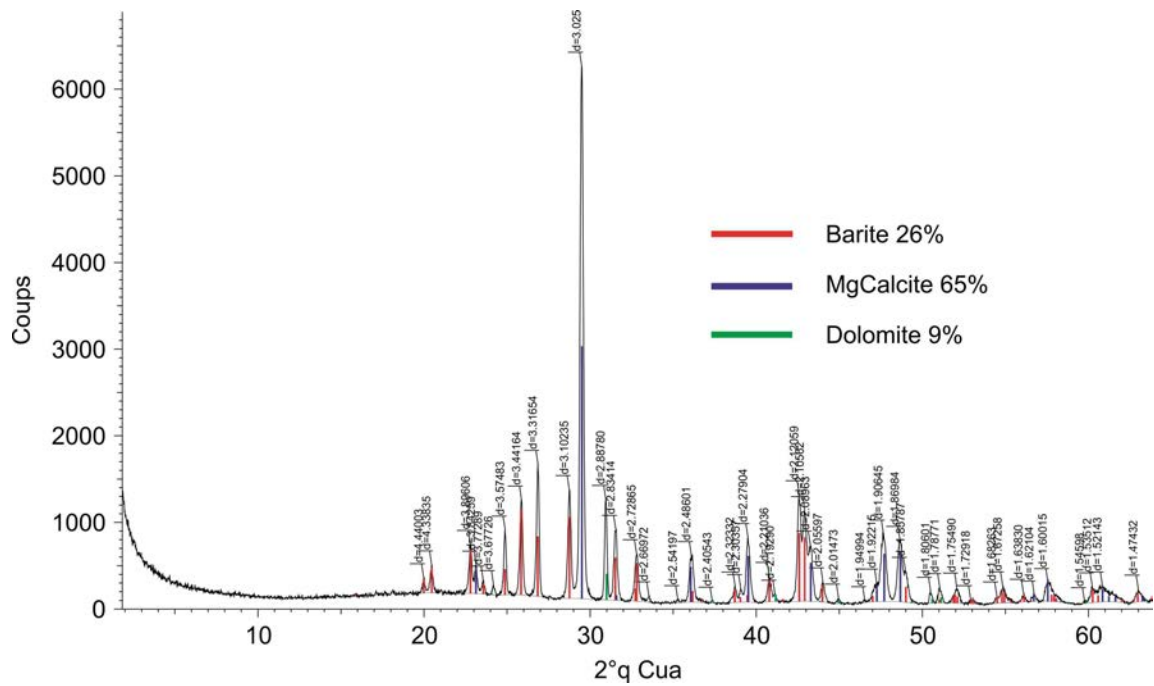


Figure 120 : Spectre des minéraux aciculaires B en remplissage des bioperforations : assemblage barytine-calcite magnésienne.

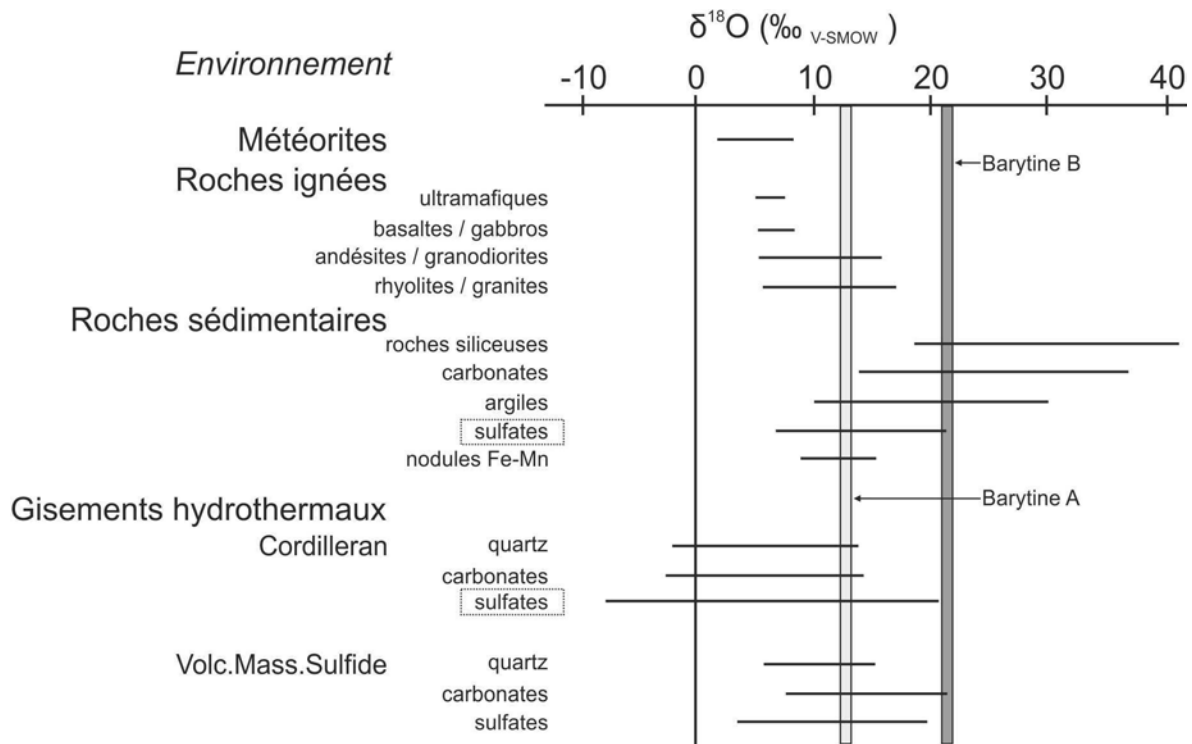
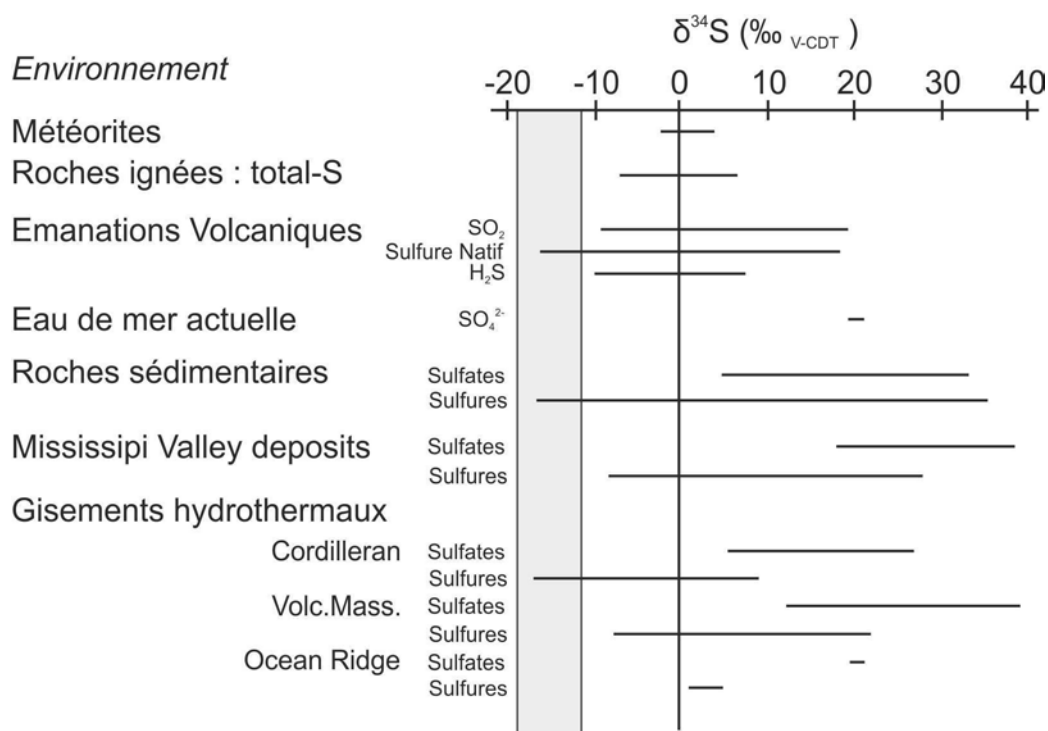


Figure 121 : Distribution du $\delta^{18}\text{O}$ dans différents environnements géologiques

d'après les données compilées dans Field et Fifiarek, (1985).

Le $\delta^{34}\text{S}$ de la galène des brèches ou dans les bio-perforations varie entre -19.6 et -9.2 ‰_{V-CDT} (n=3). Ces valeurs très négatives peuvent être assimilées aux sulfures (d'origine diagénétique, syngénétique ou épigénétique) des environnements sédimentaires ou aux sulfures hydrothermaux (Figure 122). Ces données isotopiques ne nous permettent pas de trancher sur une origine sédimentaire ou hydrothermale des minéralisations, il serait intéressant d'analyser ces galènes en isotopie du plomb pour les comparer aux données régionales (Arribas & Tosdal, 1994).

Figure 122 : Distribution du $\delta^{34}\text{S}$ dans différents environnements géologiques

d'après les données compilées dans Field et Fifarek, (1985).

V - 4.3. Conclusions sur les minéralisations Pb-Cu (Ba) d'El Pinar de Bédar

L'analyse de ces petits gisements nous permet de mettre en avant une activité décrochante en relation ou juste précédemment à la mise en place de minéralisations. La présence des minéralisations Pb-Cu(Ba) dans des bioperforations nous permet de dater ces gisements contemporains de sédiments sablo-conglomératiques tortono-messiniens, mais apparemment avant le dépôt de carbonates bioclastiques non affectés. Ces calcaires sont par analogie attribués à la formation des Calcaires à Algues de la transition tortono-messinienne.

Les analyses isotopiques montrent deux sources potentielles de la barytine. Une première barytine massive A cimente une brèche de métacarbonates dolomitiques et serait plutôt d'origine hydrothermale. En l'absence de chronologie avec les minéralisations Pb-Cu et par rapport aux sédiments marins, il n'a pas été possible de les dater. La question reste ouverte d'une possible relation entre cette barytine et celle exprimée à un niveau structural plus profond dans les gisements de fer. Une 2^{ème} barytine (B) plus pervasive dans la partie centrale de la zone minière se présente sous la forme de minéraux aciculaires correspondant à un assemblage de barytine et de calcite magnésienne. Sa présence en sommet de figures géotropes dans des bioperforations non totalement comblées par les sables, de même que sa signature isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ suggèrent une origine marine et une cristallisation dans les cavités baignées par l'eau marine liée à la transgression. En revanche, la cristallisation des galènes et carbonates de cuivre plutôt en base des galets perforés avant la mise

en place de la matrice sableuse traduit davantage des pulses *per ascensum* des fluides minéralisateurs atteignant le fond de la mer.

D'un point de vue métallogénique, les sulfures de cuivre qui auraient pu être à l'origine des carbonates de cuivre n'ont jamais été trouvés dans les forages en profondeur. Seuls des cuivres gris et du cuivre natif en inclusion dans les galènes ont pu être mis en évidence mais ne semblent pas à eux seuls pouvoir expliquer l'importance des minéralisations de carbonate de cuivre. On sait que des indices de sulfures porteurs de cuivre ont été décrits dans les mines de fer de la zone de Serena plus à l'ouest tels que chalcopyrite et chalcocite (Fircks, 1906).

Les schistes traversés en profondeur par les sondages dans la zone minière d'El Pinar n'ont pas mis en évidence ces sulfures. Soit ces minéralisations sont plus profondes, soit une nouvelle piste peut être proposée : les gisements synsédimentaires d'El Pinar peuvent avoir été déconnectés tectoniquement des sources d'alimentation en sulfure en raison de l'activité du décollement gravitaire majeur identifié sur le gisement de la Pobreza et qui a déplacé les massifs métacarbonatés supérieurs vers l'E ou l'ESE. Les gisements de sulfure associés pourraient alors être à rechercher plus à l'ouest si l'on considère que le glissement a été actif après le dépôt des sédiments marins tortono-messiniens.

Chapitre VI.

VI - FLUIDES ET METALLOGENÈSE DANS LA ZONE VOLCANO-TECTONIQUE TRANS- ALBORAN

Dans ce dernier chapitre, l'étude cherche à comprendre les circulations de fluides dans la croûte supérieure en relation avec le fonctionnement, à la fin du Miocène, d'une structure volcano-tectonique décrochante lithosphérique : le faisceau trans-alboran.

De par la relative homogénéité des fluides dans la Sierra Bédar et la présence également de saumures dans les quartz ductiles de la zone de Fiñana (González-Casado *et al.*, 1995), il peut être considéré que les fluides présents à large échelle dans la croûte ductile du complexe nevado-filábride sont à peu près identifiés (Chapitre IV). Au cours de son exhumation, l'unité Bédar Macael située au sommet du complexe nevado-filábride la Sierra Bédar a été affectée par le fonctionnement du détachement de Los Filabres séparant les complexes nevado-filábrides et alpujarrides. Cette zone est aussi marquée par une déformation à la transition fragile ductile qui s'est exprimée en même temps que se développaient des gisements de fer, soit en contexte réducteur, soit en contexte d'interactions redox.

A la suite de cette transition, dans une phase plus tardive de son exhumation, les roches métamorphiques de la Sierra Bédar se sont retrouvées en surface sous des sédiments marins tortonomessiniens aujourd'hui perchés. Des indices dans la zone minière d'El Pinar de Bédar ont révélé une activité décrochante en relation avec la mise en place de minéralisations Pb-Cu(Ba) contemporaines de ces sédiments. Ce timing des minéralisations n'est pas sans rappeler les phénomènes affectant les sédiments le long du décrochement trans-alboran. Cette évolution offre donc un canevas de réflexion pour mieux comprendre les circulations de fluides minéralisateurs à la fin du Miocène liés au faisceau de failles de Palomares décalant les Sierras Cabrera et Almagrera (Figure 123-a).

Avec une idée des fluides caractérisant à vaste échelle le réservoir dans la zone ductile sous-jacente, l'analyse menée dans ce chapitre a cherché à savoir si ces fluides avaient été impliqués dans la croûte supérieure lors de la minéralisation syn-tectonique, mais aussi à distinguer quels nouveaux fluides étaient apparus au cours de ce changement géodynamique marqué par le fonctionnement de structures lithosphériques majeures. Les failles associées à ce faisceau décrochant recoupent en surface la fabrique métamorphique liée à la phase ductile de l'exhumation des sierras.

Ce chapitre est organisé en deux ensembles liés à une organisation sous forme d'article. La première partie correspond à un article en cours de corrections suite au premier processus de review. Il concerne notamment des paleócirculations de fluides enregistrées dans des réseaux de veines affectant les schistes de l'unité de Calar Alto de la Sierra Almagrera. Il est destiné à la revue *Geofluids* qui, comme son nom l'indique, s'adresse plus particulièrement à un public de spécialistes des inclusions fluides. La deuxième partie correspond à un article en cours de développement destiné cette fois davantage à un public de métallogénistes. Il compte faire référence aux résultats de la première publication et développer l'analyse de 3 autres gisements, deux dans les bassins sédimentaires et un affectant une partie plus superficielle de la pile métamorphique. Son objectif est de comparer les circulations de fluides à différentes positions au sein de la croûte supérieure toujours en relation avec l'activité de ce décrochement. Cette analyse vise notamment à aborder l'impact des fluides de surface en fonction de la paléogéographie messinienne mais aussi à évaluer l'impact des processus redox accompagnant la mobilité du fer en même temps que d'autres éléments et à des paléo-profondeurs différentes. Dans cette 2^{ème} partie, seuls seront présentés les paragraphes concernant ces nouveaux gisements et les ébauches de conclusion afin de ne pas répéter des textes sur la thématique, la géologie régionale et des descriptions méthodologiques déjà présentes d'une certaine manière dans le premier article.

VI - 1. EVOLUTION DES SOURCES DE FLUIDES DANS LA SIERRA ALMAGRERA

From deep to shallow fluid reservoirs: Evolution of fluid sources during the exhumation of the Sierra Almagrera (Betics, Spain)

Vanessa Dyja ^a, Christian Hibschi ^a, Alexandre Tarantola ^a, Michel Cathelineau ^a,
Marie-Christine Boiron ^a, Christian Marignac ^a, Danièle Bartier ^a, Javier Carrillo-Rosúa ^b,
Salvador Morales Ruano ^b, Philippe Boulvais ^c

Article in preparation for *Geofluids*

^a GeoRessources, Université de Lorraine, CNRS, CREGU, UMR 7359, Vandœuvre-lès-Nancy,
F-54506, France

^b Facultad de Ciencias de la Educación, Campus de Cartuja, 18071, Granada, España

^c Université de Rennes 1, Géosciences Rennes - UMR CNRS 6118, OSUR, 35042 Rennes
Cedex, France

Keywords

Fluid inclusions / Betic Cordillera / Metamorphic Core Complex / Trans-alboran fault/ Stable isotopes / Metamorphic brines / evaporites / volcanism

VI - 1.1. Présentation de l'article 2

Ce papier présente l'évolution globale des migrations de fluides dans une partie de la Sierra Almagrera et souligne le rôle de trois principaux facteurs: i) un chemin d'exhumation lié au refroidissement global de cette partie de la croûte continentale, ii) un changement radical induit par la tectonique décrochante associée à des connexions hydrogéologiques en profondeur favorisant l'ascension des fluides profonds de plus haute température et iii) l'implication de deux types de saumures secondaires provenant soit du réservoir profond impliquant les évaporites du Trias, soit du

réservoir de surface impliquant des évaporites du Messinien. Ces fluides sont corrélés à la migration et à la concentration des éléments économiques. Ces facteurs ont eu un impact sur les conditions redox dans le réservoir correspondant à la croûte fragile conduisant à une alternance de conditions oxydantes et réductrices qui ont influé sur la formation de minéraux ferrifères (hématite puis siderite-pyrite/arsenopyrite). La pénétration en profondeur des saumures secondaires messiniennes a au moins été accompagnée d'une phase oxydante liée à la cristallisation de la barytine associée à la galène. Ces circulations révèlent de grandes cellules de convection de la surface aux aquifères profonds, associées à la transtension tectonique combinée à un flux de chaleur probablement lié à du magmatisme messinien en profondeur.

Cet article fournit de nouvelles données provenant d'une variété de minéraux qui ont piégé les inclusions fluides (quartz, sidérite, barytine et calcite) dans des veines affectant des roches métamorphiques du complexe nevado-filábride des Bétiques internes. Une particularité de ce travail est l'analyse combinée des inclusions fluides et des critères rhéologiques depuis le domaine ductile jusqu'aux conditions fragiles qui prévalaient lors de la formation des différents ensembles de veines. Cette étude montre une relative indépendance hydrogéologique entre deux réservoirs de fluides au cours d'une première tectonique extensive (saumures métamorphique d'un côté de la transition fragile ductile et fluides non salés de l'autre). Ensuite, la tectonique de décrochement régionale qui se superpose a permis la connexion du réservoir profond avec le réservoir de surface, connexion qui s'est alors traduite par des pulses ascendants de fluides réducteurs plus ou moins minéralisateurs.

VI - 1.2. Introduction

Fluids, vectors of heat and elements, play major roles in many geologic processes of the Earth's crust. Migration of fluids is linked to local and regional geology, where permeability is a key factor in fluid flow (Manning & Ingebritsen, 1999, Ingebritsen & Manning, 2002). Permeability is a function of time, heterogeneity and anisotropy, and scale (Manning & Ingebritsen, 1999). The Sierra Almagrera is a favourable place to evaluate the migration of fluids within the Earth's crust. Because the area is located in a context of exhumation disturbed by the trans-alboran transcurrent fault system, fluid flows can be discussed along time at different scale and for different rock mechanic behaviours.

Exhumation of metamorphic core complexes within Basin and Range provinces is usually favoured by extensional tectonics revealed by the presence of crustal detachments associated to low-angle and high-angle normal faults (Wernicke & Burchfiel, 1982, Lister & Davis, 1989, Vanderhaeghe & Teyssier, 2001). During this evolution, the location of the brittle-ductile transition plays a major role. This rheological transition may localise detachment and decollement layers

where normal faults are generally rooted and plays also a major hydrogeological role. It separates a deep reservoir that can be accessible to metamorphic and/or magmatic and mantle fluids confined under lithostatic conditions, and a shallower reservoir accessible to surficial fluids (meteoric and/or marine or basinal) circulating under lithostatic to hydrostatic conditions (Morrison & Anderson, 1998, Famin & Nakashima, 2004). These two reservoirs may interact through tectonic and magmatic processes. Under extensional regimes, surficial fluids may reach the upper part of deeper reservoir (Mulch *et al.*, 2004, Famin *et al.*, 2005, Siebenaller *et al.*, 2013), or, conversely, deeper fluids may access to the upper brittle crust and mix with more surficial fluids (Boiron *et al.*, 2003), a process which may also be triggered by magma ascent. Such fluid circulation events are commonly associated to hydrothermal processes (metasomatism, mineralization) (Beaudoin, 1994), and it is then necessary to decipher the role played by the different reservoirs and fluids through the tectonic and magmatic events.

In the Betic range (SE Spain), subduction-related high pressure-low temperature metamorphism was followed by collision (Cretaceous-Oligocene) and extensional tectonics. This extension generated metamorphic core complexes in the internal zones at the first stage of exhumation during Miocene (between 18 to 14 Ma: Gomez-Pugnaire *et al.* (2004), Platt *et al.* (2006) and Gomez-Pugnaire (2012)) or late Oligocene to early Miocene (30 Ma high-pressure to 22-18 Ma high-temperature low-pressure (Augier *et al.*, 2005b). Further exhumation was related to the late Miocene major transcurrent fault system, which led to the formation of synsedimentary continental to marine basins (Weijermars, 1985, Booth-Rea *et al.*, 2003). A mafic to felsic volcanism occurred at the same time, reflecting mantle process and mantle-crust interactions at depth during the exhumation process (e.g. Benito *et al.* (1999); Turner *et al.* (1999); Duggen *et al.* (2004)). Erosion affected the uplifted structures and contributed to the exhumation within the sierras but a major erosional event affected both basins and ranges during the Messinian salinity crisis. This is revealed by the deposition of evaporites in the central Mediterranean Sea and incision features affecting the bordering slopes. Prior to the main sea-level drop, a first stage of deposition of evaporites has been recorded in some basins from the Betics (Clauzon, 1980, Gautier *et al.*, 1994, Krijgsman *et al.*, 2000, Gargani *et al.*, 2008, Omodeo Salé *et al.*, 2012).

The Sierra Almagrera metamorphic core complex exhibits a sequence of quartz veins that have recorded the ductile to brittle transition and a series of siderite and barite base metal-bearing ore veins and quartz and carbonate barren veins in the brittle domain associated with the transcurrent tectonics. Fluid inclusion study of the different fluids trapped in this vein sequence allows the characterisation of the deep reservoir fluids in equilibrium with the rocks during the ductile stage and the evolution of the fluids within the same reservoir during its exhumation towards its present exposure. Acting as a kind of probe, this reservoir experienced different types of deformation styles,

from ductile to brittle, and record the Neogene paleotopographic, thermal and paleohydrogeological evolution of this part of the Betic orogenic wedge.

VI - 1.3. Geological context

VI - 1.3.1. The Betic Cordillera (SE Spain)

The Betic Cordillera results from the convergence between Africa and Eurasia plates since Eocene, and forms an alpine tectonic wedge that reaches a thickness of about 60 km (Platt & Vissers, 1989, Lonergan & White, 1997, Platt, 2007, Jolivet *et al.*, 2008). The internal Alboran domain could be divided into three main tectono-metamorphic nappes, from bottom to top (Figure 123) : (i) the Nevado-Filábride itself divided into three sub-units from bottom to top: Ragua (not represented on Fig. 1, to the W), Calar-Alto and Bedar-Macael (De Jong, 1991, Martínez-Martínez *et al.*, 2002), (ii) the Alpujarride, and (iii) the Malaguide nappes (Egeler & Simon, 1969b). In addition to isostatic uplift, these units were also exhumed due to tectonic unroofing (Lonergan & Mange-Rajetzky, 1994). The associated WSW-ENE striking tectonic extension related to the exhumation of the metamorphic continental crust is supposed to have resulted from partial or complete removal of the lithospheric mantle (Platt & Vissers, 1989). Other mechanisms such a subduction zone rollback is also argued (Lonergan & White, 1997, Bezada *et al.*, 2013). Major detachments are joining structural units showing different degrees of metamorphism (Figure 123-a): (1) The Malaguide-Alpujarride contact: unmetamorphosed Malaguide lithologies lie on top of the Alpujarride high-pressure-low temperature metamorphic rocks (Sierra Estancias Figure 123-a), (2) The Filabres major detachment: higher grade Nevado-Filábride metamorphic rocks were exhumed later, during the Miocene, beneath the Alpujarride nappes. Ductile shearing related to this exhumation affects the footwall and shows transport direction top towards WSW to SW (Crespo-Blanc *et al.*, 1994, Martínez-Martínez & Azañón, 2002, Platt, 2007). Following the extensional tectonics expressed in the ductile fabrics, the metamorphic nappes reached the brittle domain during the ongoing exhumation processes. Since late Miocene, both the metamorphic cores and the sedimentary cover have been affected by transcurrent tectonics: the Trans-Alboran system that generated both releasing and restraining areas of deformation creating juxtaposed zones with opposite vertical motions (subsidence and uplifts). These tectonics also contributed to the formation of ranges (sierras) separated by basins either filled by continental or marine sediments according to time and space. This major tectono-volcanic trend can be followed off-shore until the other side of the Mediterranean Sea in Morocco (Hernandez *et al.*, 1987).

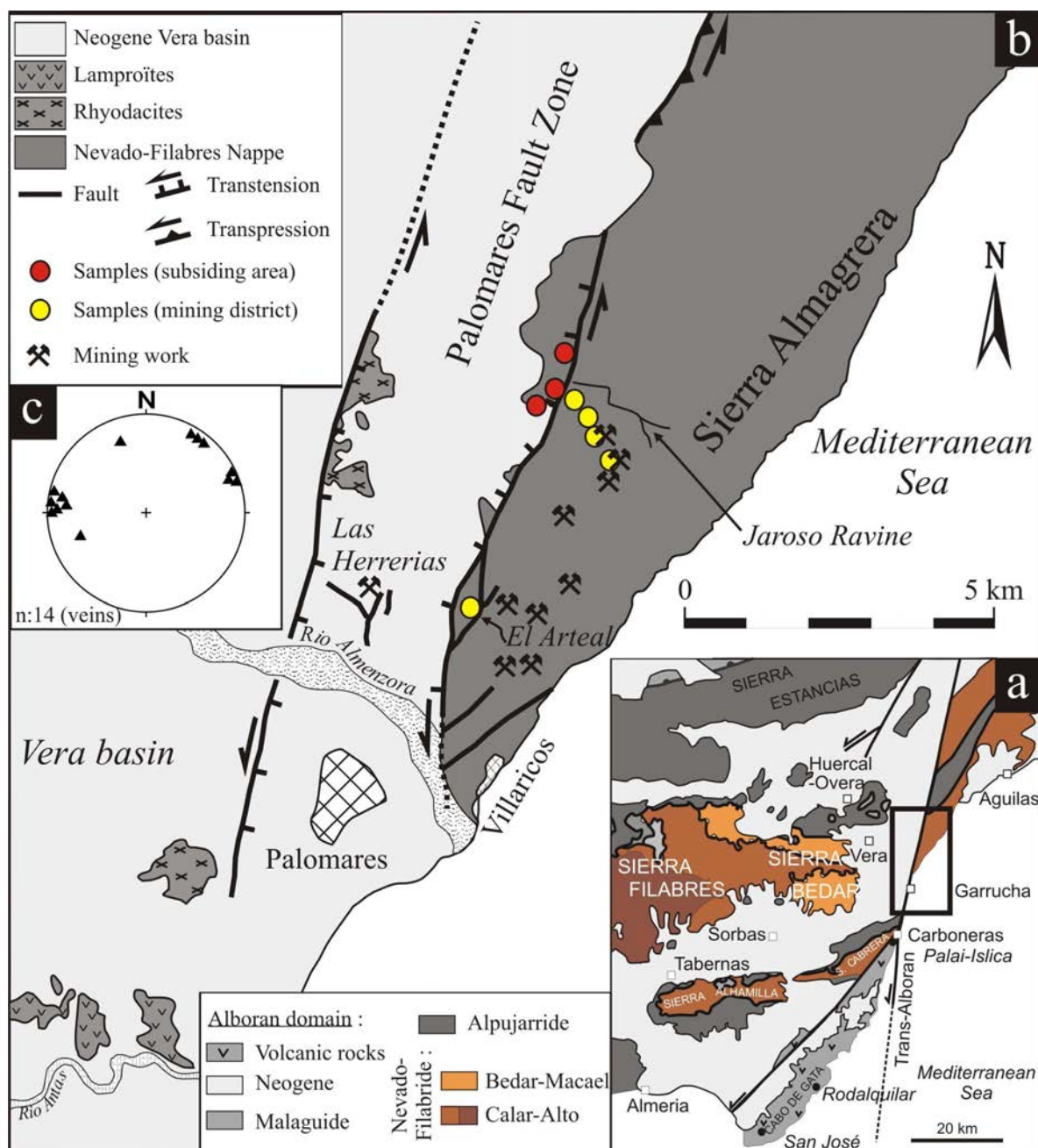


Figure 123 : Location of the study

a) Geological context of the Eastern Betics and location of the Sierra Almagrera (modified after Augier (2004)). b) Geological map of the Sierra Almagrera, Vera basin and Palomares fault zone (modified after Booth-Rea (2004) and Montenat & Ott D'estevou (1990), and location of sampling areas. c) Poles of mineralized V-ore veins (barite and siderite) in El Arteal tunnel represented on lower hemisphere stereogram.

The volcanism, associated to the Trans-Alboran fault and linked to lithospheric thinning, shows a gradual transition and great diversity in its typology. The age of this volcanism varies from 34 Ma (tholeiitic dikes in Malaga province) to 2 Ma (alkali basalts in Murcia province). The main magmatic activity in SE Spain and the Alboran Basin took place between 12.6 and 7.5 Ma with tholeiitic and calc-alkaline magmatism. The other main episode, with high K calc-alkaline, shoshonitic and ultrapotassic magmatism occurred inland in SE Spain between 10 and 6.5 Ma

(Bellon *et al.*, 1983, Turner *et al.*, 1999, Duggen *et al.*, 2004, Duggen *et al.*, 2005, Cesare *et al.*, 2009). Heterogeneous sources and processes are implied in the genesis of this magma : (i) various degrees of partial melting, (ii) metasomatism (i.e. oceanic and continental crust, sediments), (iii) anatexis of crustal metasedimentary basement (Benito *et al.*, 1999, Duggen *et al.*, 2004, Duggen *et al.*, 2005, Prelevic *et al.*, 2008, Álvarez-Valero & Kriegsman, 2008, Conticelli *et al.*, 2009).

Related to the Neogene evolution of the Betics, a series of base and precious metal-bearing hydrothermal ore systems developed mainly in volcanic rocks, but also in the metamorphic basement and in sedimentary basins. Thus, along the sinistral strike-slip fault of the Carboneras segment (part of the Trans-Alboran system), Miocene Cu-(Ag-Au) epithermal volcanic hosting mineralization occurred at Palai-Islica (Morales-Ruano *et al.* (2000); Carrillo-Rosúa *et al.* (2009); Figure 123-a). Au and Pb-Zn-Ag-Au ore deposits were not related to this structural system, but occurred within the calc-alkaline vulcanites: at Rodalquilar (Arribas *et al.*, 1995) and San José (Demoustier *et al.*, 1998, Esteban-Arispe *et al.*, 2009). Ba-Ag mineralizations linked to vulcanites are found in sedimentary rocks from the Vera Basin (Alvado, 1986, Martínez-Frías, 1998, Carrillo-Rosúa *et al.*, 2002)..

VI - 1.3.2. Geology of the Sierra Almagrera (Figure 123-b)

The metamorphic range of the Sierra Almagrera exposes the Nevado Filabres unit related to the Internal Zone of the Betic Cordillera. The rocks are composed to a large extent of graphitic, quartz-rich chloritoid-schists (Booth-Rea *et al.*, 2004) and quartzites. Locally, carbonates and gypsum are encountered. The present-day geomorphology of the Sierra Almagrera mainly results from the sinistral strike-slip faulting in the area that generated several fault segments at various scales. The Palomares Fault Zone results in an approximately 16 km North-South trending left-lateral relative displacement (Booth-Rea *et al.*, 2004). This transcurrent faulting may have started during the late Tortonian (around 7.2 Ma) but was mainly active during the Messinian. Its evolution related to a vertical component (oblique faulting) caused the recent exhumation of the Sierra Almagrera during the Plio-Quaternary. The southern segments of the Palomares Fault Zone dip towards the West. Their transtensional activity favoured the subsidence of the western block. In contrast, the northern segments which are dipping towards the ESE, are related to a sinistral restraining bend that favoured the uplift of the Sierra Almagrera mountain ranges located to the East of the zone (Booth-Rea *et al.*, 2004). In the studied zone, small bodies of high-K calc-alkaline (rhyodacites) (Lopez Ruiz & Rodriguez Badiola, 1980, Benito *et al.*, 1999) can be encountered along the transcurrent faults. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of these rocks are between 7.4 and 6.4 Ma (Duggen *et al.*, 2004). Less abundant lamproites from the ultrapotassic series (Lopez Ruiz & Rodriguez Badiola, 1980), dated at

6.4 Ma (Prelevic *et al.*, 2008), outcrop within the Vera basin, South of Sierra Almagrera (Figure 123-b).

Ore deposits related to the transcurrent system have been exploited in the area since the Bronze Age (Navarro *et al.*, 1994). Nevertheless, the most active economic period lasted between 1838 and 1934, mainly for Pb and Ag (Navarro *et al.*, 1994). Mineralizations in the Sierra Almagrera are found in veins within the metamorphic rocks of the presently uplifted metamorphic range (Figure 123-b). This exploited area will be referred as the "mining district". Some mineralized veins are still outcropping in the Sierra but the sulphides are frequently altered. Non-altered veins can still be sampled along the El Arteal E-W striking horizontal gallery which is only locally collapsed. Subvertical fractures filled by siderite, barite, hematite and ore minerals crosscut the metamorphic fabric of graphitic schists and quartz veins transposed or partly transposed within the main rock foliation. The mineralized fractures are organised into two main clusters striking N160°-N180°, and N120°-N130° (Figure 123-c).

The area located within the Palomares Fault Zone (hanging-wall) will be referred as "the subsiding area". Locally, mineralization can be found within the Messinian sediments (Las Herrerias). The ore consists of barite veins, with native Ag and base-metal sulphides in very small amounts (Alvado, 1986, Martínez-Frías, 1998, Carrillo-Rosúa *et al.*, 2003).

VI - 1.4. Methods

VI - 1.4.1. Fluid inclusion investigations

VI - 1.4.1.1. Fluid inclusion petrography

Double-polished 150-200 μm thick sections were prepared for microscopic and microthermometric observations of mineralized veins of quartz, siderite, barite and calcite. The sections were oriented (azimuth) in order to define present-day strike and dip of fluid inclusion planes. Isolated fluid inclusions or clusters are interpreted as primary. Intragranular fluid inclusion planes are found within single grains in microcracks that do not cross-cut grain boundaries (Van Den Kerkhof & Hein, 2001). Transgranular fluid inclusion planes result from healing of former open cracks (Krantz, 1983, Boullier, 1999, Lespinasse, 1999, Lespinasse *et al.*, 2005) as rocks undergo brittle deformation. The shape, size and phase of individual inclusion were recorded under a magnification of x1000 at room temperature with an optical microscope. Systematic measurements of the fluid inclusion planes are carried out on each section using an interactive videographic analyzer ANIMA (Lespinasse *et al.*, 2005). The plunge and dip direction of the FIP are represented in equal lower hemisphere stereograms using Stereonet® software.

VI - 1.4.1.2. *Microthermometry*

Phase transitions of the fluid inclusions can be characterised between $-170\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $+600\text{ }^{\circ}\text{C}$ using a LINKAM MDS 600 heating-freezing stage mounted on an Olympus microscope calibrated using CO_2 and H_2O synthetic and natural alpine fluid inclusions. The accuracy of measurements is from $\pm 0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ at low temperature (experiments at $0.5\text{-}1\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$) to $\pm 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ at high temperature (experiments at $1\text{-}5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$). Abbreviations of terms and temperatures of phase transition observations made during microthermometric experiments are reported on Table 6. In barite and calcite, the high temperature transitions were studied first to prevent leakage of fluid inclusions during ice formation on cooling. Photographs of fluid inclusions after each measurement were compared with the original picture to evaluate any leakage.

Abbreviation	Observation
-p	Primary fluid inclusion
-ig	Intragranular fluid inclusion plane
-tg	Transgranular fluid inclusion plane
L	Liquid
V	Vapor
S	Solid
flw	Volumetric fraction of the aqueous liquid
T_e	Eutectic or apparent eutectic temperature. First formation of visible liquid of the solid aqueous phase on heating
$T_m(\text{ice})$	Final melting temperature of the solid aqueous phase
$T_m(\text{cla})$	Dissociation temperature of clathrate
$T_h(\text{L})$	Bulk homogenization temperature via a bubble-point transition ($\text{L}+\text{V}=\text{L}$)
$T_h(\text{V})$	Bulk homogenization temperature via a dew-point transition ($\text{L}+\text{V}=\text{V}$)

Table 6 : Abbreviations of terms and temperatures of phase transition observations made during microthermometric experiments.

VI - 1.4.1.3. *Raman microspectroscopy*

Raman analysis of fluid inclusions was performed with a LabRAM microspectrometer (Horiba Jobin Yvon) (GeoRessources, Vandœuvre-lès-Nancy) equipped with a 1800 gr.mm^{-1} grating and a $\times 80$ objective (Olympus). The exciting radiation was provided by an Ar^+ laser (Stabilite 2017, Newport Corp., Spectra Physics) at 514.5 nm and at a power of 400 mW . Signal-to-noise ratio was optimised adjusting acquisition time and accumulation number. The quantitative analysis of the gas phase was performed using the own calibration of the laboratory. Results are given as mol% relative to the gas phase.

VI - 1.4.1.4. *P-V-T-X calculation of fluid inclusions*

Microthermometric data associated with mole fractions of the different gas species obtained by Raman spectroscopy are necessary to reconstruct the *P-V-T-X* evolution of fluid inclusions. Salinity was calculated using the final melting temperature of ice when the gases are not sufficiently present

to form gas hydrates (Bodnar, 2003). In this case, the isochore is a function of the homogenisation temperature for a given salinity and the empirical equation of state of Zhang and Frantz (1987) is used within a P - T domain of validity of T : 180-700 °C and P : 0.1-300 MPa.

Salinity and molar volume (V_m) of the volatile phase were calculated using the program ICE and the dissociation temperature of clathrate (Bakker, 1997, 2003) when the gases are present in significant amount to allow the formation of gas hydrates. The isochores are calculated using the program ISOC (Bakker, 1997, 2003) and the equation of state (Bowers & Helgeson, 1983) revised by Bakker (1999) for the system H_2O - CO_2 - CH_4 - N_2 - $NaCl$, with P - T domain of validity, T : 350-600 °C and P : 50-200 MPa. .

VI - 1.4.1.5. Crush-leach for halogen chemistry

Because they display a conservative behaviour in solution, and remain relatively unaffected by fluid-rock interactions (Banks *et al.*, 1991), the halogen (Cl and Br) signature of a fluid can be used to characterise its source (Böhlke & Irwin, 1992b).

Bulk crush-leach analyses were performed for extraction of fluids hosted in quartz, barite and siderite which were prepared and cleaned according to the methodology of Bottrell *et al.* (1988). The amount of sample crushed was between 0.5 and 1.0 g. The analysis of the anions F, Cl, Br, I and SO_4 was performed by ion chromatography ICS 3000 Dionex with column AS20 at LIEC laboratory (Nancy, France). Br was also analysed by LA-ICPMS in a series of representative fluid inclusions using the procedure described by Leisen *et al.* (2012a).

VI - 1.4.1.6. LA-ICP-MS

Results are presented in Electronic Appendix (Annexe 10). This technique allows individual fluid inclusions to be ablated directly through the host mineral, quartz, siderite and barite in the present study. The LA-ICP-MS instrument (GeoRessources laboratory, Nancy, France) comprises a GeoLas excimer laser (ArF, 193 nm, Microlas, Göttingen Germany) and an Agilent 7500c quadrupole ICP-MS equipped with an octopole reaction-cell using H_2 gas, and a collision-cell using He gas. The laser beam is focused onto the sample within an ablation cell with a Schwarzschild objective (magnification x25) linked with a CCD camera. Synthetic glass from the National Institute of Standard and Technology (NIST) are used for calibration of the different analysed elements and respective masses (200 pulses at 5Hz). The design as an optical imaging system permits the use of different crater diameters at a constant energy density on the sample, by adjusting an aperture in the laser beam path. We used 24, 32 and 60 μm in diameter depending on the size of the analysed fluid inclusion. Si, Na, K, Mg, Ca, Ba, Sr, Mn, Li, Fe, Cu and Zn were analysed. Concentrations were calculated according to Leisen *et al.* (2012b).

VI - 1.4.2. Raman spectroscopy on carbonaceous material

Since the evolution of the carbonaceous material towards graphite is irreversible, temperatures deduced from the spectra of syntectonic crystals may represent peak-temperature conditions reached by the rocks. The Raman Spectrum of Carbonaceous Material (RSCM) was calibrated as a geothermometer in the range 330-640 °C (Beysac *et al.* (2002, 2004)). The RSCM displays one graphite band (G band) and several defect-activated bands (D1 and D2 bands) between 1100 and 1800 cm^{-1} (Beysac and Lazzeri (2012) which intensities decrease with increasing metamorphic grade. The Raman analysis of graphite-bearing schists was performed on thin sections oriented perpendicular to the foliation and parallel to the lineation by focusing the laser beam beneath a transparent crystal to avoid the effect of amorphisation due to polishing. The Raman spectrometer is a LabRAM HR microspectrometer (Horiba Jobin Yvon) (GeoRessources, Vandœuvre-lès-Nancy) equipped with a 600 gr.mm^{-1} grating and a $\times 100$ objective (Olympus). The excitation beam was provided by a Ar^+ laser (Stabilite 2017, Newport Corp., Spectra Physics) at 457.9 nm. Laser power was reduced to avoid heating the samples using optical filters of various optical densities, and always lower than 5 mW. The 15 seconds acquisition time was repeated 6 times. 10 to 15 spectra were recorded for each sample for statistic purpose. Peak fitting was processed using the Peak Analyser of OriginPro 8.5.1 software. The following expression was used to derive peak temperature conditions (Beysac *et al.*, 2002): $T(^{\circ}\text{C}) = -445R2 + 641$, with $R2$ (peak area ratio) = $(D1/(G+D1+D2))$.

VI - 1.4.3. Stable isotopes

VI - 1.4.3.1. $\delta^{18}\text{O} / \delta^{13}\text{C}$ of siderite

15 to 20 mg of siderite were reacted at 70 °C with H_3PO_4 for 15 days (Scheppard & Schwarcz, 1970). Isotopic ratio were measured using a modified VG 602D mass spectrometer at the CRPG (Nancy, France) and are reported using conventional $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) and $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) notations. The analytical reproducibility is of ± 0.1 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$.

VI - 1.4.3.2. $\delta^{18}\text{O}$ of quartz

6.5 to 7.5 mg of quartz (same grains as the one used for δD_{fluid}) were analysed using the conventional fluorination method Clayton & Mayeda, (1963). The measurements were made with a VG SIRA 10 triple-collector instrument at the University of Rennes 1. The analytical reproducibility (estimated from duplicates performed on different Ni fluorination tubes) is of ± 0.1 ‰.

VI - 1.4.3.3. $\delta^{34}\text{S}$ of sulphides and sulphates

Sulfur isotopic composition was measured at CRPG laboratory (Nancy) following the method of Giesemann *et al.* (1994) by EA-IRMS (Elemental Analyser-Isotopic Ratio Mass Spectrometer). $\delta^{34}\text{S}$ was measured with a GV Instruments Isoprime mass spectrometer coupled in continuous-flow mode to a EuroVector elemental analyser. Results are reported using conventional $\delta^{34}\text{S}$ (CDT). No inter-sample memory effect was observed. Linearity of the mass spectrometer and reproducibility of the analysis were controlled using CRPG internal reference materials. The analytical reproducibility obtained on the barium sulfate reference material used in CRPG is lower than 0.3 ‰.

VI - 1.4.3.4. δD of white micas

2 to 3 mg of powdered host-rock were analysed for isotopic composition of hydrogen-bearing minerals, mainly phengites. δD were measured with a GV Instruments Isoprime mass spectrometer coupled in continuous-flow mode to an EuroVector elemental analyser. Isotopic composition was measured at CRPG by EA-IRMS. No inter-sample memory effect was observed. Linearity of the mass spectrometer and reproducibility of the analysis were controlled using CRPG internal reference materials. The analytical reproducibility obtained on the reference material used in CRPG is better than 0.3‰.

VI - 1.4.3.5. δD and $\delta^{18}\text{O}$ of fluid inclusions

Fluids trapped in quartz, barite and siderite crystals were extracted by crushing under vacuum. 1.0 to 5.1 g of millimeter sized grains were loaded into steel tubes and degassed overnight at 120 °C under vacuum in order to release any water adsorbed at the mineral surface (Dublyansky & Spötl, 2009). Preliminary tests conducted under the microthermometric heating stage had shown that our fluid inclusions did not decrepitate, nor stretch, for temperatures below 200 °C. H_2O was separated cryogenically from other gases and reduced into H_2 through a uranium reactor at 800 °C. D/H ratio of H_2 was determined by using a dual-inlet VG Micromass 602D mass spectrometer at CRPG (Nancy, France). External reproducibility of D/H measurements was estimated to be lower than 3‰ by normalising raw data to the V-SMOW-SLAP scale. Two CRPG water standards were analysed along with each weekly batch of water samples obtained from the fluid inclusions.

To avoid any memory effect on D/H ratios within the uranium reactor, samples were systematically duplicated. For each duplicate, δD values from the first extraction were thus not considered, as potentially affected by this memory effect.

$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ was calculated, for quartz containing primary inclusions, from $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ using the quartz-water fractionation equation of Zheng (1993a) for a given temperature.

VI - 1.5. Results

VI - 1.5.1. Characteristics of the host-rock

All sampled veins are hosted within schists composed of phengite, quartz, graphite and rutile. Although not observed in this study, biotite and garnet were also described in these rocks (Álvarez & Aldaya, 1985) as well as chloritoid (Booth-Rea *et al.*, 2004). The direction of the foliation in the West flank of Sierra Almagrera (the studied area) oscillates between N045E and N100E with an average dip around 25-30°SE-S but can reach up to 45°SE-S at El Arteal mine (Figure 123-b). The stretching lineation was not always observed but deformed quartz veins (V-Qtz1) indicate a top to the West shearing (Figure 124-a).

In order to limit either *P* or *T* of fluid inclusion isochores, synmetamorphic graphite and phengite were analysed. The Raman study of graphitic carbon yielded R2 ratios from 0.12 to 0.21 (mode: 0.18), corresponding to temperatures ranging between 545 and 587 °C, in agreement with the temperatures of 535-550 °C determined with the same method in the Calar Alto unit in the Sierra de Los Filabres (Augier *et al.*, 2005b). White micas (phengite) show Si content from 3.31 to 3.05 a.p.f.u, corresponding to 2.2 kbar at 545 °C to 9.7 kbar at 587 °C (Massonne & Schreyer, 1987). This range is comparable to the Calar-Alto unit in the Sierra de Los Filabres (10±0.7 kbars to 3.1±0.3 kbars (Augier *et al.*, 2005b)).

VI - 1.5.2. Vein and fluid inclusion petrography

According to their geometry, petrography and position relative to host rock foliation, five types of veins are described (Table 7). Fluid inclusions found within each vein are described in Table 8.

Vein type and chronology	Location	Vein / rock foliation relationships	Vein mineralogy
V-Qtz1	Subsiding area	Parallel to the rock foliation	Quartz (Qtz1)
	Mining district	Parallel	Quartz (Qtz1)
V-Qtz2	Subsiding area	Parallel to oblique	Quartz (Qtz2)
	Mining district	Parallel to oblique	Quartz (Qtz2)
V-Qtz3	Mining district	Oblique	Quartz (Qtz3), Hematite
V-ore	Mining district	Oblique	Quartz, Siderite, Pyrite, Arsenopyrite, Galena, Barite
V-Cal	Subsiding area	Oblique	Calcite

Table 7 : Nomenclature, location and description of sampled veins

VI - 1.5.2.1. V-Qtz1, quartz veins parallel to host-rock foliation-

V-Qtz1 (thickness lower than 30 cm) are found in the subsiding area and in the mining district (Figure 124-a). These veins are characterised by quartz high-temperature recrystallisation mechanisms with granoblastic euhedral texture with quartz grains of about 200 µm showing triple points with an angle of 120° in the subsiding area (Figure 124-b) and lobate grain boundaries

interpreted as grain boundary migration (Jessell, 1987, Passchier & Trouw, 2005, Stipp & Kunze, 2008) in the mining district (Figure 124-c). In the subsiding area, no inclusions were observed in Qtz1 grains. V-Qtz1 from the mining district are crosscut by transgranular fluid inclusion planes, Qtz1-tg1 and Qtz1-tg2 with two distinct orientations (Figure 124-d-e-f; Table 8).

Vein type and chronology	Fluid inclusion type	Fluid inclusion stage	Fluid inclusion chronology	Striking / direction	Size (µm)	Shape	Filling	Flw (vol%)
V-Qtz1	-	Early	1	Grain boundary	?		?	?
	Qtz1-tg1	Early	2	N130°	~20	Equant, rounded	L, V, acc. calcite	65-75
V-Qtz2	Qtz1-tg2	Early	2	N000° - N030°	15-25	Euhedral	L, V	50-80
	Qtz2-ig	Early	2	Random	15-25	Euhedral to dismembered	L, V	
	Qtz2-tg	Low-saline	3	N000° - N010°	10-15	Equant, rounded	L, V	70-80
V-Qtz3	Qtz3-p	Pre-ore	4	Primary inclusions	>50	Elongated	L, V	70-75
V-ore	Qtz-ore-tg	Ore	5	N000° - N010°	5-10	Euhedral	L, V	70-90
	Sd-p	"	5	Primary (cleavage planes)	5-20	Euhedral, flat	L, V	70-90
	Brt-p	"	5	Primary (cleavage planes)	30-50	Euhedral, irregular	L or L, V	65-80
V-Cal	Cal-p	Late	?	Isolated clusters	20-70	Irregular, flat	?	80-95

-tg stands for transgranular, -ig for intragranular and -p for primary

L: liquid, V: vapor, acc.: accidentally trapped mineral

Table 8 : Nomenclature, chronology and characteristics of fluid inclusions

VI - 1.5.2.2. V-Qtz2, partly parallel quartz veins

V-Qtz2 (thickness of about 10 cm) are oblique regarding the rock foliation along certain sections of the vein while other parts are parallel (Figure 125-a). Since V-Qtz2 partly crosscut the rock foliation they are considered as postdating V-Qtz1, parallel to the foliation. V-Qtz2 are characterized by anhedral quartz grains of about 3-5 mm, showing undulose extinction. These grains are characterized by wave-shaped grain-boundaries and subgrain boundaries. Subgrain rotation and bulging recrystallisation processes could be distinguished (Figure 125-b). Microstructures indicate dynamic recrystallisation at slightly lower temperatures than V-Qtz1 (Figure 125-b; Passchier & Trouw, (2005)). Fluid inclusions in V-Qtz2 are found within intragranular (Qtz2-ig) (Figure 125-b-c) or transgranular planes (Qtz2-tg) (Figure 126-a-b-e). Direction and dip of Qtz2-ig fluid inclusion planes are randomly distributed (Figure 125-e) throughout the vein but are parallel to each other within a single grain. This suggests that they are rather related to crystallographic directions reactivated during crystal plastic deformation than to tectonic fracturing. Qtz2-tg are parallel to each other and to the wall of V-Qtz2 (Figure 126-b-e). They were likely produced by crack-and-seal deformation.

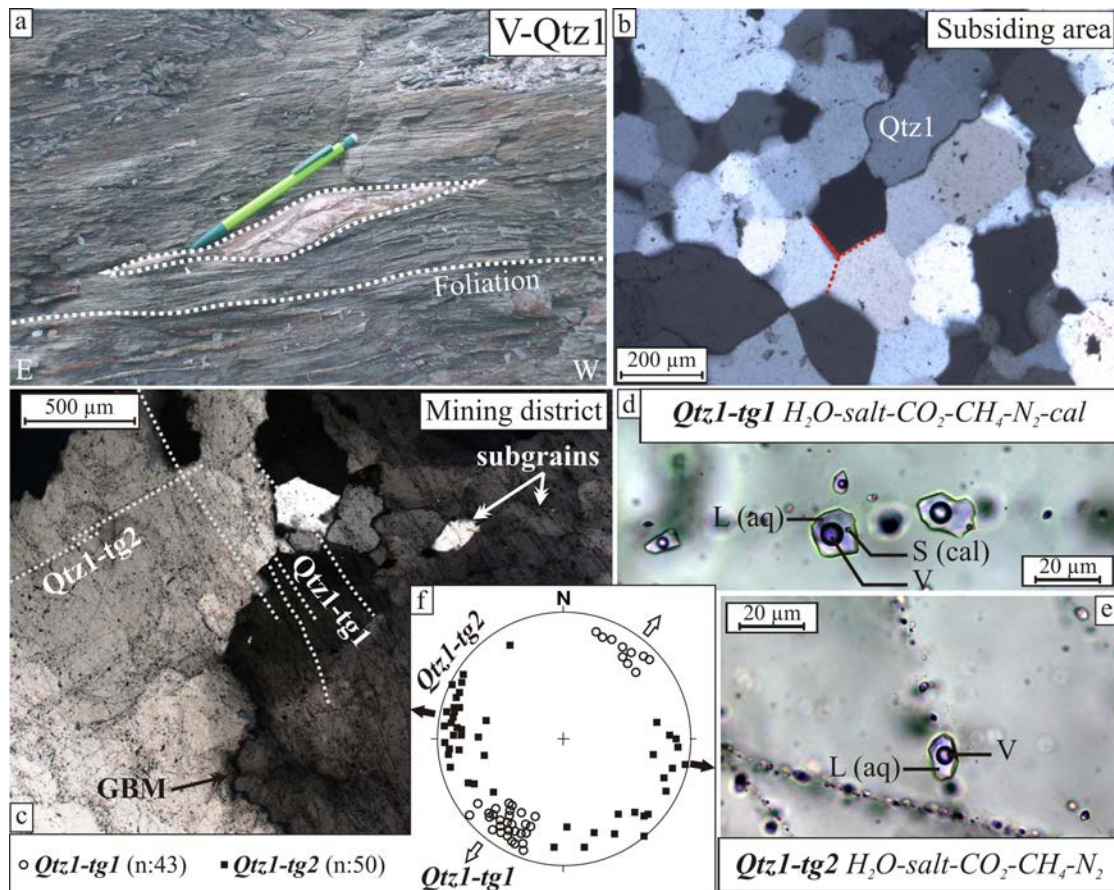


Figure 124 : Petrography of V-Qtz1 vein

a) V-Qtz1 quartz vein parallel in the rock foliation. b) Optical microphotograph under cross-polarized light (XPL) showing the petrography of Qtz1: static recrystallization (120° angles) and grain boundary migration recrystallization. c) Qtz1: recrystallized quartz with transgranular FIP. d) Qtz1-tg1 FIP. e) Qtz1-tg2 FIP. f) Poles of Qtz1-tg1 and Qtz1-tg2 FIP represented on lower hemisphere stereogram. Arrows represent the directions of opening. L for liquid, V for vapor and S for solid.

VI - 1.5.2.3. V-Qtz3, oblique veins from the mining district

V-Qtz3 are composed of euhedral quartz, associated to hematite, that have developed in veins (thickness < 5 cm) oblique to the host-rock foliation or in voids. Although euhedral Qtz3 overgrow Qtz2 (Figure 126-b), it is never intersected by Qtz2-tg. Isolated fluid inclusions are interpreted as contemporaneous to crystal growth (Qtz3-p; Figure 126-f). Hematite is found within microfissures extending from the wall rock to Qtz2 (Figure 126-b-d) and in voids between euhedral Qtz3 (Figure 126-a-b). The lack of microfracturing affecting Qtz3 and the almost systematic association of Qtz3 and hematite minerals suggest that both minerals grew simultaneously.

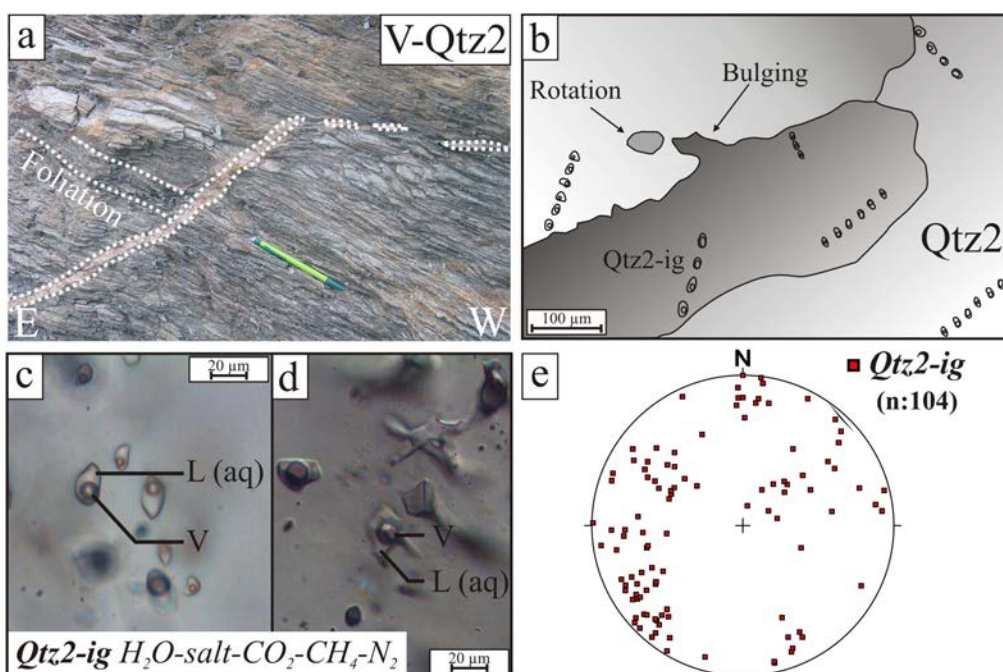


Figure 125 : Petrography of V-Qtz2 vein

a) V-Qtz2 quartz vein locally parallel to the foliation (upper part) while the main section is discordant to the foliation (central part). b) Relationship between petrography of recrystallized quartz (subgrain rotation and bulging) and fluid inclusions. c) Optical microphotographs under plane-polarized light showing intragranular Qtz2-ig FIP. d) Deformed fluid inclusion Qtz2-ig. e) Poles of Qtz2-ig fluid inclusion planes represented on lower hemisphere stereogram.

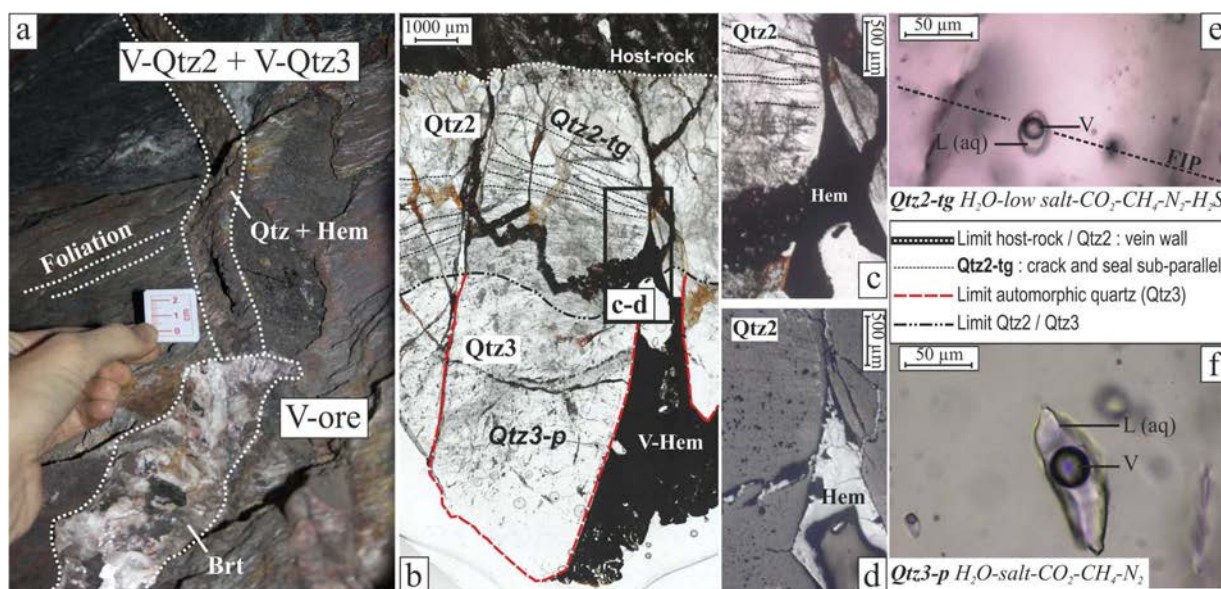


Figure 126 : Petrography of V-Qtz3 vein

a) N10E V-Qtz2 discordant to the foliation reopened as V-Qtz3, intersected by V-ore discordant vein. Optical microphotographs under natural light: b) Contact between Qtz2 and Qtz3. Qtz2 grains still show undulose extinction and are affected by Qtz2-tg transgranular FIP. Qtz3 euhedral quartz contain only Qtz3-p primary fluid inclusions. Hematite microfissures affect Qtz2. Hematite also fills open spaces between Qtz3 crystals. c) Zoom of zone localized in b). d) Hematite in reflecting light. e) Qtz2-tg transgranular FIP e) Qtz3-p primary FI.

VI - 1.5.2.4. V-ore, oblique mineralized veins from the mining district

V-ore veins crosscut V-Qtz1 (Figure 127-a), V-Qtz2 and V-Qtz3 (Figure 126-a). The thickness of V-ore can reach several decimetres. They are developed in two main clusters striking N000-160E and N120-130E. The veins may include small clasts of graphitic-schists (Figure 127-b). Micro-euhedral quartz (0.5-1 mm) crystallised on the walls of V-ore (Figure 127-a) prior to siderite formation. Pyrite is included in siderite (Figure 127-c). Arsenopyrite crystals with rhomb facets were incorporated during the last stage of pyrite growth (Figure 127-d). Galena occurs at the contact between siderite and barite (Figure 127-e). Barite is present in the form of small lamella. The complete mineral sequence can be summarised as micro-euhedral quartz-siderite-pyrite-arsenopyrite-galena-barite (Figure 127-f). Qtz-ore-tg are parallel to the wall rock and crosscut several micro-euhedral quartz. Fluid inclusions in siderite and barite are observed along cleavage planes and interpreted as primary (Figure 127-g-h).

VI - 1.5.2.5. V-Cal, oblique calcite veins from the subsiding area

These lenticular tension gashes display a length of several centimetres and a few millimetres of opening crosscutting V-Qtz2 (Figure 128-a). Fluid inclusions are found as clusters interpreted as primary (Figure 128-b-c).

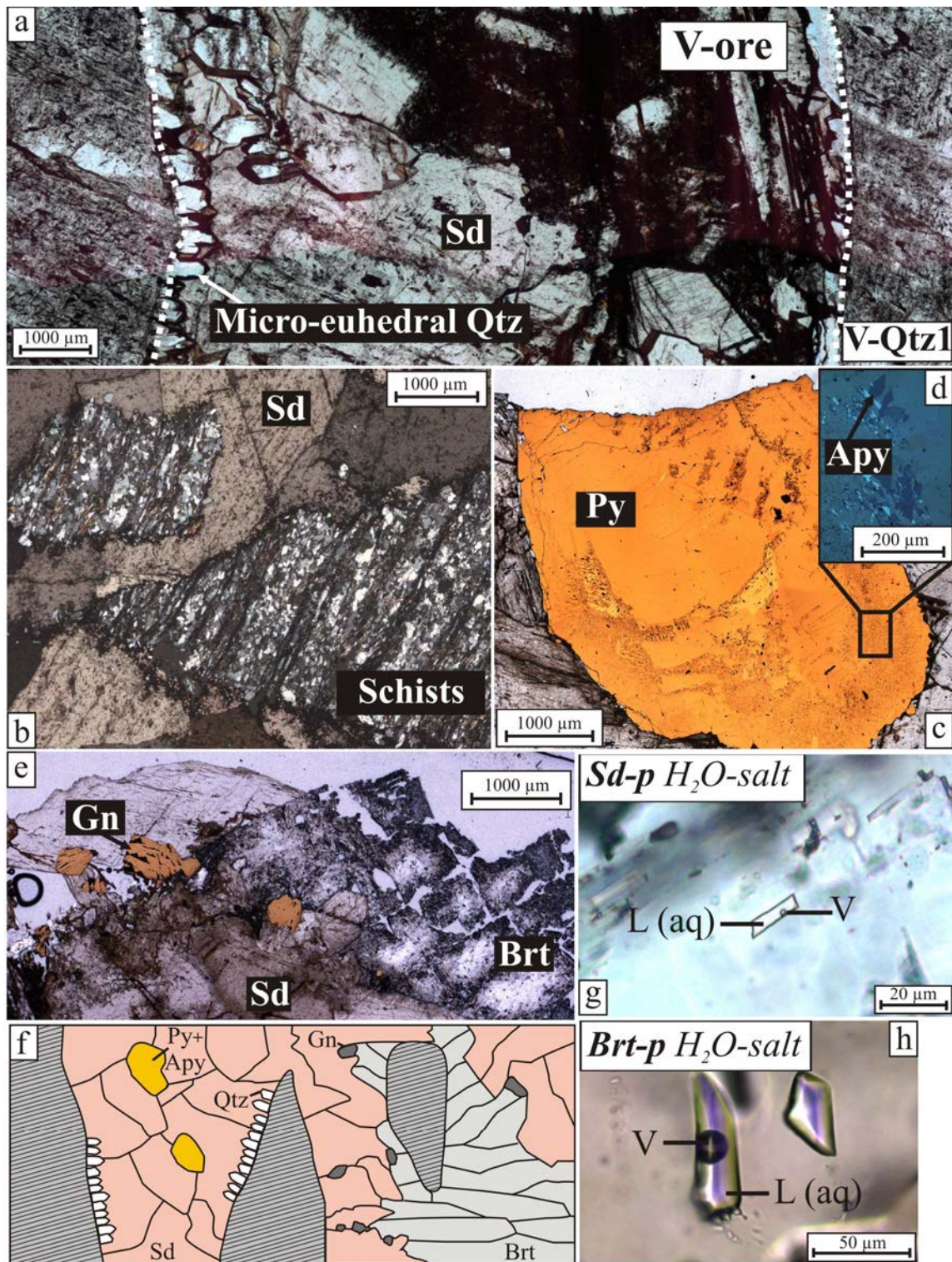


Figure 127 : Petrography of V-ore vein

Optical microphotographs of V-ore and related minerals, in plane-polarized light (PPL), cross-polarized light (XPL) and reflected light (RL). a) Breccia of graphitic chloritoid-schists cemented by siderite (XPL). b) Growth stage within pyrite and location of microphotograph "c" (PPL+RL). c) Arsenopyrite in the last stage of pyrite growth (PPL+ RL). d) Micro-euhedral quartz and siderite vein crosscut Qtz1 (PPL). e) Sequence of siderite, galena and barite (PPL+ RL). f) Schematic representation of the relationship between the various minerals in V-ore. g) Sd-p primary fluid inclusion in siderite. h) Brt-p primary FI in barite.

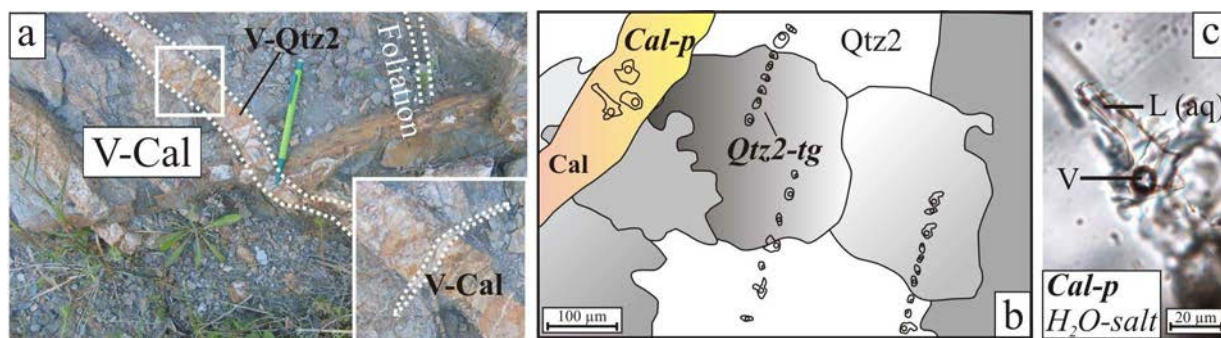


Figure 128 : Petrography of V-Cal vein

a) V-Qtz2 discordant quartz vein intersected by V-Cal discordant calcite vein. b) Relationships between V-Qtz2 grains, Qtz2-tg transgranular FIT and calcite vein containing Cal-p primary FI. c) detail of Cal-p FI.

VI - 1.5.3. Microthermometry and Raman results

Characteristic phase transition temperatures and calculated compositions of fluid inclusions are reported on Table 9 and Figure 129. Individual fluid inclusion measurements are given in Electronic appendix.

VI - 1.5.3.1. Fluid inclusions in Qtz1

Salinity of Qtz1-tg1 ranges between 9.7 and 22.6 mass% eq.NaCl. T_h (L) range between 319 and 350 °C. The volatile phase is predominantly made of CO₂ with minor amounts of CH₄ and N₂.

Salinity of Qtz1-tg2 ranges between 21.6 and 23.8 mass% eq. NaCl. T_h (L) range from 305 to 344 °C (Figure 129, Table 9). The volatile phase is made of CO₂ predominantly with minor amounts of CH₄ and N₂.

VI - 1.5.3.2. Fluid inclusions in Qtz2

Salinity of Qtz2-ig ranges between 11.9 and 20.6 mass% eq.NaCl. T_h (L) occurred between 220 and 400 °C (Figure 129, Table 9). This high scatter of homogenisation temperature is directly linked to plastic deformation of fluid inclusions (Vityk *et al.*, 1995, Bodnar, 2003, Diamond *et al.*, 2010). Therefore, only T_h of intact inclusions with the smallest gas bubbles (flw > 65 vol%) are considered, resulting in a range between 220 and 355 °C. . The volatile phase is dominated by of CO₂ with minor amounts of CH₄ and N₂.

Salinity of Qtz2-tg ranges between 0.1 and 2.4 mass% eq.NaCl. T_h (L) range between 290 and 330 °C (Figure 129, Table 9). Raman spectroscopy showed that the volatile phase is predominantly made of CO₂ with presence of CH₄, N₂ and H₂S.

VI - 1.5.3.3. Fluid inclusions in Qtz3

Salinity of Qtz3-p ranges between 12.7 and 20.9 mass% eq.NaCl (Figure 129, Table 9). T_h (L) range between 235 and 310 °C. The volatile is phase made of CO₂ predominantly with CH₄ and N₂ in minor amounts.

VI - 1.5.3.4. Fluid inclusions in Qtz, Sd and Brt from V-ore veins

Salinity of Qtz-ore-tg ranges between 13.0 and 17.0 mass% eq.NaCl. Methane (traces) is the only gas present. T_h (L) range between 150 and 248 °C (Figure 129, Table 9).

Salinity of Sd-p ranges between 15.4 and 24.6 mass% eq.NaCl. Because no hydrohalite melting nor dissociation temperature of clathrate could be observed, our calculations are only based on the final ice melting and take not into account the complexity of the fluid system. Therefore some data show salinity higher than halite saturation in the H₂O-NaCl system. T_h (L) was observed between 110 and 222 °C (Figure 129, Table 9). Such a high variation could be attributed to leakage within this highly cleavable mineral (Bodnar, 2003). Raman spectroscopy showed that CH₄ was the only component in the gas phase.

Salinity of Brt-p ranges between 20.7 and 25.8 mass% eq.NaCl. Again, because hydrohalite could never be observed, our calculations only take into account T_m (ice) and the complexity of the system is not expressed. Therefore, some of our data show salinity higher than NaCl saturation in the H₂O-NaCl system. T_h (L) was observed between 237 and 335 °C (Figure 129, Table 9). Although, the inclusions were carefully checked before and after measurements, leakage before microthermometric experiments can not be excluded (Ulrich & Bodnar, 1988, Bodnar, 2003) and these values should be discussed very carefully. Raman spectroscopy showed that the volatile phase is predominantly made of CO₂ (however in small amount) with minor CH₄ and N₂.

VI - 1.5.3.5. Fluid inclusions in calcite from V-Cal

Salinity of Cal-p ranges between 11.8 and 18.4 mass% eq.NaCl. T_h (L) ranged between 67 and 87 °C (Figure 129). Raman spectroscopy did not permit to identify the nature of the gas phase.

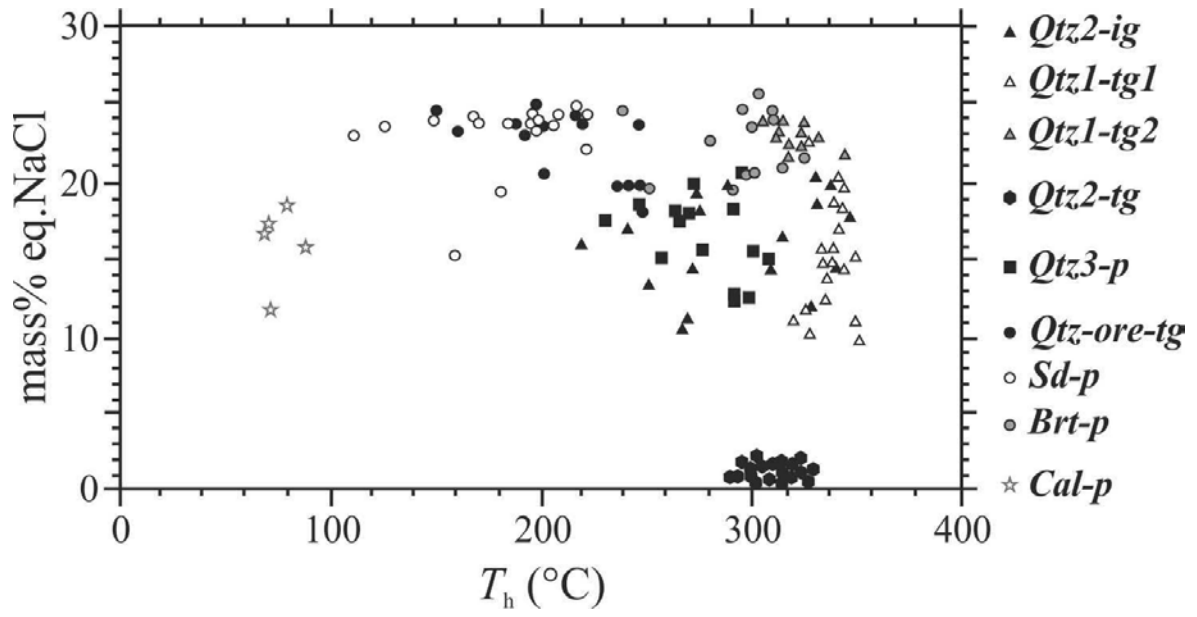


Figure 129 : Microthermometric data and salinities for all stages of fluid inclusions from the Sierra Almagrera.

VI - 1 Evolution des sources de fluides dans la Sierra Almagrera

Fluid inclusion	Microthermometry					Calculated composition						
	T_e (°C)	$T_m(\text{Ice})$ (°C)	$T_m(\text{Cla})$ (°C)	T_h (°C)	Salinity (mass% eq. NaCl)	V_m (cm ³ /mol)	H ₂ O (mol%)	CO ₂ (mol%)	CH ₄ (mol%)	N ₂ (mol%)	H ₂ S (mol%)	NaCl (mol%)
Qtz1-tg1	-48.6/-39.8 <i>-45.2</i>	-22.7/-7.7 <i>-14.5</i>	-3.8/6.5 <i>6.0</i>	319/350 <i>330</i>	9.7/22.6 <i>15.0</i>	23.1/29.2 <i>27.2</i>	85.2/88.1 <i>87.0</i>	1.9/3.6 <i>2.8</i>	0.01/0.1 <i>0.08</i>	0.01/0.05 <i>0.03</i>	-	9.5/11.3 <i>10.1</i>
Qtz1-tg2	-64.6/-39.8 <i>-55.1</i>	-23.1 /-17.6 <i>-22.5</i>	-5.7/-2.3 <i>-3.2</i>	305/344 <i>320</i>	21.6/23.8 <i>23.0</i>	22.8/25.6 <i>23.4</i>	80.7/84.2 <i>81.0</i>	2.8/5.2 <i>3.3</i>	0.01/0.3 <i>0.1</i>	0.01/0.06 <i>0.04</i>	-	12.3/16.4 <i>15.6</i>
Qtz2-ig	-45.7/-30.9 <i>-35.0</i>	-20.0/-8.4 <i>-16.0</i>	-2.5/-1.1 <i>-2.1</i>	220/355 <i>340</i>	11.9/20.6 <i>17.0</i>	25.3/30.0 <i>27.1</i>	82.3/89.1 <i>85.0</i>	2.4/5.6 <i>3.0</i>	0.01/0.3 <i>0.2</i>	0.01/0.07 <i>0.02</i>	-	10.1/12.8 <i>11.8</i>
Qtz2-tg	-	-3.0/-0.7 <i>-1.5</i>	7.3/12.3 <i>9.8</i>	290/330 <i>300</i>	0.1/2.4 <i>1.2</i>	20.5/27.0 <i>25.3</i>	92.3/96.2 <i>95.0</i>	2.5/4.1 <i>3.0</i>	0.01/0.2 <i>0.1</i>	0.05/0.3 <i>0.1</i>	0.03/0.07 <i>0.05</i>	0.1/2.5 <i>1.8</i>
Qtz3-p	-	-21.7/-9.0 <i>-17.3</i>	-2.7/-1.2 <i>-1.8</i>	189/308 <i>265</i>	12.7/20.9 <i>18.3</i>	20.7/23.0 <i>22.6</i>	89.2/94.1 <i>91.0</i>	1.2/3.2 <i>2.5</i>	0.01/0.1 <i>0.05</i>	0.01/0.06 <i>0.04</i>	-	5.2/8.8 <i>6.4</i>
Qtz-ore-tg	-49.6/-39.6 <i>-45.0</i>	-24.3/-14.7 <i>-21.2</i>	-	150/248 <i>210</i>	18.4/25 <i>23</i>	19.6/21.5 <i>20.5</i>	83.0/87.0 <i>85.0</i>	-	Trace	-	-	13.0/17.0 <i>15.0</i>
Sd-p	-49.0/-40.1 <i>-44.3</i>	-23.5/-11.4 <i>-23.2</i>	-	110/222 <i>190</i>	15.4/24.6 <i>24.1</i>	18.8/20.9 <i>19.4</i>	80.3/85.6 <i>83.0</i>	-	Trace	-	-	15.2/18.3 <i>17.0</i>
Brt-p	-59.1/-41.6 <i>-56.2</i>	-25.3/-17.7 <i>-22.4</i>	-	237/335 <i>305</i>	20.7/25.8 <i>23.0</i>	21.0/24.0 <i>23.0</i>	80.1/84.6 <i>82.0</i>	Trace	Trace	Trace	-	12.3/19.2 <i>18.0</i>
Cal-p	-	-15.0/-8.0 <i>-14.0</i>	-	67/87 <i>80</i>	11.8/18.4 <i>17.0</i>	18.6/18.9 <i>18.7</i>	87.2/89.1 <i>88.0</i>	-	-	-	-	10.4/13.1 <i>12.0</i>

Table 9 : Microthermometric and compositional data for all generations of fluid inclusions from the Sierra Almagrera (mode data in italics)

VI - 1.5.4. Halogen chemistry

V-Qtz1 analysed Qtz1-tg1, Qtz1-tg2 and certainly fluid inclusions located on grain boundaries. A Cl/Br molar ratio of 1000 was measured by crush-leach and LA-ICPMS and a chlorinity of 4200 mmol/kg solution (Figure 130).

Sd-p and Brt-p displayed a Cl/Br ratio between 3 500 and 10 000 and a chlorinity between 4200 and 5400 mmol/kg solution, respectively. The Cl/Br ratio of Brt-p obtained with LA-ICP-MS is between 1200 and 4500. The other generations of fluids did not give interpretable signal.

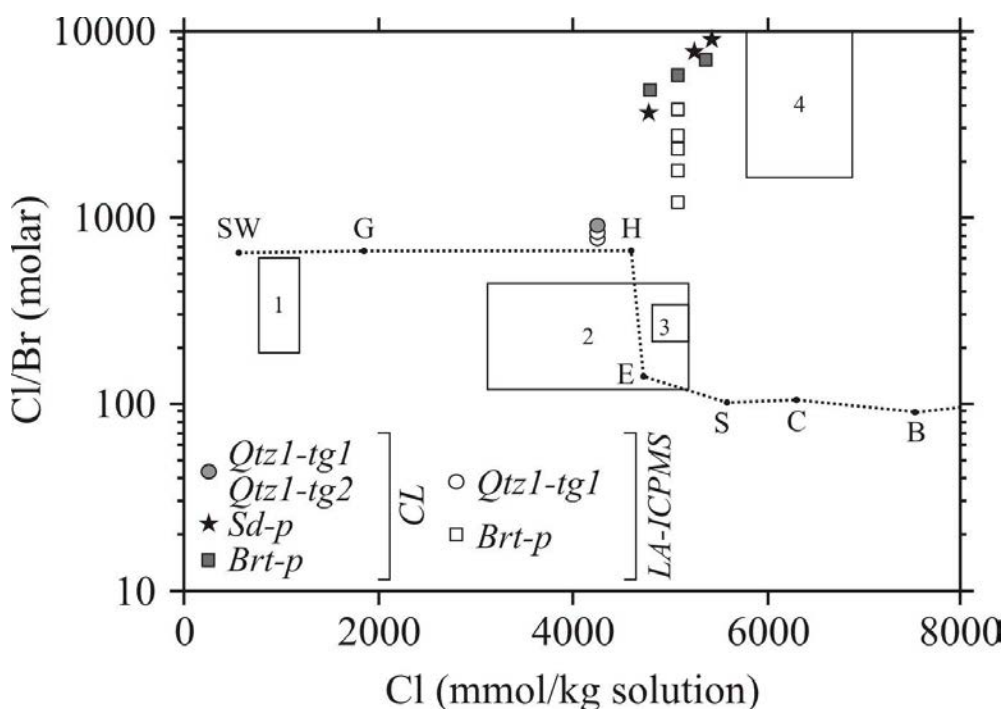


Figure 130 : Cl/Br molar ratio versus Cl concentrations for fluid inclusions analysed both by LA-ICP-MS (empty symbols) and crush-leach methods (CL, full symbols) (samples from the mining district).

The seawater evaporation trend is mentioned (Fontes & Matray, 1993): SW: Seawater, G: Gypsum, H: Halite, E: Epsomite, S: Sylvite, C: Carnallite, B: Bischofite. Comparison data (crush-leach analysis) 1 to 4 : 1—Variscan fluids equilibrated with host rocks (granite and metamorphic rocks), (Boiron et al., 2003), 2—Primary brines issued from Triassic evaporites in Pyrenees (McCaig et al., 2000), 3—Primary brines from Ag deposits in Morocco (Essarraj et al., 2005), 4—Secondary brines associated to emerald mineralization in Columbia (Banks et al., 2000).

VI - 1.5.5. Stable isotope measurements

$\delta^{13}\text{C}$ siderite range between -9.5 and -10.9 ‰ V-PDB ($n=4$). $\delta^{18}\text{O}$ siderite range between 20.6 and 22.5 ‰ V-SMOW (Table 10). $\delta^{18}\text{O}$ barite range from 13.0 to 13.2 ‰ V-SMOW ($n=2$), $\delta^{34}\text{S}$ ($n=4$) from 19.4 to 23.1 ‰ V-CDT . Pyrite ($n=3$) display $\delta^{34}\text{S}$ between 5.4 and 6.4 ‰ V-CDT . Galena ($n=3$) display $\delta^{34}\text{S}$ between -2.4 and 8.3 ‰ V-CDT .

$\delta^{18}\text{O}$ of fluid inclusion bearing minerals are given in Table 10. δD of white micas of the host-rock yielded values of -52 ± 1 ‰. $\delta\text{D}_{\text{fluid}}$ from Qtz1 sampled in the subsiding zone (quartz devoid

visible inclusions) range between -33 and -36 ‰ V -SMOW (Table 10). In the mining district, V-Qtz1 host Qtz1-tg1 and Qtz1-tg2. The δD values of transgranular fluid inclusion planes between -28 and -32 ‰ V -SMOW include δD of possible earlier fluids displaced to grain boundaries during quartz recrystallisation (Table 10).

δD_{fluid} from Qtz2-ig and Qtz3-p are quite similar between -23 and -36 ‰ V -SMOW (Table 10, Figure 131). δD_{fluid} from Qtz2-tg (selected section with Qtz2-tg dominant in the quartz grains) display a larger range of values between -17 and -48 ‰ V -SMOW (Table 10, Figure 131).

V-ore were significantly more D-depleted. δD_{fluid} of Sd-p range between -65 and -80 ‰ V -SMOW. δD_{fluid} of Brt-p ranged between -53 and -69 ‰ V -SMOW (Table 10, Figure 131).

Vein type	Fluid inclusion type	Fluid inclusion stage	$\delta^{18}\text{O}_{\text{host}}$	$T_{\text{trapping}}^{(1)}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}^{(2)}$	δD_{fluid}	$T_{\text{equilibrium}}^{(3)}$
			(V-SMOW ‰)		(V-SMOW ‰)	(V-SMOW ‰)	
			min - max (<i>n</i>) median	(°C)	min - max median	min to max (<i>n</i>) median	(°C)
V-Qtz1	Grain boundary	Early	16.5 - 16.7 (2) 16.6	?	?	-33 to -36 (2) -34.5	488 - 520
V-Qtz1	Qtz1-tg1+tg2	Early	15.9 - 17.2 (2) 16.6	440 - 480	?	-28 to -30 (2) -29.0	442 - 478
V-Qtz2	Qtz2-ig	Early	16.2 - 17.0 (4) 16.5	400 - 520	11.7 - 14.2 12.8	-23 to -36 (4) -30.0	404 - 520
V-Qtz2	Qtz2-tg	Low-saline	15.9 - 17.6 (7) 16.6	300 - 560	?	-17 to -48 (7) -34.0	365 - 704
V-Qtz3	Qtz3-p	Pre-ore	14.0 - 14.5 (2) 14.3	250 - 380	5.0 - 9.6 7.4	-30 (1) -30	459
V-ore	Sd-p	Ore	20.6 - 22.5 (4) 21.5	120 - 260	3.2 - 14.5 8.8	-65 to -80 (4) -71.5	> 1630
V-ore	Brt-p	Ore	13.0 - 13.2 (2) 13.1	280 - 440	8.2 - 11.3 9.7	-53 to -69 (7) -58.0	831 - 1025

(1) Obtained from isochore intersection with PT-path

(2) Equation of Zheng (1993) for quartz-H₂O fractionation; equation of Zheng (1999) for siderite-H₂O and barite-H₂O fractionation

(3) Equation of Suzuoki and Epstein (1976) for muscovite-H₂O fractionation between δD_{fluid} and $\delta D_{\text{host-rock}} = -52$ ‰

Table 10 : Isotopic data for various stages of fluid inclusions from the Sierra Almagrera

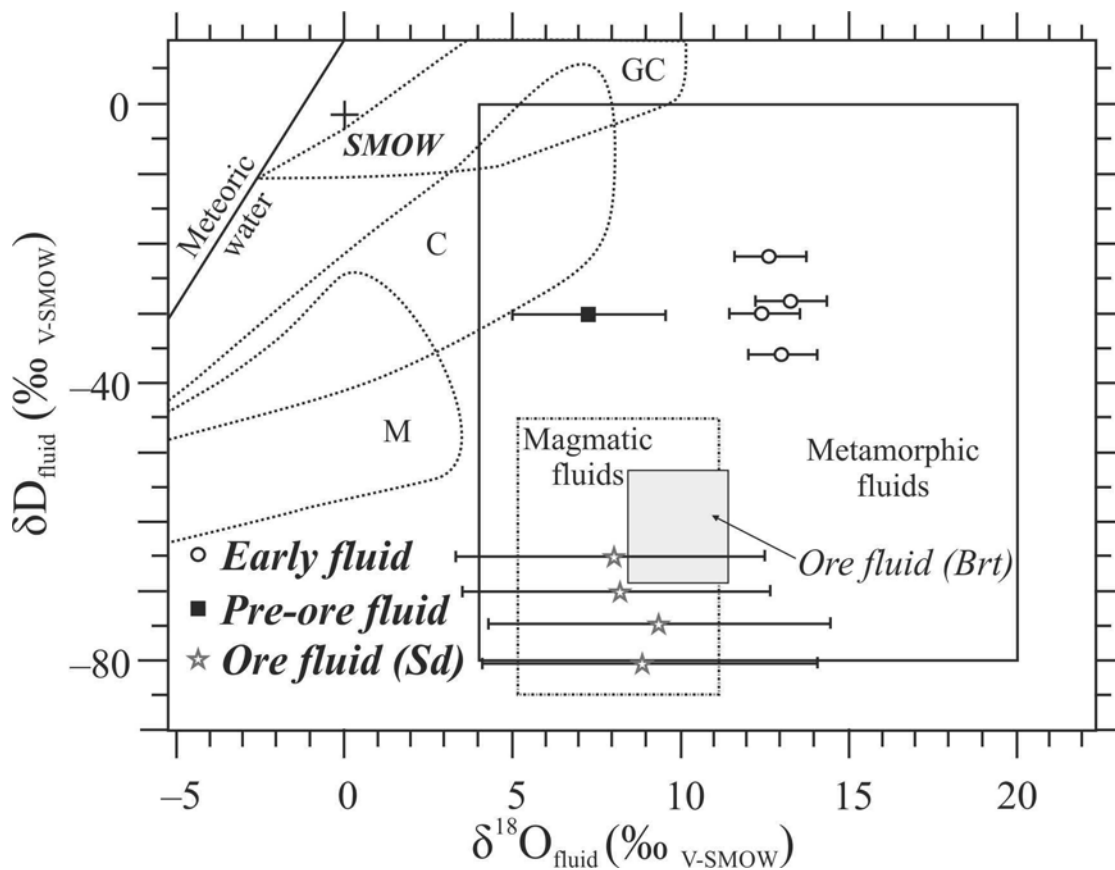


Figure 131 : $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}} \text{‰ V-SMOW}$ and $\delta\text{D}_{\text{fluid}} \text{‰ V-SMOW}$ of fluid early stage, pre-ore and ore fluid stage (Sd).

Field of some representative fluids from literature: basinal fluids (Sheppard (1986): GC = Gulf Coast; C = California; M = Michigan). Metamorphic and magmatic fluids boxes are plotted from Field and Fifiarek (1985).

VI - 1.6. Discussion

Successive tectonic, magmatic and hydrothermal stages were experienced during the geologic history of the Sierra Almagrera, directly impacting the behaviour of the crustal fluid reservoirs. The fluids circulating during the different stages of deformation of the metamorphic rocks from the Sierra Almagrera have been trapped in a sequence of veins composed of quartz, siderite, barite and calcite. The metamorphic fluid reservoir under lithostatic conditions is usually separated from the overlying brittle reservoir under hydrostatic conditions by the brittle-ductile transition. Although the change in rheology is not strictly a hydrogeological barrier, the permeability increases gradually in the upper part of the crust (Manning & Ingebritsen, 1999, Ingebritsen & Manning, 2002). As a consequence, deeper and shallower reservoirs may behave independently on both sides of the brittle-ductile transition or be connected by particular tectonic pathways with high permeability. The deeper metamorphic reservoir may be disturbed by ascending magmatic or mantellic fluid input but descending fluid penetrating from the upper crustal reservoir is usually limited to the brittle-ductile transition zone (Famin & Nakashima, 2004). Surface fluids may range from non-saline water (usually meteoric water) to hypersaline fluids (brines) related to evaporitic conditions.

VI - 1.6.1. Paleofluid sequence*VI - 1.6.1.1. Key criteria to build up the fluid sequence*

Early fluid stage: Although no fluid inclusions were observed within V-Qtz1 sampled in the subsiding zone, crushing techniques permitted to extract a fluid, analysed for its δD . This likely suggests that fluid inclusions trapped prior to plastic deformation have been displaced towards grain boundaries during recrystallisation processes (Kerrick, 1976, Wilkins & Barkas, 1978, Johnson & Hollister, 1995) and partly preserved. The calculated equilibrium temperature, based on H fractionation, between this fluid and host-rock is comprised between 488 and 520 °C, in agreement with ductile conditions. Plastically deformed or dismembered inclusions are found within intragranular planes of V-Qtz2 (Qtz2-ig) and non-deformed inclusions are found within transgranular planes of V-Qtz1. The latter result from healing of former open cracks (Lespinasse, 1999, Lespinasse *et al.*, 2005) and thus more brittle conditions are required than for intragranular planes. As a consequence, Qtz2-ig formed at conditions more ductile than Qtz1-tg1,2. Ductile deformation affecting V-Qtz1 and V-Qtz2 in the Sierra Almagrera are compatible with a top-to-the W / top-to-the SW extensional shearing similar to those described within the Sierra de los Filabres (Augier *et al.*, 2005c) (Figure 123). The youngest ductile extensional stages recognised within the metamorphic pile are dated at 14 Ma (Gomez-Pugnaire *et al.*, 2004, Platt *et al.*, 2006, Gomez-Pugnaire *et al.*, 2012).

Similar microthermometric phase transitions were observed for Qtz2-ig and Qtz1-tg1,2 (average T_h around 340 °C and comparable maximum salinity) (Figure 129). This suggests that both veins trapped the same fluid after the vein formation (V-Qtz1) or during the vein formation with a fluid circulating between the quartz grains of the veins (V-Qtz2). The dominant NW-SE direction of Qtz1-tg1 may be coherent with late Tortonian shortening directions associated to strike-slip tectonics (Montenat & Ott D'estevou, 1990). In such a case, the transgranular fluid inclusion planes would correspond to a stage without any relation with the top-to-the-W, top to the SW ductile shearing evidences observed in the host-rock. This would mean that the fluid inclusion planes formed while the Sierra Almagrera was in the brittle domain under hydrostatic conditions. Another interpretation could be to relate the directions of these fluid inclusion planes to an ongoing extensional tectonics corresponding to a top to the SW ductile shearing. In such a case, the transgranular planes would correspond to local brittle ruptures within a structural ductile domain still controlled by lithostatic conditions.

Low-saline fluid stage: Qtz2-tg are characterised by a much lower salinity than all other fluid inclusions observed in this study. Qtz2-tg never affect V-Qtz3 nor V-Cal. This suggests an episodic arrival of low-saline fluid after the formation of V-Qtz2 but prior to V-Qtz3 and V-Cal. The

subsequent exhumation within the brittle domain was coeval with an uplift of mountain ranges as revealed by the development of deltaic to shallow sea deposits in the Huercal-Overa and Vera basins during early Tortonian (Figure 123) (Weijermars, 1985, Booth-Rea *et al.*, 2003). This uplift was associated to a local NS extension (Augier *et al.*, 2005a) or to the onset of transcurrent tectonics (Montenat & Ott D'estevou, 1990). Whatever could be the associated tectonic regime, the paleotopography provides indicative data about possible hydrogeological conditions within the brittle crust at that time.

Pre-ore fluid stage: Euhedral Qtz3 is contemporaneous of the formation of hematite. Primary Qtz3-p were trapped during V-Qtz3 formation. The obliquity with respect to the host-rock foliation and the lack of undulose extinction in the euhedral quartz shows that V-Qtz3 formed within the brittle domain.

Ore fluid stage: V-ore crosscut V-Qtz3 (Figure 126-a). Higher salinity can be observed either in fluid inclusions found in transgranular planes within early micro-euhedral quartz (Qtz-ore-tg) that developed on the wall-rock or in primary fluid inclusions found in siderite and barite (Sd-p and Brt-p). Quartz and siderite trapped fluids at lower temperature conditions (T_h of Sd-p around 190 °C) than stage 3 (T_h of Qtz3-p around 265 °C). V-ore vein sets have two main orientations: N000E-N340E and N120E-N130E. The N-S direction is coherent with Messinian direction of horizontal shortening and E-W direction of extension, related to a major transcurrent activity of the Palomares Fault Zone.

Late fluid stage: Inclusions in calcite recorded lower T_h around 80 °C, suggesting a formation at more superficial position. Its relative chronology in the fluid sequence could be debated since it has not been sampled in the same structural block as V-ore veins. The only chronologic criterion is the crosscutting geometry with V-Qtz2.

VI - 1.6.2. P-V-T-X

Raman spectrometry study of graphitic schists constrained the maximal temperature experienced by the host-rock at 545-587 °C.

P-T ranges of fluid inclusion entrapment are constrained by the isochores and the geothermal gradients (Figure 132). For the Sierra Almagrera, geothermal gradient data are poorly documented. The only data available comes from the Sierra Nevada located to the West of Sierra Almagrera. A gradient of 60 °C/km under lithostatic conditions is indicated for the final stages under ductile conditions (Gomez-Pugnaire & Fernandez-Soler, 1987, Bakker *et al.*, 1989, Jabaloy *et al.*, 1993, Augier *et al.*, 2005b). A gradient of 30 °C/km corresponding to the anorogenic european average gradient was arbitrarily taken as higher limit.

Early fluid stage: There is no strict evidence that entrapment of Qtz2-ig occurred under lithostatic or hydrostatic pressure. However, inclusion shapes range from euhedral to dismembered (Tarantola *et al.*, 2010, 2012) with large variations of the gas filling ratio. This is indicative for plastic deformation and would thus rather be related to lithostatic pressure conditions.

Transgranular fluid inclusion planes Qtz1-tg1, 2 indicate brittle behaviour within the quartz vein, but the mica-rich host-rock may still be affected by ductile deformation. Qtz1-tg1,2 could also have been trapped under hydrostatic or lithostatic regime. A rather large T and P range thus result for trapping conditions of inclusions related to Early fluid stage without any significant difference between Qtz2-ig (400 to 520 °C and 270 to 380 MPa) and Qtz1-tg1,2 (440 to 480 °C and 110 to 230 MPa) (Figure 132).

Low-saline fluid stage: There is no evidence whether transgranular Qtz2-tg planes formed under lithostatic or hydrostatic fluid regime. However, the fact that they show preferred orientation (NS) would rather be coherent with lithostatic pressure. The trapping conditions for these fluid inclusions range from 300 to 560 °C and 40 to 240 MPa (Figure 132).

Pre-ore fluid stage: Since the euhedral quartz Qtz3 were no more affected by ductile deformation and recrystallisation processes, it is considered that they crystallised in the brittle domain under hydrostatic pressure, within the following P - T range: 250 to 380 °C and 40 to 120 MPa (Figure 132).

Ore fluid stage: Crystallisation of quartz, siderite and barite occurred in an open system. Hydrostatic conditions permit to constrain the T - P range of entrapment for fluid inclusions in Qtz-ore-tg at 160 to 300 °C and 30 to 90 MPa and in Sd-p at 120 to 260 °C and 20 to 80 MPa (Figure 132). Unfortunately the confidence on microthermometric data obtained on barite is low (Ulrich & Bodnar, 1988). The observed homogenisation temperatures would imply a significant increase of the trapping temperature at 280 to 440 °C for 40 to 130 MPa. This could be explained by the active volcanism, but also be an overinterpretation of stretched inclusions in barite.

Late fluid stage: Calcite stage is characterised by lower homogenisation temperatures suggesting a cooling of the system down 70 to 110 °C under 10 to 30 MPa hydrostatic pressure (Figure 132).

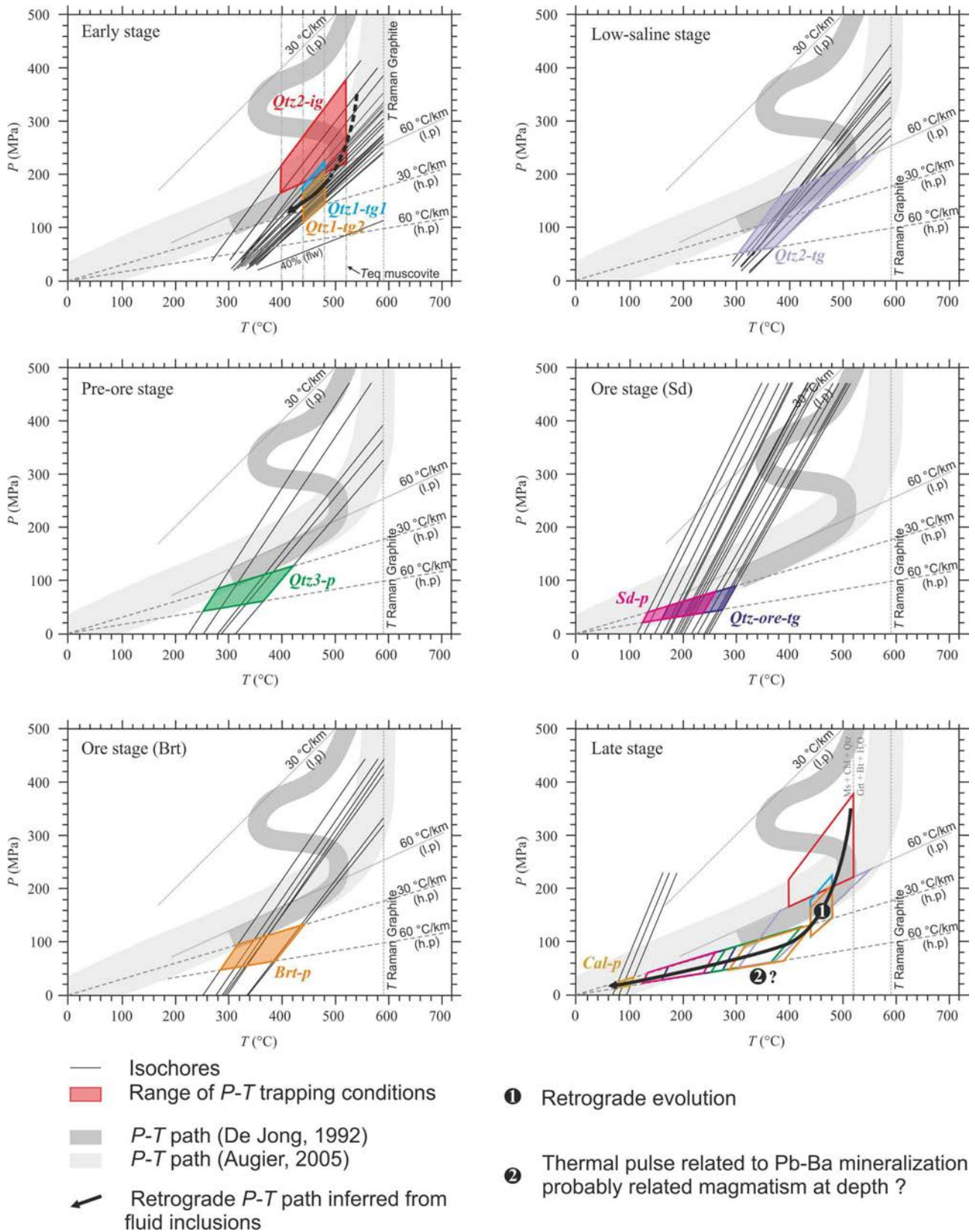


Figure 132 : P (MPa) versus T ($^{\circ}\text{C}$) for all stages of fluids from the Sierra Almagrera.

l.p.: geothermal gradient at lithostatic pressure; *h.p.*: geothermal gradient at hydrostatic pressure.

VI - 1.6.3. Source of fluids

The fluids associated to the geology and tectonic of this presently outcropping part of the Sierra Almagrera are recorded in different veins: i) V-Qtz1, parallel to the foliation, characterised by grain boundary migration recrystallisation indicating dynamic recrystallisation at high temperature and static recrystallisation evidences. This reveals the transposition of the veins while the host-rock was in the ductile domain; ii) Postdating V-Qtz2 display sections oblique to the foliation suggesting that they were less deformed during the ductile extension than V-Qtz1. The oblique sections show bulging and subgrain rotation recrystallisation evidence that occurred at lower temperature than grain boundary migration recrystallisation e.g. (Passchier & Trouw, 2005). These features, as well as undulose extinction, suggest ongoing dynamic deformation affecting V-Qtz2 at the brittle-ductile transition; iii) Late stages are recorded by oblique V-Qtz3, V-ore, V-Cal formed within the brittle domain.

Early fluid stage: Hydrogen isotope fractionation shows equilibrium between fluid inclusions of the Early fluid stage and mica-rich host-rock. Indeed the calculated temperatures are in the order 400-520 °C, comparable with the temperatures obtained from isochores and geothermal gradients.

The range of homogenisation temperatures of Qtz1-tg1,2 is smaller than Qtz2-ig, suggesting that the inclusions were less affected by plastic deformation. This may be indicative of the passage through the brittle-ductile transition.

Halogen signatures of Qtz1 grains plot along the seawater evaporation trend in agreement with halite evaporation. The ages around 14 Ma for ductile features related to the Miocene extensional tectonics are much older than the age of formation of late Messinian evaporites. So, only the Triassic evaporites could be concerned by these dissolution processes. Presently, local remnants of gypsum tectonic slices are preserved to the North of the Sierra Almagrera. However, because Br is highly incompatible in halite, secondary brines would yield a fluid depleted in Br. In our case, as shown by hydrogen isotope, there must be equilibrium between the fluid and graphitic schists enriching the fluid in Br (Yardley, 2005).

The variability trend in salinity in both Qtz2-ig and Qtz1-tg1,2 might either reflect i) an original heterogeneity related to discontinuous interaction with Triassic evaporates, ii) the effect of plastic deformation for Qtz2-ig (Diamond *et al.*, 2010) or iii) a mixing between deep highly saline fluid and a low salinity fluid end-member.

Low-saline fluid: Fluid isotopic values obtained on Qtz2 grains containing Qtz2-tg also take into account the signature of fluids of the Early stage. δD_{fluid} values ranging from -17 to -48 ‰ are generally lower than values of the Early fluid stage. δD values of the dilute fluid are thus D-depleted compared to those of the Early stage, with values likely not buffered by the host-rock. This suggests the input of an external, low-saline fluid, from the upper reservoir.

Either the volume of low-saline fluids was sufficient to dilute high salinity fluids from the Early stage or more likely the lower ductile and the upper brittle reservoirs were not connected during exhumation and behave independently. The penetration of low-saline fluids could be likely associated to the uplift of mountain ranges during the Serravalian and the early Tortonian (Martínez-Martínez & Azañón, 2002, Platt, 2007) (Figure 133). However, in the absence of $\delta^{18}\text{O}$ values and interpretable LA-ICP-MS values, it cannot be concluded whether this fluid is of meteoric or basinal origin.

Pre-ore fluid stage: Hydrogen isotopic composition is not controlled by the host-rock (Table 10). The enrichment of iron in the fluid led also to the formation of hematite in the open spaces between Qtz3 crystals (Figure 126-b, Figure 133). This stage corresponds to tectonic conditions in the brittle domain

The salinity is comparable as the Early fluid stage. $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ is lower than for the Early stage and trapping temperatures allow defining a $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ signature shifted towards basinal/meteoric water compositions. These data are coherent with a mixing between low-saline basinal/meteoric and with an upward migration of underlying high salinity fluids (Early fluid stage) enriched in iron. This may correspond to the onset of transcurrent tectonics during this period and the beginning of the volcanism (Figure 133).

Ore fluid stage: Although slightly lower in $\delta^{13}\text{C}$ (about 2 ‰) and slightly higher in $\delta^{18}\text{O}$ (about 1 ‰), siderite from the El Arteal in the mining district could be compared with the data of siderite from Jaroso Ravine (Figure 123-b) and interpreted as indicative for meteoric water and low temperature hydrothermal conditions Martínez-Frias *et al.* (2007). However the $\delta^{13}\text{C}$ may also be buffered during fluid interaction with the metasedimentary sequence whatever their origin.

The combination of δD and $\delta^{18}\text{O}$ values result in a fluid with a magmatic or metamorphic signature (Field & Fifarek, 1985). These results do not fit with the meteoric water line (Figure 131) and would infirm the conclusions from Martínez-Frias *et al.* (2007). On the other hand, $\delta\text{D}_{\text{fluid}}$ are strongly in disequilibrium with the host-rock and imply an external source for this fluid.

Fluids in siderite were trapped at lower temperatures than the previous fluid stages and thus at shallower conditions (Figure 133). They display higher values of salinity than earlier stages, reaching up to 25 mass% eq.NaCl (Figure 129, Table 9). Cl/Br data shows that the fluid is Br depleted and far from the sea water evaporation trend. As Br is not easily incorporated in halite, dissolution of halite would yield this type of fluid. Chlorine/Bromine ratios thus indicate signatures that could be compared to secondary brines (Banks *et al.*, 2000) resulting from dissolution of evaporites (Figure 130).

The strong salinity increase might result from a combination of volcanism in the Palomares Fault Zone as suggested by δD and $\delta^{18}O$ values (Figure 131), and dissolution of evaporites as suggested by their halogen signatures (Figure 130). The direction of the veins is coherent with the Messinian strike-slip regime related to a major activity of the Palomares Fault Zone (Montenat *et al.*, 1987, Booth-Rea *et al.*, 2004). In addition to the dissolution of Triassic evaporites, dissolution of Messinian marginal evaporites (deposited from 5.96 to 5.67 Ma) (Clauzon *et al.*, 1996) is a possible scenario (Figure 133). These Messinian evaporates preceded the main sea-level drop related to the peak of the salinity crisis. Pre-incision Messinian evaporitic deposits were available as revealed by the “Formation à blocs” from the Vera basin which reworked Messinian early gypsum during the main incision (Figure 133) (Clauzon, 1980, Clauzon *et al.*, 1996). Messinian sediments from Las Herrerias (Figure 123) were mineralized prior to the main Messinian incision and confirm the age of the event (Alvado, 1986, Fortuin *et al.*, 1995, Booth-Rea *et al.*, 2004) (Figure 133).

A subsequent increase of temperature at constant salinity is not to be excluded by fluid trapping conditions in barite exceeding 400 °C during ore stage. This thermal pulse related to Pb-Ba mineralization could be approximately synchronous with the Miocene volcanism in the area (i.e ~ 6 Ma) (Figure 133). We suggest high K and lamproite magmatism to be related with this fluid stage and mineralization process and to be also a possible metal source. The high K content or metal such Zn or Cu in fluid inclusions also support this hypothesis.

$\delta^{34}S$ values of barite are comparable with those of Miocene sulfate sea water (Claypool *et al.*, 1980). The increase of salinity of the ore stage could be related to secondary brines linked to the dissolution of Messinian evaporites.

Late fluid stage: Homogenisation temperatures of fluid inclusions within calcite around 80 °C could suggest a deep burial or a shallow expression of hot fluids. The salinity of these fluids may be compared with salinity of Early and pre-ore stages. Calcite veins may correspond to a shallower expression of deeper fluid flows presently measured in veins from the uplifted mining district block (Figure 133). In such a case the superficial equivalent in the central block may have been eroded during the subsequent uplift. A second hypothesis is that these calcite veins only developed at a later stage at a lower temperature.

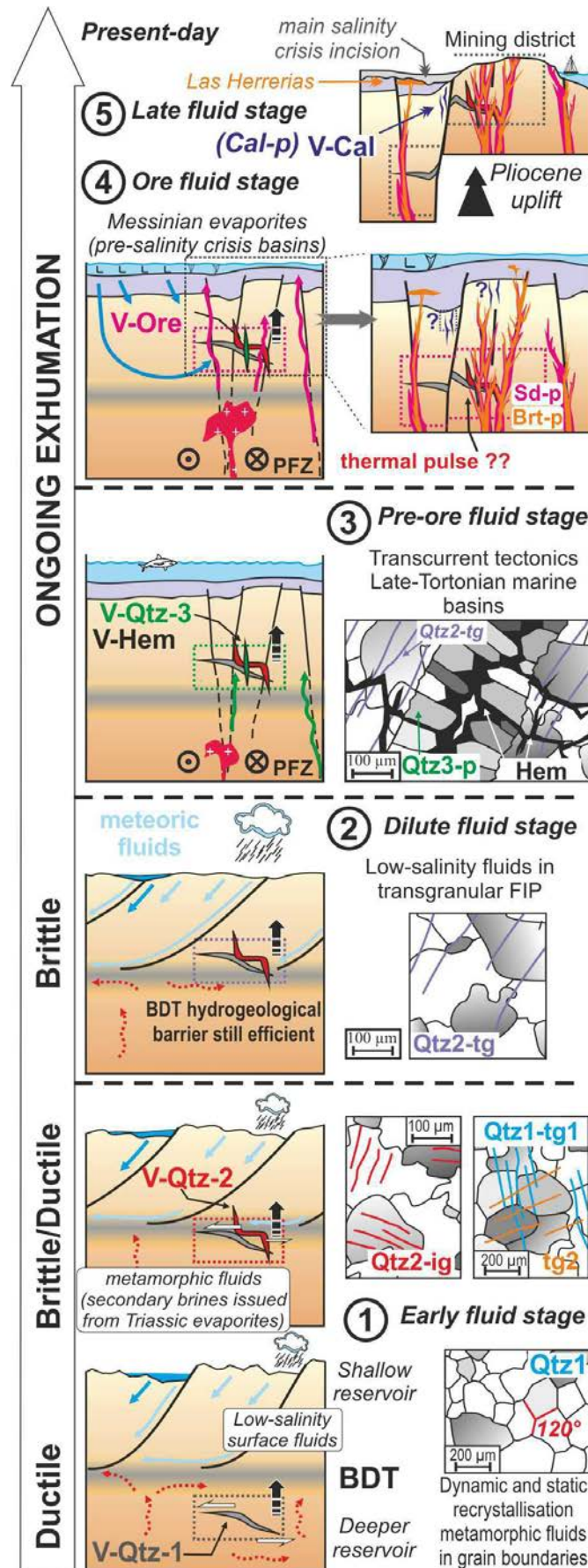


Figure 133 : Exhumation of the Sierra Almagrera and associated tectonics, paleo-orographic evolution and paleofluid sequence

VI - 1.6.4. RedOx conditions and fluid reservoir

Fluids trapped as fluid inclusion planes during the Early stage are characterised by a rather low density of the volatile phase dominated by CO₂. The significant presence of CH₄ (around 20% of the volatile molar composition) is not that strictly expected in the case of water-graphite equilibrium (Dubessy, 1984, Huizenga, 2001, 2011). Such kind of distribution of volatiles is rather common in metamorphic environments at around 350-450 °C where local equilibrium between water and graphite is reached, and contribute then, through mixing with other fluids, to the rather common metamorphic signature found in most retrograde fluids during exhumation (Cathelineau *et al.*, 1993, Boiron *et al.*, 2003). At lower temperatures, in presence of graphite, CH₄ is expected to be the dominant species if redox conditions are rather reducing. This is the case for the predominance of CH₄ in fluid inclusions during the precipitation of siderite at the beginning of the Ore stage which occurred with a T_h around 190 °C. This precipitation from Fe²⁺ rich solutions needs a rather significant low fO_2 and an increase in the fCO_2 .

Low-saline and Pre-ore stages show variations in the redox conditions. Low-salinity fluids recorded an increase in CH₄ concentrations reaching 30% and about 10% of H₂S. CO₂ was again the dominant volatile during V-Qtz3 crystallisation and hematite formed during this Pre-ore stage, attesting for significant oxidising conditions prior to the ore fluid stage where sulphides then sulphates (barite) precipitated. CO₂ was then lacking in fluids trapped during the siderite (FeCO₃)-pyrite crystallisation under reduced conditions but was again the dominant low density volatile species in the brine related to the (galena)-barite stage. During oxidising stages, fluids are not buffered at all by local equilibrium, and a part of the fluids are necessarily coming from oxidised fluid reservoirs. It is highly possible that most minerals precipitated through mixing processes. Thus, iron is present as hematite, then siderite, and finally pyrite. In all cases, iron needs to be transported by a reducing fluid at the Fe²⁺ state. The iron minerals precipitate either as oxides if the conditions become oxidising, as siderite if $P(CO_2)$ is sufficiently high and as pyrite if fS_2 is increased. All these variations in the iron mineralogy are indicative of significant changes in the physical-chemical conditions all along the process of opening and cementation of fractures. All described changes in volatile composition are recorded within a series of brines trapped in the same system of veins crosscutting the graphitic schists. These fluctuations in the volatile composition and redox conditions need open systems where fluids entering the black schist formation are either buffered by the local reducing conditions (for instance, during the siderite stage), or not buffered at all.

Since both hematite related to V-Qtz3 and siderite from V-ore veins are encountered at close distance in the same gallery, recent transformation due to a general supergene alteration could not be evoked. If the mineral did not precipitate first as hematite under oxidising conditions, the

oxidation of a first Fe mineral formed under reducing conditions must have nevertheless occurred prior to the formation of siderite from V-ore veins.

VI - 1.7. Conclusions

The characterisation of fluid inclusions trapped within the described veins permit to observe fluids trapped at different position within an exhumating sierra. The general *P-T* path is characterised by the evolution from lithostatic to hydrostatic pressure. After the low-saline event, all fluids were trapped in minerals crystallising in open structures under hydrostatic pressure. During the exhumation, different contexts associated to fluid circulation are to be considered: i) a first step during which the host-rock passed through the brittle-ductile transition, thus recording metamorphic fluids, ii) a second step occurred when the host-rock entered definitively the brittle domain and predominantly collected upper fluids and, iii) a last step, related to ore formation and maybe magmatism, resulting in a complete tectonic change that modified the relative hydrogeologic independence between the deeper and upper reservoirs.

More generally, the local tectonic geology of the Sierra Almagrera leads to consider two stages for fluid circulation. Prior to transcurrent tectonics, metamorphic rocks from the Sierra Almagrera exhumed as a whole and both V-Qtz1 and V-Qtz2 developed at all places. The onset of transcurrent regimes had two consequences: i) it localised the deformation and associated fluid pathways within the brittle crust and, ii) the occurrence of local transtension and transpression led to the final exhumation of the central area corresponding to the mining district where V-Qtz3 and V-ore veins are found.

The first record of the exhumation is characterised by ductile-brittle deformation related to extensional tectonics. During that Early stage, metamorphic brines were interpreted as the result of dissolution of Triassic evaporites. Low-saline fluids were then recorded as the structural unit progressively penetrated within the brittle domain. These fluids are characterised by a loss in major elements such as K, Li, Na, Mn, Fe, Sr and Ba (Annexe 10) and are not in equilibrium with the host-rock anymore. These low-salinity fluids are likely related to penetration of basinal or meteoric waters from the surface favoured by a hydraulic gradient related to uplifted mountain ranges during late Serravalian to early Tortonian times.

These characteristics for the upper fluids could have lasted until present-day exposure but the geodynamic change related to the onset of the Trans-Alboran tectono-volcanism modified the hydrogeological decoupling between the lower and upper reservoirs. Pre-ore stage is characterised by the occurrence of brittle quartz veins related with intermediate salinity and homogenisation temperatures, between meteoric or basinal fluids and upward migration of underlying high salinity fluids (Early fluid stage). The fluids have a volatile phase dominated by CO₂ without CH₄ and are

associated with a 5 times increase of Fe (Annexe 10) which is expressed by the formation of hematite under oxidising conditions. This Pre-ore stage shall be the first evidence of the volcanism.

Reduced conditions prevailed at a later stage of iron-rich fluid migration. This is revealed by the formation of siderite and iron sulphides in the mining district and is related to the activity of the Palomares sinistral fault zone during the Messinian. A second type of brines (Ore stage) shows infiltration of fluids which have dissolved Messinian evaporites of the Vera Basin. These are at the origin of ore mineralization in veins. The process evolved towards more oxidising conditions associated with a possible thermal pulse that led to the formation of galena and barite whose $\delta^{34}\text{S}$ signature confirms the involvement of Miocene brines.

The overall evolution of fluid migration in this part of the Betic Cordillera points out the role of three main driving forces: i) an exhumation path related to a global cooling, ii) a drastic change to transcurrent tectonics associated to hydrogeological connections at depth favouring the ascent of hot hydrothermal fluids disturbing the cooling path and, iii) the involvement of two types of secondary brines, one from the deep reservoir implying Triassic evaporites and a more recent one from the Messinian at the surface which might have caused the migration and concentration of economic elements. The interference between these factors influenced the redox conditions within the upper brittle reservoir leading to an alternation of oxidising and reducing conditions that influenced the formation of iron-rich minerals (hematite then siderite-pyrite/arsenopyrite). Deep penetration of late oxidising Messinian secondary brines related to the crystallisation of barite reveal large convection cells from surface to deep aquifers associated to transtensional tectonics and local heat flows, presumed to be related to Miocene magmatism at depth

VI - 2. GISEMENTS DE PILAR DE JARAVIA, LAS HERRERIAS ET LA CIUDAD (GARRUCHA)

Neogene evolution of fluid transfer and ore deposits during the geodynamic evolution of the Palomares fault zone (Betics, Spain) (Article 3)

Vanessa Dyja ^a, Christian Hibsich ^a, Michel Cathelineau ^a, Alexandre Tarantola ^a,
Javier Carrillo-Rosúa ^b, Salvador Morales Ruano ^b, Christian Marignac ^a

Article in preparation for Ore Geology Reviews

^a GeoRessources, Université de Lorraine, CNRS, CREGU, UMR 7359, Vandœuvre-lès-Nancy,
F-54506, France

^b Facultad de Ciencias de la Educación, Campus de Cartuja, 18071, Granada, España

Avis au lecteur

Afin de ne pas dupliquer inutilement une lecture de la présentation thématique méthodologique et de l'histoire géologique générale, seuls les points particuliers différents de l'article précédent seront mis en avant.

Keywords

Fluid Inclusions / Betics / Palomares Fault Zone / Barite / Stable isotopes / Halogens analysis / Messinian evaporites / Triassic evaporites

VI - 2.1. Introduction

Late Neogene base metal ore deposits from the Internal Zone of the Betic Cordillera can be encountered either from fractures affecting the metamorphic rocks till synsedimentary or syndiagenetic stratabound impregnation of overlying Late Miocene sedimentary rocks. This is the case of mineralized vein networks affecting nevado-filábrides rocks from the Sierra Almagrera (Martínez-Frías, 1991, Morales Ruano *et al.*, 1995a, b) or the nearby Tortonian-Messinian sedimentary deposits from the Vera Basin (López Gutiérrez *et al.*, 1993, Martínez-Frías & Benito

García, 1993, Navarro *et al.*, 1994, Bolze *et al.*, 1997, Martínez-Frías, 1998). Further North in the Mazarrón area and further South in the Cabo de Gata volcanic province, ore deposits affect volcanoclastic deposits such as for the famous Rodalquilar epithermal gold deposits (Lopez Ruiz & Rodriguez Badiola, 1980, Bellon *et al.*, 1983, Arribas *et al.*, 1995, Bolze *et al.*, 1997, Carrillo-Rosúa & Morales Ruano, 2003) (Figure 25). These data led to the interpretation that the hydrothermal deposits in the intermediate Sierra Almagrera – Vera Basin area were more or less related to volcanic activity implaced along the Trans-Alboran transcurrent tectonic zone. The magmas generated in this intermediate region include K-rich calc-alkaline, shoshonitic, ultra-potassic and lamproite series. Radiometric dating indicates that there were at least two main types of magmatic activity. The first stage (12.6 - 7.5 Ma) began with the generation of the K-rich calc-alkaline rocks. The second stage (10 to 6.5 Ma) generated ultra-potassic rocks and shoshonitic rocks (Lopez Ruiz & Rodriguez Badiola, 1980, Bellon *et al.*, 1983). Lamproites rocks were observed and dated from 7.4 to 5.6 Ma (Venturelli *et al.*, 1984, Duggen *et al.*, 2004). A significant characteristic for this volcanic province is its spatial and almost temporal relationship with Ag, Fe-Mn, Hg-Sb, and base-metal sulphide hydrothermal mineralization.

From a geotectonic point of view, the whole structuration of this Cordillera has been regarded in terms of compressional nappe tectonics and subduction/collision scenarios ranging in age from late Cretaceous to middle and even late Miocene. The gravitational collapse of this orogenic edifice through low-angle extensional detachments associated to crustal upward arching, isostatic rebound, exhumation of metamorphic core complexes and volcanism, during middle to upper Miocene times, has also been proposed (Doblas *et al.*, 1997, Martínez-Martínez *et al.*, 2002, Augier *et al.*, 2005a, Platt, 2007).

Different references about the characteristics of the mineralizing fluids, paragenetic sequences, fluid inclusions, stable isotopes and many other aspects concerning these ore-deposits can be found in Martínez-Frías *et al.* (1989), Martínez-Frías (1991, 1998), Lopez Gutierrez, J. *et al.* (1994), Morales-Ruano *et al.* (1995a). Nevertheless, the source of these fluids and associated metals is still a point of some controversy. The volcanism has not shown a direct relationship with the mineralization since no chemical anomalies have been evidenced in these volcanic rocks to prove such a metal input. On the contrary, ore deposits are more directly concentrated in volcanoclastic deposits from the previous event, but the timing indicates a more recent hydrothermalism than the K-rich calc-alkaline volcanism. The metals may either come from melting zones related to a more recent volcanic event or being extracted from the metamorphic formations which were affected by the thermal fluid flow induced by the volcanism.

Fluid characteristics related to ore deposits concentrated in veins affecting the nevado-filábride metamorphic units from the Sierra Almagrera have been described in a previous study (Dyja *et al.*, submitted). It concerns the deepest structural level presently close to the surface where these fluid flows have been recorded. Thanks to the recent tectonic uplift of the Sierra Almagrera, it allowed the present-day exposure of these mineralized features. Only the dark schists of Paleozoic origin from the Cala Alto unit are presently outcropping in this area (Morales Ruano, 1994, Booth-Rea *et al.*, 2004). In order to complete the comprehension of the Late Miocene mineralizing fluid flows in the upper crust and their relationships with the paleotopography and paleohydrogeology, three other mining zones related to the Palomares Fault Zone have been studied and are presented in this article (Figure 134).

The Pilar de Jaravia mining district more to the North indicates that ore deposits affected also metacarbonates and metaevaporites originated from Triassic sediments. It allows analysing mineralized fluid flows at a shallowest position within the metamorphic pile. Mining zones of Garrucha and Las Herrerias, respectively more to the West and more to the South from the Sierra Almagrera mining district, allow analysing the mineralized fluid flows within the Vera Basin. These two areas are not concerned by different vertical motions related to recent uplifts and it could be considered that they reflect the fluid circulation at the same structural position. However, these two mining districts are located at a different paleogeographic position and their comparison will permit to test the influence on the mineralization of paleogeographic factors and associated paleohydrogeology.

VI - 2.2. Geology of the Vera Basin and bordering sierras

The Aguilas Metamorphic Core Complex begins with the Sierra Almagrera at its southern border where only nevado-filábrides rocks are outcropping, especially graphitic phyllites, quartz-rich chloritoid-schists and quartzites from Calar Alto unit (Figure 134). More to the North, the Pilar de Jaravia mining district starts more or less at the location of the detachment which separates the Nevado-Filábrides complex and the Alpujarrides complex (probable prolongation of the Filabres detachment described in the Sierra Bédar (chapter IV - 5, page 152). The development of the Alpujarrides complex to the North coincides with the southern flank of the Sierra Almenara (Figure 134-b). In addition to dark schists, metacarbonates and gypsiferous metaevaporites are locally encountered. The present-day geomorphology of the Sierra Almagrera and Sierra Almenara mainly results from the sinistral strike-slip faulting in the area that generated several fault segments at various scales.

The Palomares Fault Zone (Figure 134) is associated to approximately 16 km of left-lateral relative displacement between the Sierra Cabrera to the South and the Sierra Almagrera to the North

(Booth-Rea et al., 2004). This transcurrent faulting may have started since the late Tortonian (around 7.2 Ma) but was mainly active since the Messinian. The PFZ initiated during the Tortonian–Messinian as a transfer structure linking areas subject to NW/SE shortening (Booth-Rea et al., 2004). During the Plio-Quaternary the fault zone lengthened cutting previous fold structures and widened towards the East displacing the active mountain front to the western border of Sierra Almagrera–Sierra Almenara. These Sierras, which show moderate uplift rates of 0.05–0.15 m/ka, formed in response to the oblique-slip regime of the PFZ.

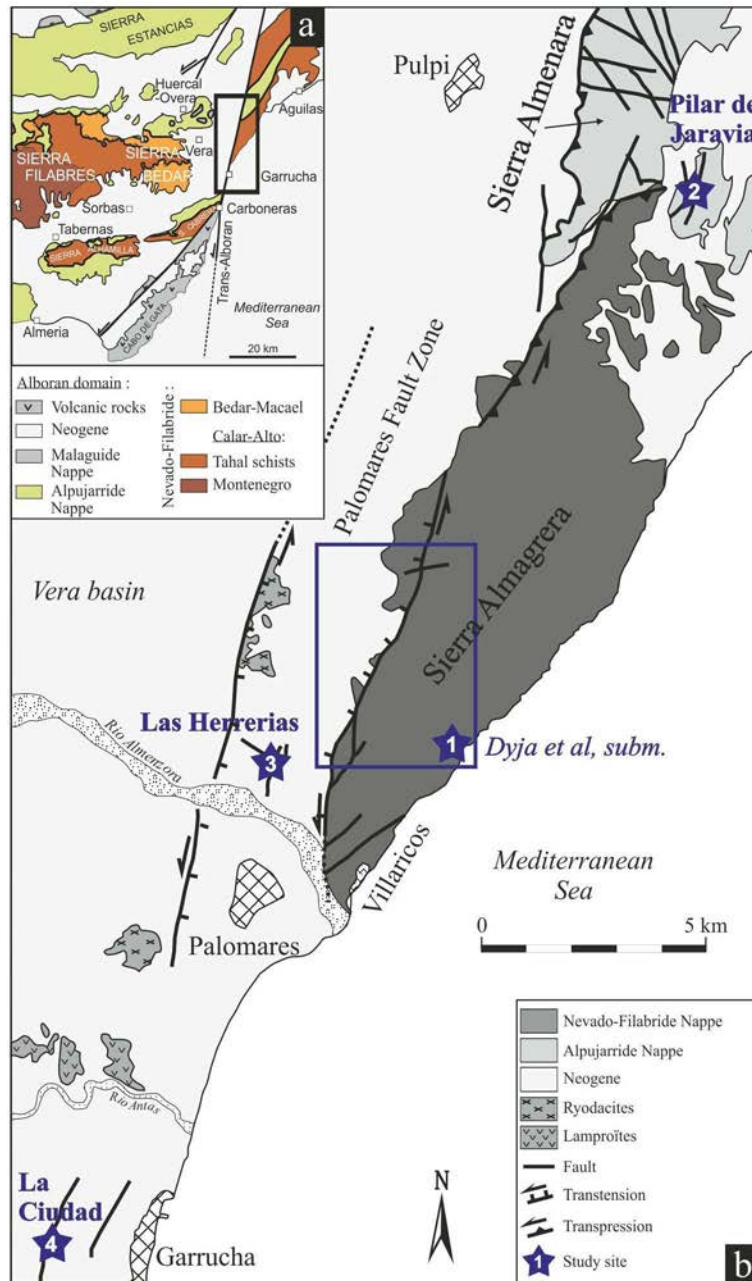


Figure 134 : Location of the mining districts in the Sierra Almagrera – Vera Basin area

a) Geological context of the Eastern Betics and location of the Sierra Almagrera (modified after (Augier, 2004)). b) Geological map of the Sierras Almagrera and Almenara, the Vera basin and the Palomares transcurrent fault zone (modified after (Booth-Rea et al., 2004, Montenat, 1990)).

Its evolution related to a vertical component (oblique faulting) caused the more recent exhumation of the Sierra Almagrera during the Plio-Quaternary. The western segments of the Palomares Fault Zone at the southern edge of the Sierra Almagrera dip towards the West. Their transtensional activity favoured the subsidence of the western block (Figure 134). In contrast, the northern segments which are dipping towards the ESE, are related to a sinistral restraining bend that favoured the uplift of the Sierra Almagrera mountain ranges located to the East of the zone and towards Pilar de Jaravia area (Figure 134) (Booth-Rea *et al.*, 2004). In the western block, an antithetic fault system was related to the mineralization affecting Late Tortonian to Early Messinian sediments from the Las Herrerias quarry (Figure 137) (Bolze *et al.*, 1997, Booth-Rea *et al.*, 2004). Further South, close to the Sierra Cabrera, last evidences of Late Miocene ore deposits are found in the "La Ciudad" area to the West of Garrucha (Figure 134) where it affects Messinian limestones.

Small bodies of high K calc-alkaline and shoshonitic rocks (Lopez Ruiz & Rodriguez Badiola, 1980, Benito *et al.*, 1999) can be encountered in places, in part limited by the transcurrent faults. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of these rocks are between 7.4 and 6.4 ± 0.04 Ma (Duggen *et al.*, 2004). Less abundant, lamproites from the ultrapotassic series (Lopez Ruiz & Rodriguez Badiola, 1980) outcrops within the Vera basin, South of Sierra Almagrera (Figure 134) but also close to the Sierra Bedar further West (Figure 134-a). They were dated around 6.4 ± 0.2 Ma (Prelevic *et al.*, 2008).

VI - 2.3. Mineralizations within the basement rocks

VI - 2.3.1. Mineralization from Sierra Almagrera (site 1 on Figure 134)

Non détaillé ici (cf. chapitre VI - 1, page 259).

VI - 2.3.2. Mineralization from Pilar de Jaravia (site 2 on Figure 134)

The mineralization is hosted by dolomites. The chronological sequence of mineralized veins in the Jaravias mining district in the literature is as follows: dolomite host rock, siderite, Fe–Mn oxyhydroxides and gypsum crystals very oftenly including celestine needles (Garcia-Guinea *et al.*, 2002). Further northeastward, towards the Aguilas area (Figure 134-a) other hydrothermal mineralizations have been described with more complexes paragenesis such as chalcopyrite, sphalerite, cubanite, pyrrhotite, bismuthinite, Pb–Bi–Ag sulphosalts and quartz (Morales Ruano *et al.*, 1995a). The presence of argentopentlandite suggests temperatures overpassing 400°C.

The observed mineralizations in Pilar de Jaravia are mainly hematite, barite, celestite and gypsum (Figure 135-a) with few sulphides such as galena and pyrite (Figure 136). Frequently, hematite crystal habitus developed in vugs in association with barite are rhombus-shaped (Figure 135-b). They fill voids between the lamellas of barite (Figure 135-c) Then a reniform goethite

covered the faces of hematite and barites (Figure 135-d). Celestite developed after these two first minerals (Figure 135-b). Gypsum encompasses all other previous mineral phases (Figure 135-a).

At thin section scale, it could be noticed that hematite has pervasively transformed previous siderite rhombus-shape crystals developed around barite crystals (Figure 136-a). In some crystals, the hematite can alternate with growth zones of siderite (determination was carried out by Raman spectroscopy) (Figure 136-c-d). Two explanations are possible. Some siderite growth stages were less sensible to pseudomorphosis in hematite due to their crystallinity compared to other siderite growth stages or, the formation of siderite alternated with hematite crystal growth. At the surface of the rhombus-shape crystals the last stage of reniform-shaped goethite is revealed by more pronounced red internal reflections (Figure 136-c-d). Galena is present as larger crystals than pyrite in siderite and hematite replacement zones (Figure 136-e). Small spheres of pyrite are scattered either in siderite and galena (Figure 136-e) but are strongly altered in the hematite zone (Figure 136-e). The mineralogical sequence of the vein ends by celestite as thin acicular crystals, encompassed by gypsum (Figure 136-f).

These ore deposits show some similarities with iron ore deposits from Bédar according to their geological position close to the contact between the top of the nevado-filábride complex and the alpujarride complex and the presence of hematite and barite, but some specific differences could be noticed. First of all, these mineralizations developed in vugs which is absolutely not the case in Bédar mining district. Siderite is clearly recognizable whereas in Bédar rhombus-shape minerals pseudomorphosed in hematite could also have been iron-poor dolomites. And at least, hematite is associated with galena whereas in Bédar, galena deposits were only encountered in a brecciated zone in El Pinar mining area without any relation with the iron ore deposits. Siderite, pyrite and galena rather recall for the paragenesis from the Sierra Almagrera mining district.

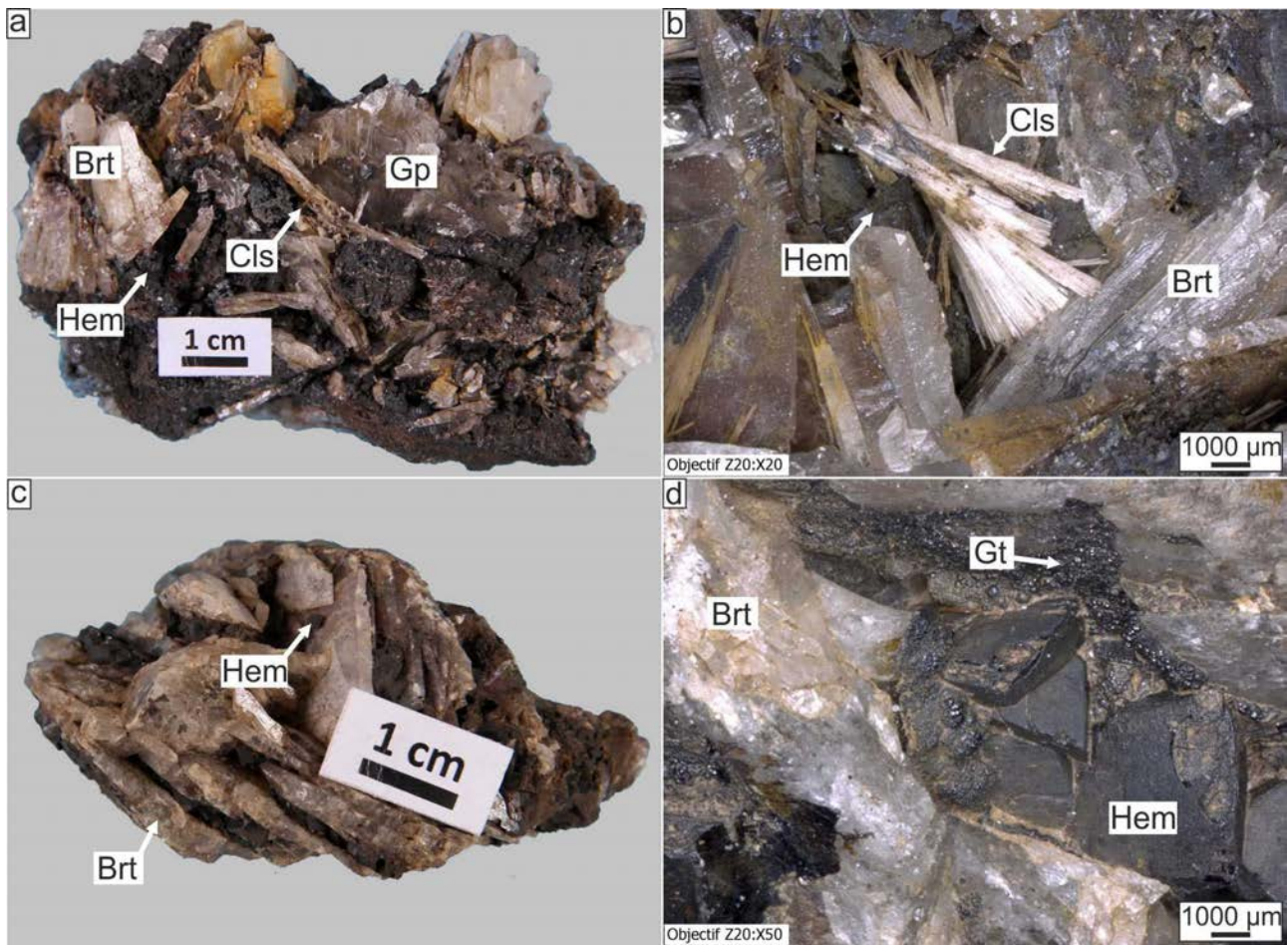


Figure 135 : Examples of mineralizations coming from Pilar de Jaravía mining district

a) Sample of mineralized vein from Pilar de Jaravia (Hem: hematite, Cls: celestite, Gp: gypsum, Brt: barite) b) Celestite at a later stage after barite and hematite formation c) Hematite developed between the lamellae of the barite d) Detail of the rhombus-shape hematite from the figure c, the goethite has coated the hematite and barite (Gt: goethite)

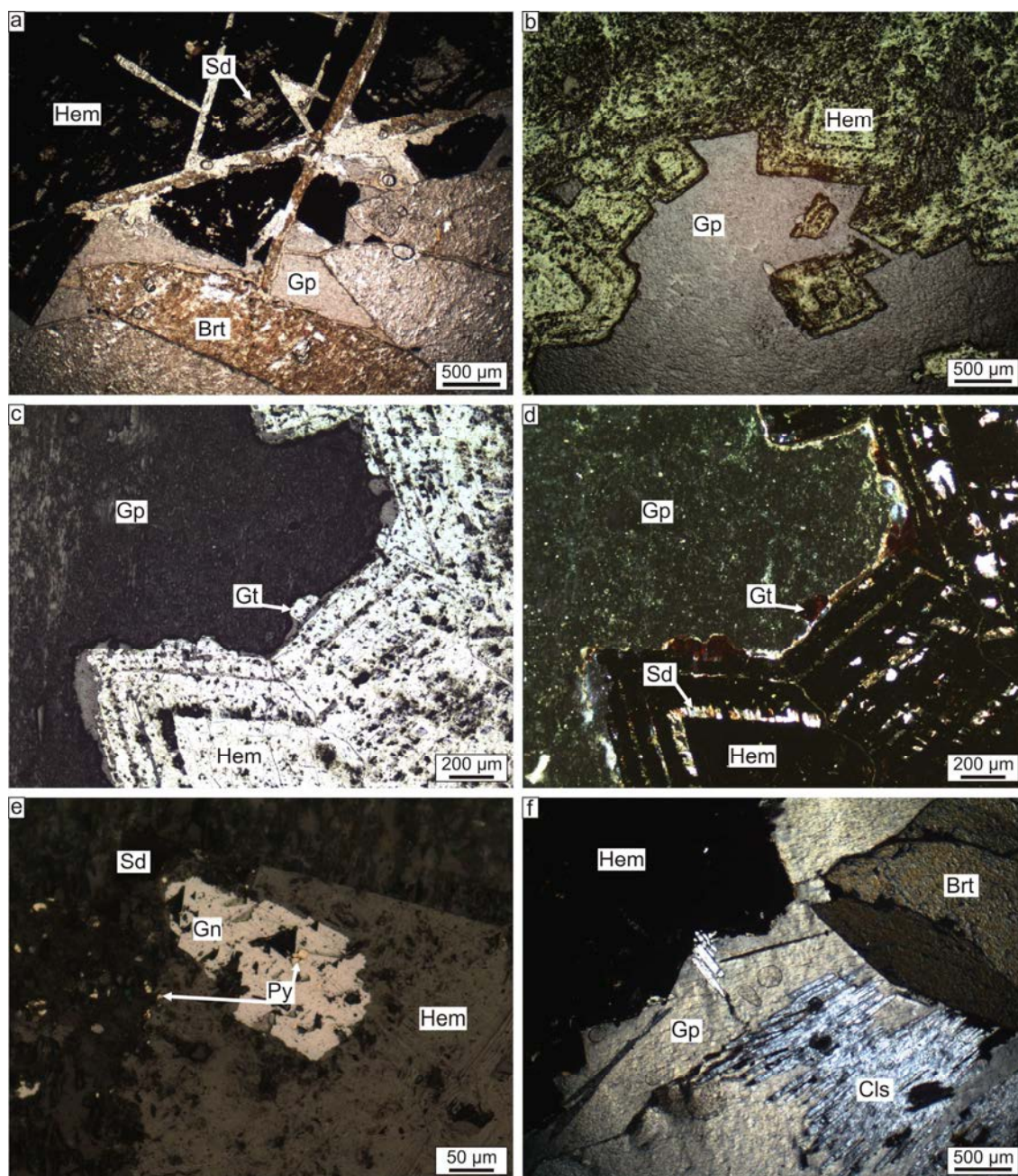


Figure 136 : Relationships between mineral phases from Pilar de Jaravia ore deposits at microscopic scale
Plane polarized light (PPL), cross polarized light (CPL) and reflecting light (RL). a) Assemblage hematite (Hem) replacing the siderite (Sd), barite (Brt) and gypsum (Gp) in CPL b) Rhombus-shape hematite in RL. C-D) Zoning in the rhombus-shape hematite with preserved siderite crystal growth (respectively in RL and PPL). Last stage of globular goethite (Gt) crystal growth with red internal reflections at the faces of previous rhombus-shape crystals e) Pyrite (Py) and galena (Gn) within hematite and siderite in RL. f) Assemblage hematite, barite, gypsum and celestite (Cls) in PPL.

VI - 2.4. Mineralizations within the Vera Basin

VI - 2.4.1. Las Herrerias (site 3 on Figure 134)

This old quarry exploited a mineralized horizon that has developed in the Late Tortonian to Early Messinian sediments lying on top of the horst of Cabezo de Las Herrerias (Figure 137) (Bolze

et al., 1997). This N20E striking structure is parallel to the Palomares strike-slip fault zone. In detail, the mineralized zone has been interpreted as a rhombo-horst in a transpressional relay zone between two NNE-SSW left-lateral fault zones (López Gutiérrez *et al.*, 1993). This positive flower structure involves 3 main structural directions : a) sinistral, NNE-SSW striking wrench faults. Left lateral displacement of shoshonitic volcanoclastic deposits along a NNE-SSW fault passing to the West from the mining district is about 8km (López Gutiérrez *et al.*, 1993). b) WNW-ESE oblique reverse faults and c) normal faults N-S, N190E and N150E with maximum vertical displacement about 60m for one of the N-S normal faults. The mineralization is dominantly stratabound but vertical fluid collectors have been evidenced at the fault junction between N-S and WNW-ESE faults (López Gutiérrez *et al.*, 1993).

The ore bodies were formed mainly by barite, jasper, pyrite, Fe (\pm Mn) oxides and hydroxydes (and sometime siderite), chalcedony and quartz and more rarely gypsum, pyrite, chalcopryite and sphalerite (López Gutiérrez *et al.*, 1993, Bolze *et al.*, 1997, Martínez-Frías, 1998). Old mining reports reveal the presence at depth of silver-rich galena and even of native silver (Guardiola & Sierra, 1925). Anormal concentrations of Hg have been also reported (Martínez-Frías, 1998). The mineralization affected the previous rocks such as the nevado-filábride phyllites and turbiditic Late Tortonian marls and sandstones, but the highest impregnation affected the Early Messinian limestones also called the "Calcaires à Algues" (Montenat, 1990) (Figure 137). The top of this unit is strongly silicified and rich in barite. The contact with the overlying Messinian marls is outlined by a concentration of Fe-Mn oxydes. The uppermost silicification level is interpreted as a geysierite level (Figure 137) (Montenat, 1990, Martínez-Frías, 1998). It would indicate a venting which has reached the bottom of the sea. An alternative explanation would be a mineralization that has occurred below the Messinian marls. In such a case, these more impermeable sediments would have blocked the vertical fluid flow and favored the lateral impregnation of adjacent rocks, especially the "Calcaires à Algues", where fluids from successive pulses would have accumulated below the impermeable barrier. The presence of hydrothermal vents within Messinian marls (Martinez Frias *et al.*, 1992) may reveal some leakage from the ongoing hydrothermal fluid flow reaching the hydrogeological interface between the Messinian limestones and overlying marls. Such hydrothermal vents have been observed during the field study (Figure 139). If we take into account the interpretation of the northern working face of Las Herrerias quarry, the mineralized zone has been strongly eroded in relation with the major Late Messinian Mediterranean sea-level drop (main salinity crisis) (Figure 138) (Booth-Rea *et al.*, 2004). According to the location of these vents on top of the quarry face, if this interpretation is correct, this hydrothermalism affected post-incision Pliocene marls and could not correspond to the main mineralizing event as proposed by (Martinez Frias *et al.*, 1992).

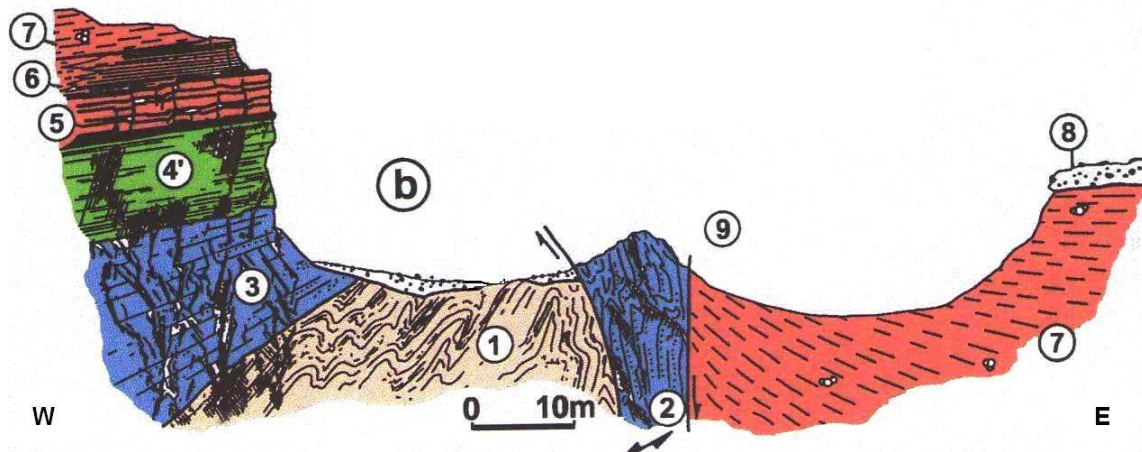


Figure 137 : Cross section through Las Herrerias mineralized sediments

Modified after Bolze et al. (1997) 1. Betic substratum ; 2. Tortonian; 3. Propylitic Tortonian; 4'. Mineralized "Calcaires à algues"; 5. Barite and jasper levels; 6. Geyserites; 7. Messinian marls; 8. Quaternary; 9. Tortonian in fault zone.

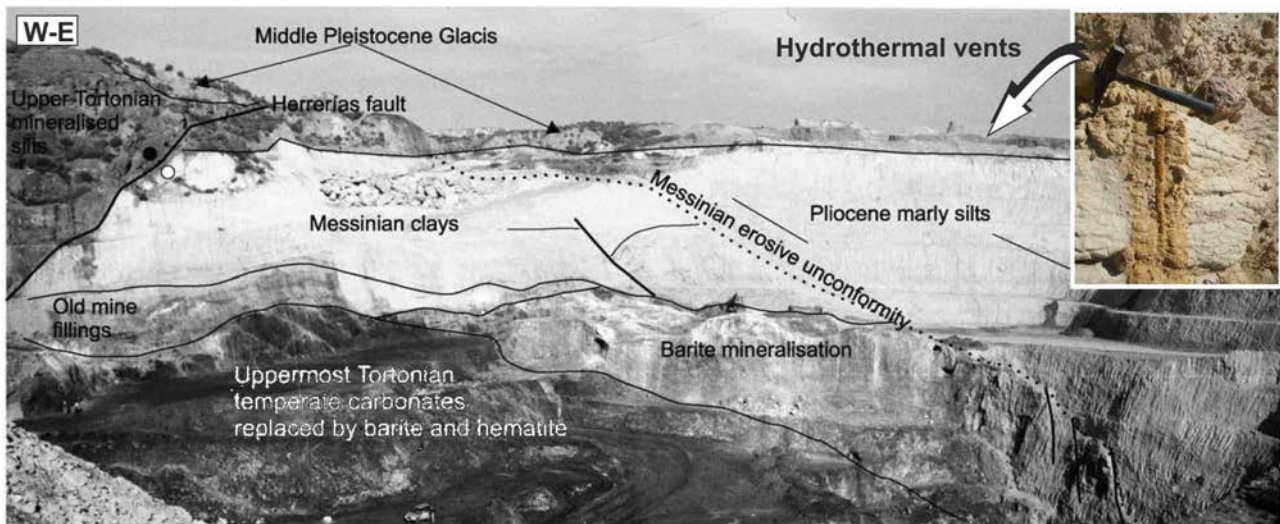


Figure 138 : Herrerias open-pit mine and Late Messinian erosive unconformity

after Booth-Rea et al. (2004). Herrerias fault cutting middle Pleistocene Glacis, tilted Messinian erosive unconformity, and Tortonian to Quaternary sedimentary units. Location of hydrothermal vents described by Martinez-Frias (1998), apparently affecting post-incision Pliocene marls rather than Messinian clays.



Figure 139 : Hydrothermal vents from Pliocene marls on top of Las Herrerias quarry.

VI - 2.4.2. La Ciudad (Garrucha) (site 4 on Figure 134)

Three kilometers to the Southwest from Garrucha (Figure 134), one segment of the Palomares fault zone crosses the main road at the T-crossroad towards Mojacar. It is associated with several tectonic horses affecting Triassic metacarbonates and Late Tortonian to Early Messinian sediments. Following this structure further North, it reaches the "La Ciudad" small mining district related to a transtensional zone along the fault trend (Figure 140-a). On the eastern block of the graben, the Early Messinian "Calcaire à Algues", dip westward, unconformably overlying the upper Tortonian turbidites and marls. These marls are impregnated with Fe-Mn oxides (Figure 140-b) but also barite, siderite, pyrite and more rarely with chalcopyrite (Montenat, 1990, Bolze *et al.*, 1997)

Within the graben, below the Messinian marls, an old mine pit reach the Early Messinian 'Calcaires à Algues' (Figure 140-a) which is dominantly mineralized with sphalerite and galena and more occasionally with pyrite and marcasite (Montenat, 1990, Bolze *et al.*, 1997).

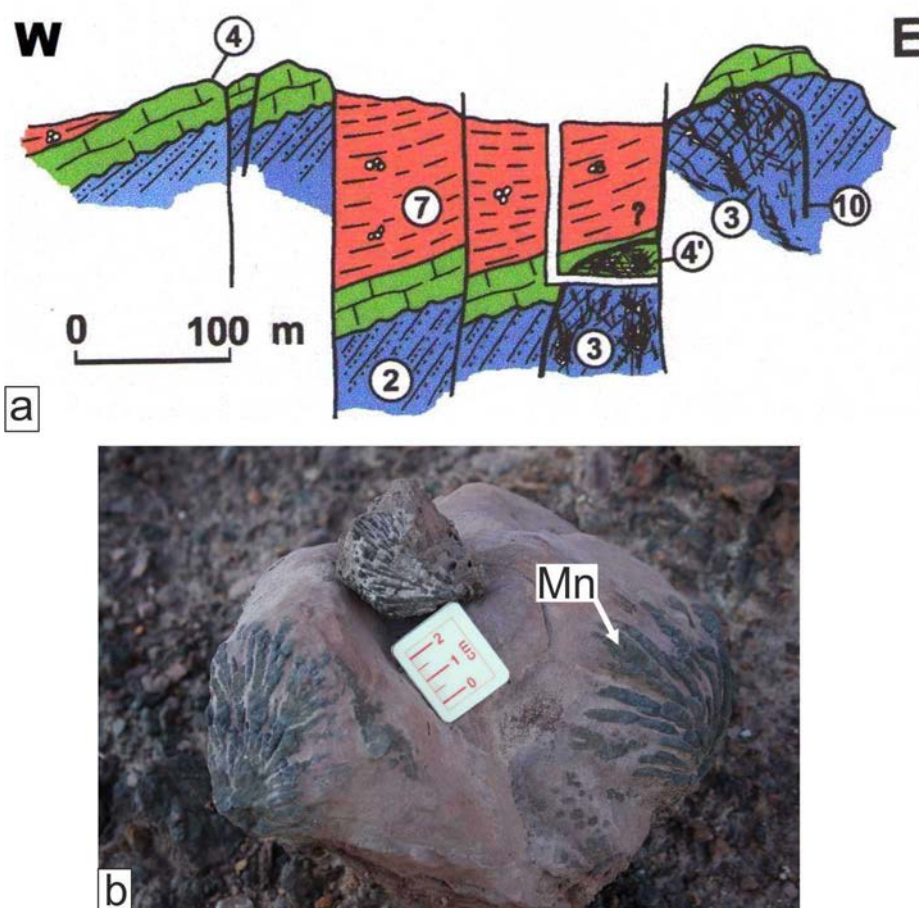


Figure 140 : Cross section through La Ciudad ore deposits

a) Modified after Bolze et al. (1997) 2. Tortonian; 3. Propylitic Tortonian; 4. "Calcaires à algues"; 4'. Mineralized "Calcaires à algues"; 7. Messinian marls; 10. Limit of the mineralization. b) Fe-Mn oxides

When these limestones are not affected by mineralization, they are composed of a set of bioclasts: fragments of Algae, Bivalvia tests, echinoderms in a micritic matrix. In places, the micritic matrix has been dolomitized but the Bivalvia tests dissolved and recrystallized in calcite are not affected (Figure 141-a). A first stage of magnesian fluid flow has dissolved and enhanced the porosity of the micritic matrix which has permitted the developpement of iron-oxides. The following dolomitization has developped euhedral dolomite crystals around iron-oxides nucleus (Figure 141-b). Following this mineralization by iron-oxides and dolomitization, tectonic fracturing of the "Calcaire à Algues" allowed the formation of calcite veins associated with Pb-Zn mineralizations located along the walls of the fissure (Figure 141-c-e-f). This calcite has a dull red luminescence (Figure 141-d) different from the early burial calcites which are dark in cathodoluminescence). The mineralization is similar to that described by the authors (Montenat, 1990, Bolze *et al.*, 1997). The same authors also mentioned the reworking of mineralized Messinian algal limestones in an olistostromic deposits also reworking gypsum blocks related to the Early Messinian evaporitic border basins (chapter III - 4.4.2, page 82)(Fortuin *et al.*, 1995). This

reworking is related to the Late Messinian incision due to the major salinity crisis. As for the Las Herreras quarry, this major event postdate the mineralization and gives a quite accurate age for the hydrothermal event.

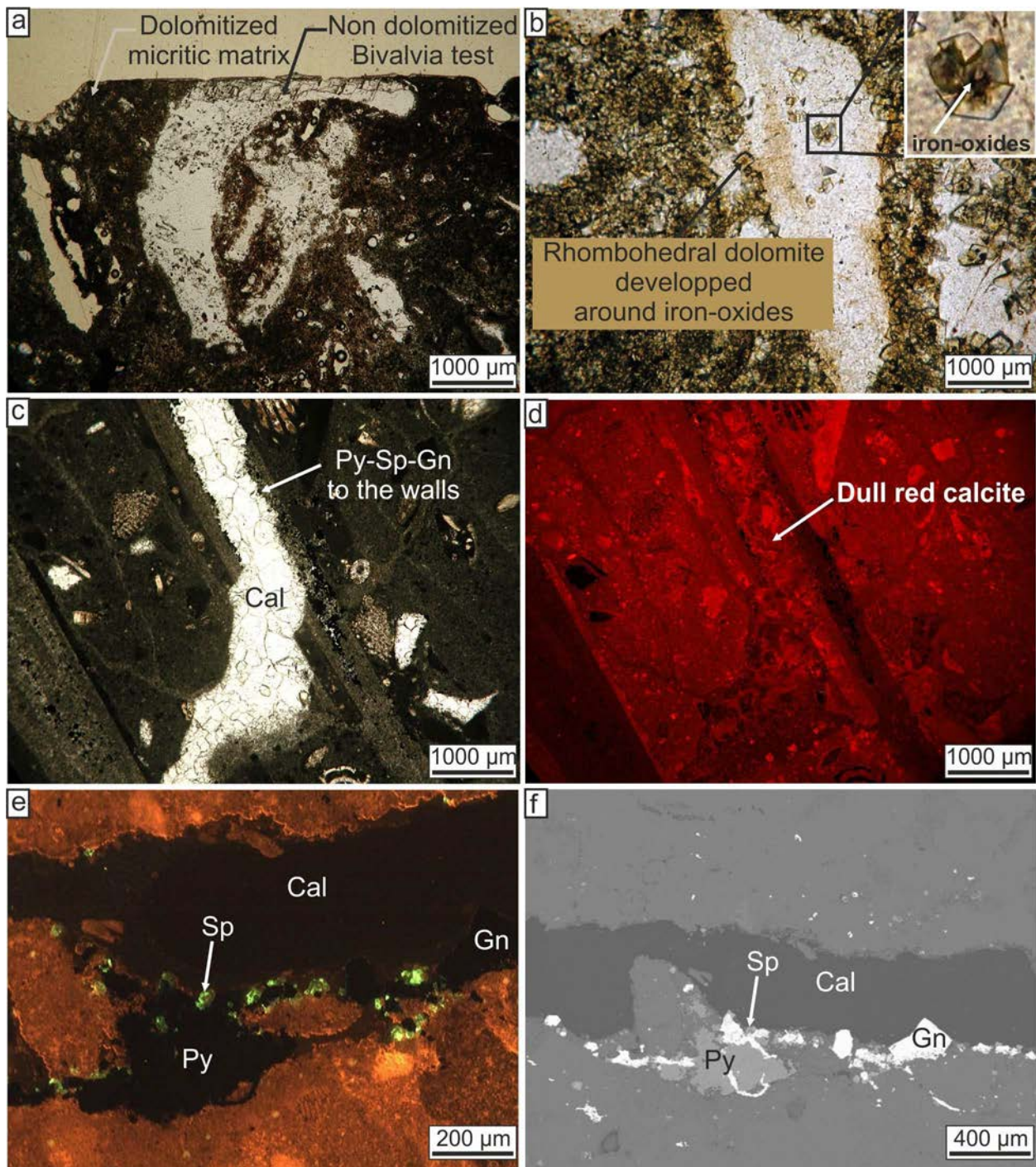


Figure 141 : Relations between diagenetic features and Pb-Zn mineralization in the Early Messinian limestones from La Ciudad (Garrucha) ore deposits

a) Non-mineralized “Calcaire à Algues” in cross polarized light (CPL) b) Mineralized “Calcaire à Algues” in CPL c) Mineralized fissure and calcitic filling in CPL (Cal: calcite, Py: pyrite, Sp: sphalerite, Gn: galena). d) Mineralized fissure and calcitic filling in cathodoluminescence. e) Mineralized fissure in cathodoluminescence. f) Mineralized fissure in scanning electron microscopy (SEM).

VI - 2.5. Analytical results

VI - 2.5.1. Fluid inclusions

VI - 2.5.1.1. Pilar de Jaravia

Barite crystals recorded primary aqueous inclusions. 20-30 μm large irregular to euhedral fluid inclusions are generally one-phase (L), only a few of them being two-phase (L, V) with a flw between 65 and 80 vol% (Figure 142-a). FI displayed T_e from -54.0 to -52.0 °C. The $T_m(\text{ice})$ ranged from -19.6 to -8.1 °C giving a salinity between 11.8 and 22.1 mass% eq.NaCl. T_h (L) was observed between 200 and 305 °C (Table 11). The microthermometric values were not taken into account if any increase of the volume of gas was noticed. Raman spectroscopy showed that CO_2 was the only phase (apart from H_2O) present, at trace amount, in the gas phase (Table 11).

Gypsum crystals have trapped:

- Primary inclusions within their cleavage planes. The 5 to 15 μm large FI are very flat with one phase (L) or two phases (L, V) with flw from 60 to 80 vol% at room temperature (Figure 142-b). T_e of these FI was between -45.0 and -43.2 °C, $T_m(\text{ice})$ between -2.1 and -0.44 °C yielding salinities between 0.7 and 3.5 mass% eq.NaCl. T_h (L) was observed for only a few FI between 128 and 134 °C with a large incertitude (Table 11). The transformation of gypsum to anhydrite is around 130°C and the loss of transparency during heating did not permit to observe the T_h . Raman spectroscopy showed that the volatile phase is predominantly made of N_2 (in traces) with minor traces of O_2 (Table 11).

- Transgranular FIP parallel to the fine crystal of celestite (Figure 142-c). In such a case FI are about 20 μm large and one-phase (L), only a few of them being two-phase (L, V) with a flw of 65 to 75 vol% (Figure 142-c). FI displayed T_e from -47.0 to -40.1 °C. The $T_m(\text{ice})$ ranged from -11.2 to -6.2 °C, corresponding to a salinity between 9.5 and 15.2 mass% eq.NaCl. T_h (L) ranged between 126 and 133 °C with a large incertitude (Table 11). Raman spectroscopy showed that the volatile phase is predominantly made of N_2 (in traces) with presence of O_2 (Table 11).

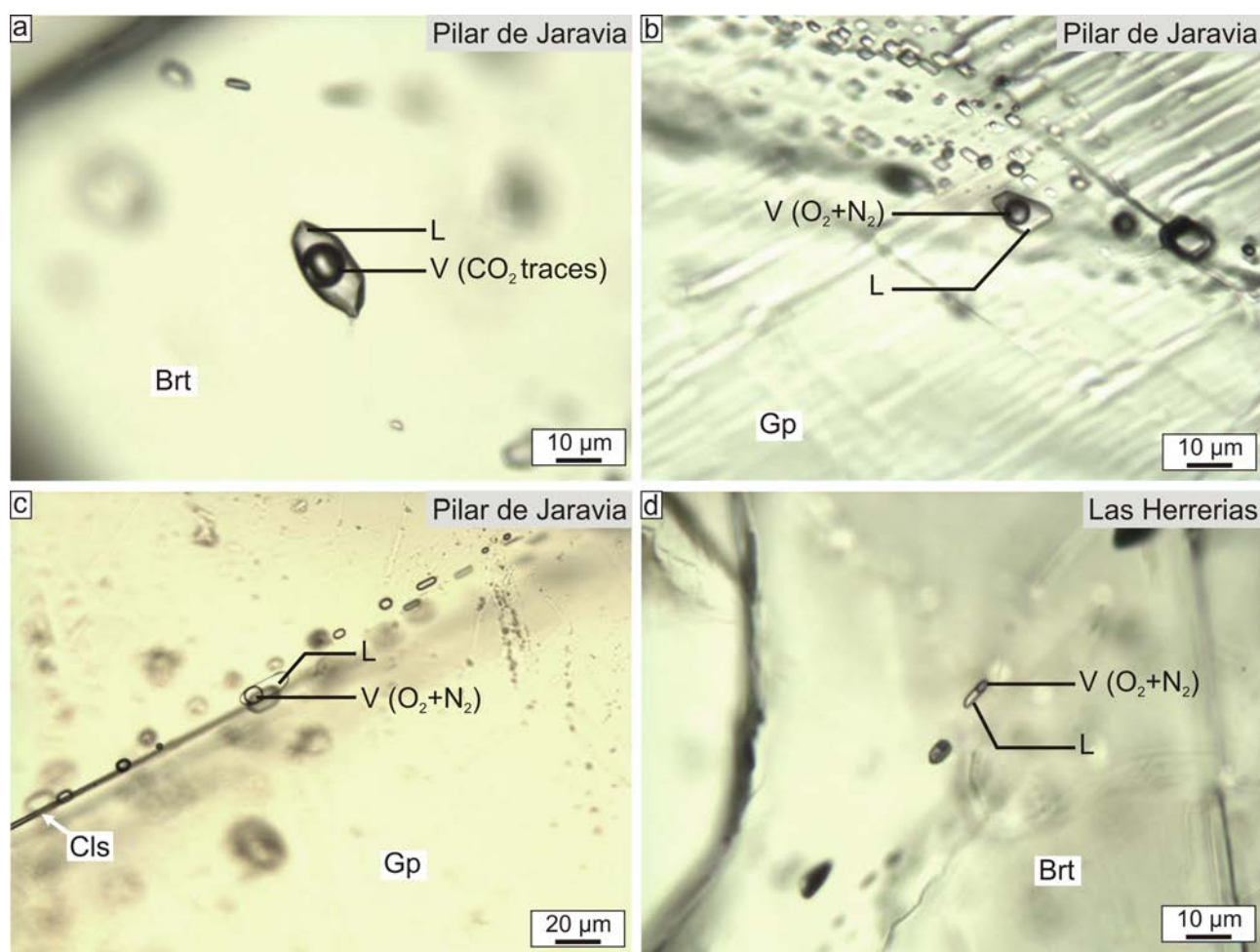


Figure 142 : Fluid inclusions from Pilar de Jaravia and Las Herrerias barites and gypsum.

a) Primary FI in barite from Pilar de Jaravia. b) Primary FI in cleavage of gypsum from Pilar de Jaravia. c) FIP in gypsum parallel to celestite from Pilar de Jaravia. d) Primary FI in barite from Las Herrerias.

VI - 2.5.1.2. Las Herrerias

Barite crystals have trapped primary inclusions within their cleavage planes (Figure 142-d). 5-10 μm large irregular to euhedral fluid inclusions are generally one-phase (L), only a few of them being two-phase (L, V) with a flw between 60 and 75 vol% (Figure 142-d).

FI displayed $T_{\text{m(ice)}}$ ranging from -20.4 to -14.6 $^{\circ}\text{C}$ giving a salinity between 18.3 and 22.7 mass% eq.NaCl. T_{h} (L) was observed between 202 and 332 $^{\circ}\text{C}$ (Table 11). The microthermometric values were not taken into account if any increase of the volume of gas was noticed. Raman spectroscopy showed that N_2 was the predominant phase (apart from H_2O) present, at trace amount, with minor amounts of O_2 (Table 11).

Type of FI	T_e (°C)	$T_m(\text{Ice})$ (°C)	$T_m(\text{Cla})$ (°C)	T_h (°C)	Salinity (mass.%)	V_m (cm ³ /mol)	H_2O (mol.%)	% of the gases in the vapor phase		
								CO ₂	O ₂	N ₂
Barite Pilar de Jaravia	-54.0/- 52.0	-19.6 /-8.1	-	200/305	11.8/22.1	20.6/22.6	85.1/92.3	traces	-	-
	<i>-53.2</i>	<i>-16.5</i>	-	<i>243</i>	<i>19.8</i>	<i>21.4</i>	<i>86.4</i>	-	-	-
Gypsum Pilar de Jaravia	-45.0/- 43.2	-2.1/- 0.4	-	128/134	0.7/3.5	19.2/19.3	97.8/99.5	-	18.2/21.8	78.2/81.8
	<i>-44.2</i>	<i>-0.6</i>	-	<i>130</i>	<i>1.1</i>	<i>19.2</i>	<i>99.1</i>	-	<i>18.9</i>	<i>81.1</i>
PIF in gypsum Parallel to celestite	-47.0/- 40.1	-11.2/- 6.2	-	126/133	9.5/15.2	19.4/19.5	90.1/93.9	-	27/29.5	70.5/73
	<i>-43.0</i>	<i>-9.5</i>	-	<i>130</i>	<i>13.4</i>	<i>19.5</i>	<i>90.5</i>	-	<i>28</i>	<i>72</i>
Barite Las Herrerias	-	-20.4/- 14.6	-	202/332	18.3/22.7	20.7/24.1	84.2/87.8	-	28/29.5	70.5/72
	-	<i>-19.2</i>	-	<i>290</i>	<i>20.4</i>	<i>23.2</i>	<i>86.3</i>	-	<i>28.5</i>	<i>71.5</i>

Table 11 : Microthermometric and compositional data for fluids from Pilar de Jaravía, Las Herrerias and La Ciudad mining districts (mode data in italics)

VI - 2.5.2. Isotopic and halogens results

VI - 2.5.2.1. $\delta^{34}\text{S}$ (Figure 143)

Barite from Pilar de Jaravia (n=3) displayed $\delta^{34}\text{S}$ between 18.6 and 20.0 ‰_{V-CDT}. Barite from Las Herrerias (n=2) displayed $\delta^{34}\text{S}$ between 21.6 and 22.1 ‰_{V-CDT}. Pyrite from La Ciudad (n=1) displayed $\delta^{34}\text{S}$ of 29.8 ‰_{V-CDT}. $\delta^{34}\text{S}$ from galena from La Ciudad (n=1) is of 5.5 ‰_{V-CDT} (Figure 143, Table 12).

Type of FI	Cl/Br (molar)	$\delta^{34}\text{S}$ (‰ V-CDT)	$\delta^{18}\text{O}$ mineral (‰ V-SMOW)	$\delta^{18}\text{O}$ fluid (‰ V-SMOW) (1)	δD fluid (‰ V-SMOW)
Barite Pilar de Jaravia	1624/5223 n : 6	18.6/20.0 n : 3	13.77/14.13 ±0.06 n : 2	7.61/7.97 ±0.06 n : 2	-69/-54 n : 7
Gypsum Pilar de Jaravia	7200/8650 n : 2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Celestine Pilar de Jaravia	n.a.	n.a.	15.52 ±0.1 n : 1	2.43 ±0.1 n : 1	n.a.
Barite Las Herrerias	2207/5872 n : 4	21.6/22.1 n : 2	11.47/12.22 ±0.15 n : 1	6.90/7.65 ±0.15 n : 1	-55/-41 n : 5
Pyrite La Ciudad	n.a.	29.8 n : 1	n.a.	n.a.	n.a.
Galena La Ciudad	n.a.	5.5 n : 1	n.a.	n.a.	n.a.

Table 12 : Halogen and isotopic compositions of fluids and minerals from Pilar de Jaravía, Las Herrerias and La Ciudad mining districts.

n.a.: not analysed, (1) utilization of the equation of Zheng (1999) for carbonates and sulfates.

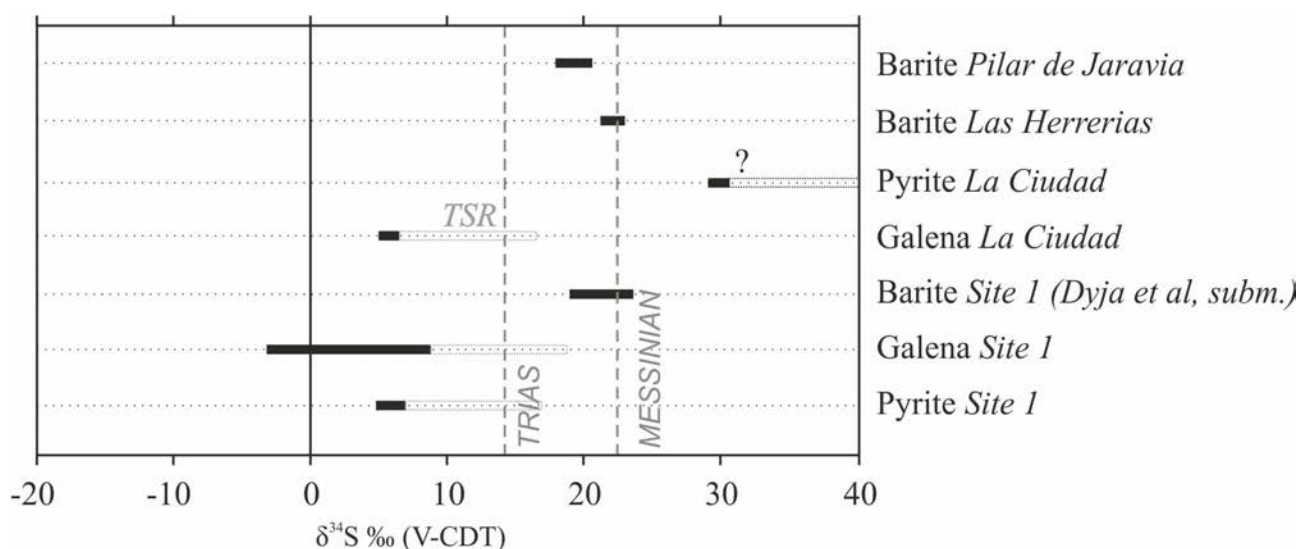


Figure 143 : $\delta^{34}\text{S}$ of various minerals from El Arteal, Pilar de Jaravía, Las Herrerias and La Ciudad mining districts (Figure 134)

VI - 2.5.2.2. δD and $\delta^{18}\text{O}$ of fluid phase

The fluids liberated by the crushing technics only come from the grain boundaries or from inside the mineral where there are only primary fluid inclusions. Data obtained by crushing technics should thus reflect the trend of a single fluid inclusions signature. $\delta\text{D}_{\text{fluid}}$ of barite from Pilar de Jaravia ranged between -69 and -54 ‰ V-SMOW . $\delta\text{D}_{\text{fluid}}$ of barite from Las Herrerias ranged between -55 and -41 ‰ V-SMOW (Table 12).

The fluids being primary in barites from the two sites mentioned above, it is possible to calculate the $\delta^{18}\text{O}$ of fluid phase in equilibrium with barite from the $\delta^{18}\text{O}$ of mineral thanks to the equation of fractionation (Zheng, 1999). $\delta^{18}\text{O}$ fluid of barite from Pilar de Jaravia ranged between 7.61 and 7.97 ± 0.06 ‰ V-SMOW (for a T_h around 240°C , Table 11). $\delta^{18}\text{O}$ fluid of barite from Las Herrerias is around 6.90 ± 0.02 ‰ V-SMOW (Table 12) (for a T_h around 290°C , Table 11). Another sulfate, the celestine from Pilar de Jaravia can be analysed and the $\delta^{18}\text{O}$ of fluid phase calculated is 2.43 ± 0.1 ‰ V-SMOW (for a T_h around 130°C in PIF in gypsum in Table 11) (Table 12).

VI - 2.5.2.3. Halogens chemistry (Figure 144)

Bulk crush-leach method was applied to fluid inclusions in barite from Pilar de Jaravia and Las Herrerias and gypsum from Pilar de Jaravia. The petrographic and microthermometric results indicate the presence of one single homogeneous type of fluid inclusions in barite. The gypsum display primary FI related to crystallization of the gypsum and the secondary FI parallel to the celestite, so gypsum without celestite were selected for analysis. Cl-Br ratios give important information on the origin of fluids, since these elements generally behave conservatively in sedimentary and metamorphic settings (Yardley & Banks, 1995, Worden *et al.*, 2006). Fluid

inclusions in barite from Pilar de Jaravia displayed a Cl/Br ratio between 1624 and 5223 and a chlorinity between 3300 and 3700 mmol/kg in solution (Figure 144, Table 11). Fluid inclusions in gypsum from Pilar de Jaravia displayed a Cl/Br ratio between 7200 and 8650 and a chlorinity between 600 and 700 mmol/kg in solution (Figure 144, Table 11). Fluid inclusions in barite from Las Herrerias displayed a Cl/Br ratio between 2207 and 5872 and a chlorinity between 4050 and 4350 mmol/kg in solution (Figure 144, Table 11).

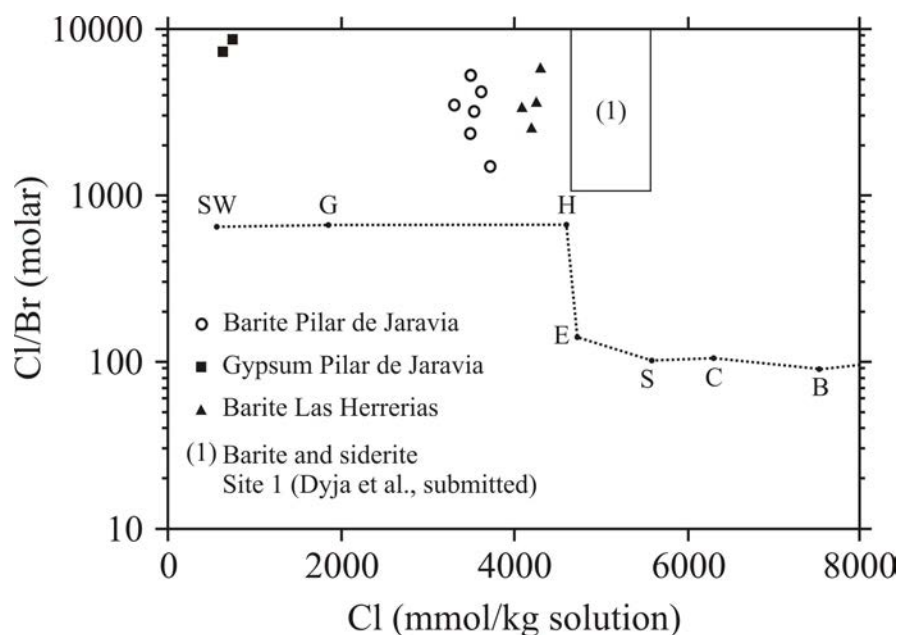


Figure 144 : Cl/Br molar ratio versus Cl concentrations for fluid inclusions analysed by crush-leach method of barites and gypsum from Pilar de Jaravia and Las Herrerias ore deposits.

The seawater evaporation trend is mentioned (Fontes & Matray, 1993): SW: Seawater, G: Gypsum, H: Halite, E: Epsomite, S: Sylvite, C: Carnallite, B: Bischofite.

VI - 2.6. Discussion

VI - 2.6.1. Comparisons between the four sites

VI - 2.6.1.1. Geological context

The Palomares fault zone (PFZ) tectonic activity since Late Tortonian times has affected the Sierra Cabrera and Sierra Almagrera with about 16km of left-lateral displacement (Figure 134). Recent movements since the Pliocene enhanced the uplift of the Sierra Almagrera and Sierra Almanera to the North (Figure 134) (Booth-Rea *et al.*, 2004). Presently, the study compares two mineralized zones which have affected the basement in the Sierra Almagrera in the uplifted eastern side of the PFZ and two mineralized zones which have affected the top of the sedimentary sequence in the Vera Basin in the subsiding western side of the PFZ.

In the basin, both mineralizing flows have reached Early Messinian sediments at the water sediment interface or just below the Messinian clays and marls which may have acted as a

permeability barrier favoring the accumulation and lateral impregnation of the underlying "Calcaires à Algues" formation. The presence of early burial diagenetic cements in these limestones from La Ciudad site prior to the mineralizing event suggests an ore deposition in a lithostratigraphic horizon already buried by the Messinian marls. In Las Herrerias, a mineralization reaching the sea-floor has been proposed with the interpretation as geysers of alternations of silica-barite horizons and non-mineralized horizons at the base of the Messinian clays. The presence of non-mineralized sediments containing Messinian microfauna could correspond to a normal sedimentation separating pulses of syndepositional fluid flows and geysers formation at the sea-floor level, but could also correspond to horizons of previously deposited marls preserved from a buried pervasive mineralization within the sediments. Hydrothermal vents described in the Messinian clays from this quarry (Martínez-Frías, 1998) may have confirmed a buried hydrothermal flow with just some localised fluid escape structures that have managed to pass through the covering clayey layer. In fact, if the cross-section from Booth-Rea *et al.* (2004) is correct, these hydrothermal vents affect the post major Messinian incision Pliocene marls and would thus be disconnected from the main mineralizing event. In both cases from Las Herrerias and Garrucha (La Ciudad), the incision related to the main Late Messinian salinity crisis event affected the mineralized sediments allowing to define a metallogenetic event during the middle of the Messinian. Shoshonitic volcanoclastic deposits (7.4 and 6.4 ± 0.04 Ma (Lopez Ruiz & Rodriguez Badiola, 1980, Benito *et al.*, 1999)) outcropping to the West from Las Herrerias have been displaced by the PFZ. The dating of the mineralizing event shows that the hydrothermalism must be due to a more recent underlying subvolcanic activity of unknown origin.

Both sites within the basin are about at the same altitude. This means that there is no significant difference of structural level of fluid circulation that could influence the fluid signature. Any difference could thus be related to the modification of underlying fluid flow and/or to the paleogeographical differences since these two sites are about 12km far from each other. An important factor to take into account is the evolution of the paleotopography and the availability of sedimentary brines. Meteoric waters could have penetrated the basement prior to the Late Tortonian transgression, during the Late Messinian incision and at a later stage of evolution of the PFZ in the uplifted zones such as the Sierra Almagrera, Sierra Almenara and Sierra Cabrera. Marine basinal fluids may have impacted the fluid signatures during the Late Tortonian Mid Messinian period with a large extent corresponding to the turbiditic environments. A decrease in bathymetry corresponds to the "Calcaires à Algues" formation but this unit is developed in many surrounding basins thus suggesting that marine conditions prevailed in a large area also during this period. Evaporitic conditions that occurred during the Early Messinian on the contrary correspond to more restricted area of deposition. For the Vera Basin, the only relict features of such an evaporitic basin are

preserved in an olistostromic deposits related to the Late Messinian main incision stage in the Garrucha area (Montenat, 1990, Fortuin *et al.*, 1995). This means that the evaporitic basin may have not been present further North around the Las Herrerias area. This point will be discussed later on regarding geochemical and isotopic results.

On the eastern side of the PFZ, two sites have been analysed in the outcropping nevado-filábrides to alpujarrides metamorphic rocks. Ore deposits occurred during the Messinian sinistral activity of the fault zone but the left-lateral displacement lasted till nowadays in conjunction with vertical motions in releasing and restraining bend areas that have involved the uplift of the Sierras Almagrera and Almenara (Booth-Rea *et al.*, 2004). The total proposed horizontal displacement due to the PFZ is about 16 km (Booth-Rea *et al.*, 2004). According to the syntectonic mineralization, it is considered that part of this displacement had already occurred at the moment of the mineralizing events (Mid-Messinian), the left-lateral displacement at this moment should have be lower than 16km. This makes reasonable the hypothesis of backward reconstruction of the position of ore deposits at the moment of their formation. For example, the horizontal distance between La Ciudad mining district in the basin and El Arteal mining district in the basement is in the order of 12km, and 15km compared to El Jaroso mining district (Martínez-Frías *et al.*, 2004). The horizontal distance between Las Herrerias quarry in the basin and Pilar de Jaravia mining district in the basement is in the order of 15km. It appears than reasonable to compare the superficial fluid flow from La Ciudad area with underlying fluid flows in the basement presently outcropping in the South of the Sierra Almagrera. Also, it appears possible to compare superficial fluid flows registered in Messinian sediments from the Las Herrerias quarry with deeper fluid flows in the basement presently outcropping in the Pilar de Jaravia mining district at the northern edge of the Sierra Almagrera (Figure 134).

Then, in the same structural uplifted block, it should be reminded that the mineralized fluid flows that affected the basement in the El Arteal – Jaroso area concern the Calar Alto dark schists from the nevado-filábrides complex while the mineralization in Pilar de Jaravia affected metamorphic units that were closer to the overlying detachment with the alpujarrides complex. In this later, metacarbonates and metaevaporites also appear in the mining district. Potentially, in this zone, the fluid flows have been recorded in a shallowest position compared to the vein network from El Arteal – Jaroso area.

VI - 2.6.1.2. Mineralization sequence and paleofluid signatures

The mineral assemblages from each site should be compared taking into account their inferred position at the time of the mineralization considering the subsequent left-lateral Plio-Quaternary

activity of the PFZ. This reconstruction allows comparing surficial and deeper fluid flows related to the ore deposits in almost the same area. Thereafter, the comparison within the same structural block allows testing the impact of Messinian paleogeographical variations in the Vera Basin from Garrucha to the Las Herrerias zones. Similar comparison could be done within the basement between the El Arteal – Jaroso and Pilar de Jaravia areas.

El Arteal – Jaroso / La Ciudad mineralized sector

In the El Arteal – Jaroso mining district, prior to the exhumation of the dark schists from the Calar Alto unit into the brittle domain, the transposed and partly transposed quartz veins trapped relatively high salinity fluids due to the involvement of secondary brines coming from the dissolution of Triassic evaporites. Soon after reaching the brittle structural level, the paleofluid history revealed the existence of a low salinity fluid stage which is supposed to correspond at the surface to the aerial exposure of the sierras. The hydraulic gradient related to the uplifted zones favoured meteoric water recharge before the return to marine conditions at the end of Tortonian times. At this step of the evolution, the brittle crust reservoir is supposed to be soaked mainly by low-salinity fluids. The return to marine conditions at the surface probably limited the possibilities for meteoric water recharge within the brittle crust. This could explain the return to more saline conditions during a more recent stage of brittle faulting associated to the formation of euhedral quartz and hematite. During this stage, the upper brittle crust should have been soaked by the high salinity fluids coming from the underlying reservoir in relation with the onset of the transcurrent tectonics within the PFZ. At this moment the reservoir in the brittle crust was characterized by a mix between surficial fluids and metamorphic fluids. These metamorphic fluids were Fe enriched but the mixing with surficial fluids rather led coevally with the euhedral quartz to the formation of hematite under oxidising conditions, possibly after a first step of siderite cristallisation. With the ongoing transcurrent deformation during the Messinian, the input from the lower fluid reservoir started to prevail. One main consequence was the change to reducing conditions and the development of an intense vein network filled with siderite and pyrite. This fluid flow was related to high-salinity conditions even slightly higher than the salinities which were evidenced in the deeper reservoir during ductile stages of exhumation of the Sierra Almagrera. $\delta^{34}\text{S}$ signatures of pyrites associated with the siderites display values lower than those described for Messinian sulphates (Figure 143).

If we compare with the mineralogical sequence in la Ciudad that could have corresponded to the surficial expression of this deeper fluid flow, a first Fe-rich mineralization stage also occurred but it is not possible to say if it corresponds to the hematitic or sideritic stage observed at depth in the El Arteal structural level. It must be noticed that a first stage of burial calcitic cements predating the

formation of Fe oxides and hydroxides indicates that this mineralization affected the "Calcaires à Algues" while they were already in a buried position below Messinian clays. These clays acted as a hydrogeological barrier blocking the upward mineralized fluid flow. This first step of mineralization has also been accompanied by a dolomitization stage revealed by the formation of euhedral dolomite crystals around Fe-oxides fragments (Figure 141).

Following this Fe-rich fluid flow, mineralizations at depth at the El Arteal structural level corresponded to the return to more oxidising conditions related to the formation of galena and barite. This new mineralogical stage was possibly associated to an increase of temperatures, and the $\delta^{34}\text{S}$ signature of barites (Figure 143) and increase of the salinity (Figure 145) revealed the role of secondary brines not only coming from underlying metamorphic brines but also possibly coming from the dissolution of Messinian evaporites.

In the Garrucha area (La Ciudad), the post-dolomitization mineralizing event affecting the Messinian limestones was associated to galena but also to sphalerite and pyrite. This event was linked to a fissuring of the limestone indicating their advanced lithification and to the formation of a new type of calcite with different luminescence characteristics compared to first burial calcitic cements (Figure 141). Barite has not been observed in the few mineralized rocks that could have been sampled from the mine waste rock piles but were locally described as a mineralization of the underlying Tortonian turbiditic marls (Bolze *et al.*, 1997, Martínez-Frías, 1998). $\delta^{34}\text{S}$ signatures of the galena is similar to the galena from El Arteal, but the $\delta^{34}\text{S}$ signature of associated pyrite in La Ciudad is much higher and more clearly indicate the role of Messinian basinal fluids (Figure 143). On the contrary with the barites from El Arteal, the lack of data indicating an increase of salinity in La Ciudad area do not allow to propose the involvement of Messinian halite in the mineralizing process. Anyway, remnants of metric-scale blocks of gypsum in a close paleoincision valley related to the main Messinian salinity crisis attest for the existence of an ancient evaporitic basin in the Garrucha zone approximately at the time of the ore deposits.

Pilar de Jaravia / Las Herrerias ore deposits complex

Compared to the previous description in La Ciudad area, Fe-rich and barite ore deposits are much more developed in Las Herrerias. From that point of view this mineralization appears more similar to the paragenesis observed in the El Arteal – Jaroso area to the East and in Pilar de Jaravia to the North-East. On the contrary, considering the development of galena, the concentrations appear more important in La Ciudad and in El Arteal – Jaroso than in Las Herrerias. Galena is also more dispersed in Pilar de Jaravia. This comparison may suggest the superposition of two zones at the beginning of the left lateral movement. A southern area from Garrucha (La Ciudad) combined with El Arteal area a little bit further North may correspond to a zone where galena was more

abundant. A northern area from Pilar de Jaravia to Las Herrerias where barite and Fe-rich mineralizations were dominant may correspond to a second zone. The El Arteal – Jaroso mining district show the more complete succession. This could be due to an intermediate position between the Ba-Fe and the Pb-Zn zones or to a deepest structural level which have registered fluid flows that not always reached the shallowest structural levels. Anyway, at a same structural position, barite is much more abundant in Las Herrerias and associated with silicifications compared to La Ciudad area.

Considering the same uplifted structural block to the East, the mineralization show some differences between El Arteal – Jaroso mining district and Pilar de Jaravia. Siderite-hematite-barite-galena-pyrite are present in both sites, but siderite is only present in veins crosscutting the Calar Alto schists in the South, whereas it also impregnate the metacarbonates in Pilar de Jaravia (Garcia-Guinea *et al.*, 2002). In El Arteal, the siderite seems to predate the barite while in Pilar de Jaravia a stage of siderite crystal growth also postdate the formation of euhedral barite crystals in vugs. In El Arteal, a first stage of hematite (possibly replacing early siderites) predates the barite vein network. Siderite which have been observed in the El Arteal gallery are preserved from the oxidation. In Pilar de Jaravia, the siderites from the post-barite stage are now pseudomorphosed in hematite.

These observations suggest different pulses of Fe-rich fluid flows. Descriptions of the Pulpi gigantic gypsum crystals geode indicate that the cavity has resulted from a combination of events. First hydrothermal Fe-rich flows would have transformed the metacarbonates in siderite (Garcia-Guinea *et al.*, 2002). A following stage of oxidation would have transformed the hart of the siderite zone in Fe-oxides and hydroxides. The following opening of the geode is explained by a subsequent karstification which would have easily removed the iron hydroxides prior to the formation of sulphates such as celestite and gypsum. It is noteworthy that barite has not been described in this geode. Presently the geode altitude is about sea-level. Considering that this structural block is still uplifting due to the neotectonics (Booth-Rea *et al.*, 2004), this geode was at a deeper position during the past. If this void has been created by a normal karstification, the base level should have been much lower than present-day sea-level to allow suck gravity-related karstification. A karstification during the Messinian incision stage could be a good candidate. An alternative explanation could be a thermal karstification. Whatever could be the explanation it must be noticed that the barite also filled vugs prior to the formation of siderite crystals and their transformation in hematite (Figure 136). This hematite has microscopic characteristics (reflectance, anisotropy) suggesting a high temperature origin instead of a supergene origin. The alternation of hematite then siderite formation in El Arteal – Jaroso area and the existence of mass transformation in siderite in Pilar de Jaravia but also of siderite formation postdating barite euhedral crystals in vugs and predating their pseudomorphosis in hematite suggest large-scale pulses of Fe-rich hydrothermal

fluid flows with fluctuations of redox conditions. The absence of the barite-siderite sequence in the Pulpi geode does not allow to define their chronological position compared to this supposed karstification phenomenon.

$\delta^{34}\text{S}$ data in barite from Las Herrerias (21.6 and 22.1 ‰_{V-CDT}) and in barite from Pilar de Jaravia (18.6 and 20.0 ‰_{V-CDT}) are similar to $\delta^{34}\text{S}$ signatures from barites from El Arteal zone ($\delta^{34}\text{S}$ (n=4) from 19.4 to 23.1‰_{V-CDT}) (Figure 143, Table 12). These signatures suggest the involvement of Messinian sea water (Claypool et al., 1980) The δD and $\delta^{18}\text{O}$ data of fluids from barites sampled in Pilar de Jaravia (-69/-54 ‰_{V-SMOW} and 7.61/7.97 ‰_{V-SMOW}) and in Las Herrerias (-55/-41 ‰_{V-SMOW} et 6.90/7.65 ‰_{V-SMOW}) are similar to isotopic data for barites from El Arteal - Jaroso (-69/-53 ‰_{V-SMOW} and 8.91 ‰_{V-SMOW}) (Dyja et al., submitted). These values do not allow making a difference between a magmatic or metamorphic source. These isotopic data could fit with metamorphic fluids ($\delta\text{D}_{\text{fluid}}$ between 0 and -75 ‰_{V-SMOW}) (Sheppard, 1986, Wilkinson et al., 1995) or magmatic-hydrothermal fluids ($\delta\text{D}_{\text{fluid}}$ between -40 and -80 ‰_{V-SMOW}) (Masi et al., 1980, Sheppard, 1986, Campbell et al., 1995, Cao et al., 2012, Pinti et al., 2013).

The main difference with the El-Artéal – Jaroso sector is their lower salinity (Figure 145). Fluids found in barites from Pilar de Jaravia and Las Herrerias have maximum salinity of 22.1 mass% éq.NaCl for Pilar de Jaravia and 22.7 mass% éq.NaCl for Las Herrerias, but with modes of 19.8 and 20.4 mass% éq.NaCl respectively (Table 11). Such salinities are too strong for basinal fluids and Cl/Br data indicate that these fluids differ from most modern fluids (seawater) but are closely similar to brines formed by the dissolution of evaporites (halite) (box 1 Figure 144), as for example, in the Columbian emerald secondary brines (Banks et al., 2000) or the brines in the Salton Sea geothermal system (Böhlke & Irwin, 1992a). These values are similar to the values of secondary brines trapped in the deep reservoir during the ductile exhumation of the Sierra. This may indicate a mixing between Messinian basinal fluids which have induced the $\delta^{34}\text{S}$ signal for barites and fluid pulses coming from the deeper reservoir thanks to the transcurrent tectonics. By comparison, the higher contribution of secondary brines is around 25 mass% éq.NaCl in the mineralizations from the El Arteal – Jaroso mining district. At the moment of the mineralization this zone was situated closer to Garrucha area and these brines may have come from the dissolution of halite present in an Early Messinian basin that existed around the La Ciudad area (Montenat, 1990, Fortuin *et al.*, 1995). The area of initial deposition of these evaporites is unknown. It could be in the area along the Palomares fault, to the West of Garrucha (Figure 134) (Alvado, 1986) or at a southern position in the Vera Basin (Barragan, 1987).

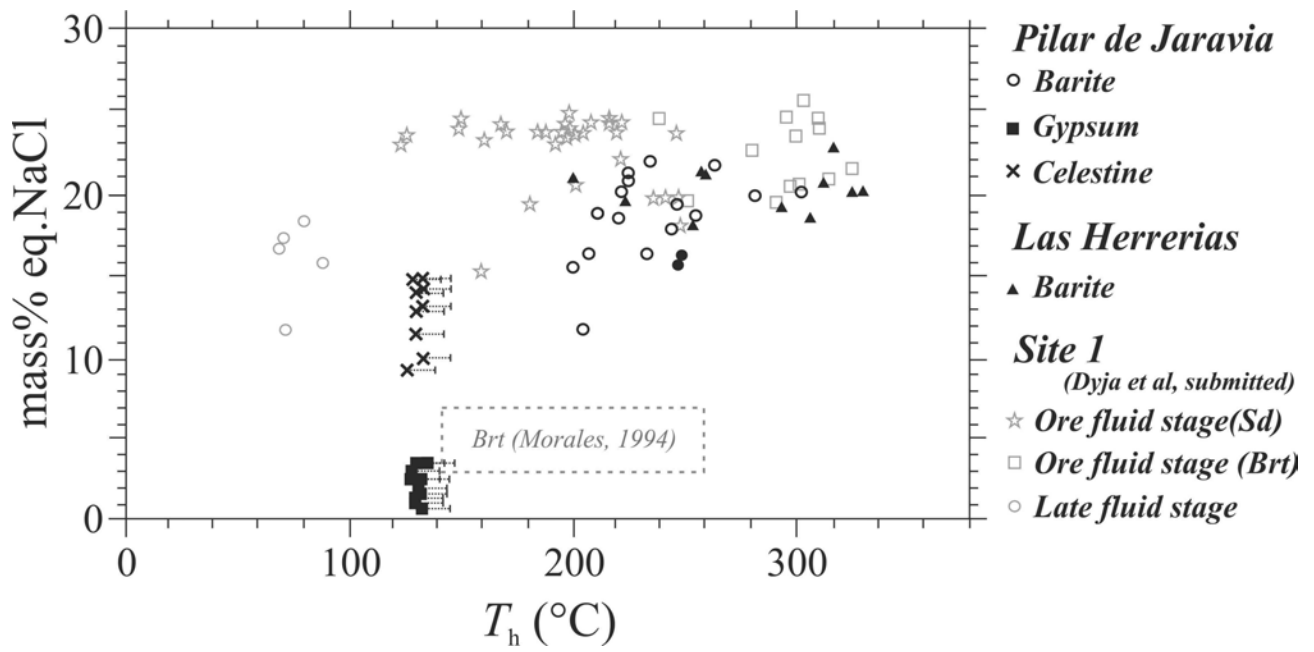


Figure 145: Microthermometric data of barite and gypsum from Pilar de Jaravia and barite from Las Herrerias compared to microthermometric data from El Arteal (Dyja *et al.*, submitted)

VI - 3. CONCLUSIONS

The fluids responsible for these deposits have been previously interpreted as hydrothermal fluids mixed with seawater (Morales Ruano et al., 1995a, Martínez-Frías, 1998). The reconstruction of the sequence of fluid circulations during the exhumation of the Sierra Almagrera from later stages of ductile deformation through its present position at the surface allows to propose a scenario. Hydrothermal fluids mainly involved secondary brines from Triassic evaporites during Pilar Jaravia and Las Herrerias mineralization combined also with secondary brines issued from the dissolution of Messinian evaporites in the El Arteal – Jaroso mining district. Inclusions found in barites from different sites display high-salinities not compatible with a unique hydrothermal source of fluids. In fact, typical magmatic-hydrothermal fluids are expected to display lower salinities (Candela, 1989). These brines have a fundamental control on the ability to transport many elements and were key factors for ore-forming processes in the crust in this area of the Betics despite the presence of a volcanism that could have been interpreted as a possible source of economic elements. These ore deposits are more clearly disconnected from the volcanic episodes compared to epithermal deposits such as Rodalquilar (Lopez Ruiz & Rodriguez Badiola, 1980). Palaï Islica ore deposits are in an intermediate position between epithermal and hydrothermal ore deposits (Morales Ruano *et al.*, 2000, Carrillo-Rosúa & Morales Ruano, 2003). For the PFZ ore deposits, the disconnection with the magmatism is clearly illustrated by the time difference between the age of mineralization which has been defined in this work and the known ages of the regional volcanism (Figure 146). The shoshonitic volcanic province may have provided the necessary thermal pulse but it seems a little bit old compared to the mineralization age. The best fitting volcanic ages correspond to the lamproites setting, but it is uncertain that they had the thermal influence to generate convection cells within the upper part of the ductile crust and the overlying brittle crust. These cells involved either secondary brines issued from the dissolution of Triassic evaporites and secondary brines issued from the Garrucha Messinian evaporitic Basin. These convection cells induced fluid mixing within the upper crust related to changes in redox conditions that strongly influenced the formation of Fe-rich minerals.

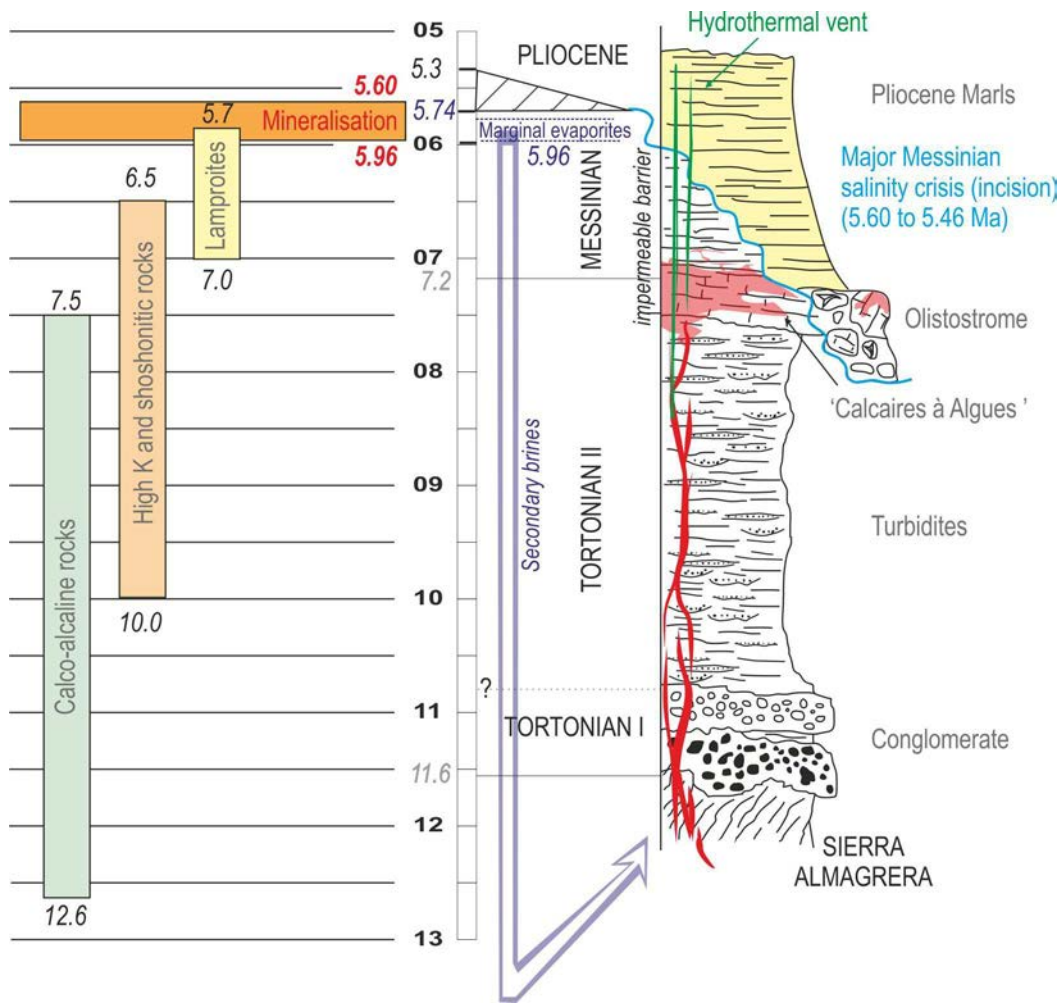


Figure 146 : General representation of the relations between mineralizations, sedimentation, volcanism and tectonic

Chapitre VII.

VII - CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Transition fragile-ductile et type de déformation : séparation hydrogéologique des réservoirs de fluides crustaux ou bien ouverture de fenêtres de mélanges ? Sources des fluides impliqués, rôle de l'oxydoréduction et impacts métallogéniques.

Dans les modèles géodynamiques récents, l'accent est porté sur le phénomène de retrait du slab (roll-back) comme élément moteur de la déformation du domaine interne de la chaîne de l'arc bético-rifain sans s'attarder sur les moteurs pouvant expliquer le partitionnement de la déformation avec le fonctionnement des décrochements lithosphériques (Dewey, 1988, Platt & Vissers, 1989, Doblas & Oyarzun, 1989, Royden, 1993, Platt *et al.*, 2006, Ballesteros *et al.*, 2008, Jolivet *et al.*, 2008). Il en découle ainsi que les études qui s'intéressent à l'exhumation ductile des complexes alpujarrides et nevado-filábrides mettent l'accent sur les interprétations en terme d'extension syn à post-orogénique avec la formation de Metamorphic Core Complex en relation avec des détachements extensifs régionaux (Martínez-Martínez & Azañón, 2002, Gomez-Pugnaire *et al.*, 2004, Augier *et al.*, 2005a, Platt, 2007) sans tenir compte du rôle des décrochements. Par ailleurs, des travaux un peu plus anciens qui se sont intéressés à la déformation des complexes alpujarrides et nevado-filábrides incorporent dans leurs raisonnements le rôle de décrochements majeurs combinés avec cette extension ductile (Andrieux *et al.*, 1971, Durand-Delga, 1980, Leblanc & Olivier, 1984, Sanz De Galdeano, 1990). Ils distinguaient ainsi le rôle d'une famille d'accidents E-W à ENE-WSW tels le couloir Alpujarran (AFZ) et la zone de faille entre la zone interne et la zone externe des Bétiques (IEBZ) (Figure 16) accompagnant le déplacement des nappes vers l'ouest et la formation de l'arc bético-rifain (Sanz De Galdeano, 1990). Dans ces modèles, ces faisceaux décrochants régionaux pouvaient être découplés mécaniquement au niveau de la transition fragile-ductile ou de niveaux de découplage plus profonds au sein de la croûte ductile.

De tels exemples de décrochements majeurs existent pour l'Arc Caraïbes notamment sur la Figure 15 extraite de la thèse de B. Monod (2009) où on distingue clairement la problématique de l'enracinement crustal ou lithosphérique des structures. Malgré leur dimensionnement horizontal sur plusieurs centaines de kilomètres d'après les modèles proposés pour les Bétiques, la dimension lithosphérique verticale de ces structures n'était pas établie en l'absence d'évidences de magmatisme suggérant une implication du manteau. En revanche, vers la fin du Miocène, le système décrochant trans-alboran de direction NE-SW à N-S est apparu dans un contexte de croûte déjà fortement amincie lors de la formation du bassin d'arrière-arc du domaine d'Alboran. Cet accident était globalement actif en même temps que le double retrait du slab à la fois vers l'ouest dans l'arc de Gibraltar, mais aussi vers l'est en direction de l'arc calabro-péloritain. Son activité majeure s'est accompagnée d'un magmatisme impliquant de la fusion partielle au niveau mantellique, parfois même très profonde (lamproïtes). Du point de vue géométrique, les enracinements des failles liées à ce faisceau décrochant ont pu être différents du système évoqué précédemment. Les impacts de ce système en termes de percolations de fluides et de mise en place de gisements ont donc été abordés dans cette thèse en comparaison des percolations précédentes contemporaines d'un cloisonnement potentiel séparant les circulations au sein de la croûte ductile et de la croûte fragile.

A partir de ces différentes hypothèses, il est possible de proposer trois modèles comme base de réflexion pour la compréhension du rôle des fluides crustaux accompagnant l'exhumation des MCC du domaine bétique interne.

i) la tectonique ductile en extension se traduit uniquement par des failles normales dans la croûte fragile. La limite fragile-ductile marque la limite d'enracinement des failles normales et potentiellement une limite hydrogéologique séparant fluides crustaux profonds du domaine ductile et fluides crustaux superficiels de la croûte fragile

ii) la tectonique ductile en extension en profondeur se traduit dans la croûte cassante à la fois par des structures extensives et décrochantes majeures. Elles s'enracinent éventuellement l'une et l'autre dans la même transition fragile-ductile avec des impacts potentiellement différents en terme de pression et de types de fluides suivant les structures tectoniques impliquées (géométries des failles vis-à-vis de la contrainte lithostatique et impacts sur les pressions en profondeur).

iii) les décrochements appartiennent à un faisceau majeur de dimensions verticales lithosphériques fonctionnent en même temps qu'un stade avancé de l'évolution de la subduction. Ils jouent alors un rôle de drain pour des fluides magmatiques profonds jusque vers la surface mais qu'en est-il pour les fluides crustaux sur les failles décrochantes en dehors des zones volcaniques stricto-sensu ? Quel rôle joue, ou ne joue plus, alors, la transition fragile ductile sur la séparation des domaines hydrogéologiques supérieurs et inférieurs ?

Afin de répondre à ces questions, le travail de thèse a cherché à comprendre tout d'abord quels étaient les fluides qui circulaient dans la croûte située sous la transition fragile ductile et en association avec quel type de déformation ductile.

La thèse a ainsi identifié dans la Sierra Bédar des fluides hypersalés piégés dans des veines de quartz parallèles à la foliation, mais aussi dans des veines sécantes dans des noyaux plus rigides de leucogneiss par exemple. Lors de leur formation, la transition fragile-ductile crustale se situait encore au-dessus de la zone affectée. En effet, la salinité élevée et les données en δD des fluides piégés suggèrent que le footwall est alors encore fortement isolé des fluides de surface. Les données P - T des fluides et la typologie de déformation des quartz indiquent des conditions élevées encore propices à la déformation encore ductile des schistes et métacarbonates sus-jacents, ne facilitant pas ainsi la pénétration en profondeur des fluides de surface en l'absence de drains sur failles. Les veines parallèles à la foliation des leucogneiss concernés sont peu déformées et ne traduisent pas une transposition mais plutôt une ouverture perpendiculaire à la foliation, donc a priori dans une direction parallèle à la gravité. Si le régime général est en extension, cela implique une surpression de fluide suffisamment forte pour s'opposer à σ_1 . Possibilité alternative, si cette contrainte est alors en forte diminution (décompression liée à la dénudation tectonique) elle peut alors avoir permuté pour la contrainte intermédiaire σ_2 notamment grâce aussi à des surpressions de fluides (régime devenant alors décrochant). Dernière hypothèse, si l'on n'invoque pas de surpressions de fluides, cela traduirait le passage à un régime compressif (contrainte minimale σ_3 verticale). Les veines sécantes perpendiculaires à la foliation, quant à elles, montrent une direction d'allongement E-W. Cela traduit donc soit (i) la seule poursuite de l'extension top vers l'ouest, en relation avec le fonctionnement du détachement de Los Filabres sus-jacent (voir ci-après), soit (ii) un fonctionnement dans un régime décrochant avec un raccourcissement N-S et un allongement E-W. De telles combinaisons entre raccourcissement N-S synchrone de l'extension top vers l'ouest ont été proposées à l'échelle de la Sierra de Los Filabres pour expliquer l'existence de sous-dômes de direction E-W (Martínez-Martínez & Azañón, 2002). Dans le cas présent, cela soulève la question d'une extension post-orogénique (Martínez-Martínez & Azañón, 2002, Gomez-Pugnaire *et al.*, 2004, Augier *et al.*, 2005a, Platt, 2007) ou d'un fonctionnement d'extension syn-orogénique en relation avec des jeux décrochants contemporains d'un raccourcissement toujours actif.

D'autres veines ont été analysées à différentes positions structurales au sein du footwall. Elles se situent donc toutes actuellement à des positions sous-jacentes par rapport à une zone de déformation caractérisée par des plis en fourreaux, des mélanges tectoniques et un métamorphisme type schistes verts située notamment dans les environs de Bédar. Cette zone est possiblement rattachée au fonctionnement du détachement de Los Filabres vers la limite entre le complexe nevado-filábride et le complexe alpujarride. Cette structure majeure a pu jouer le rôle de transition fragile-ductile

pendant son activité. Toutes les inclusions fluides analysées au sein du footwall révèlent des saumures enrichies en métaux piégées notamment dans des veines sécantes à la foliation, indiquant ainsi sa présence à un stade tardif de circulation au sein de la croûte ductile. D'autres fluides aqueux plus précoces dans le système ont pu être remarqués notamment dans les quartzites et les metabasites. Ces fluides restent salés (15-20 mass% éq.NaCl) mais sont moins riches en métaux. En revanche, parmi les fluides rencontrés dans la zone schistes verts du détachement, si on observe toujours la présence de fluides aqueux hypersalés, des données nouvelles sont apparues. Il a été mis notamment en évidence une structure de veine de quartz, albite, épidote calcite développée dans une zone transtensive dextre compatible avec un raccourcissement N-S. Les dernières inclusions fluides piégées sous forme de plans d'inclusions fluides intragranulaires indiquent non seulement une diminution sensible des salinités (de 30-35 mass% éq. NaCl pour les saumures à 13.5- 2.8 mass% éq.NaCl pour ces fluides) mais aussi l'apparition de fluides aquo-carboniques liés à des figures de démixion indiquant une chute de pression (150 MPa). Cette baisse de pression indique une fin de chemin *P-T* rétrograde de l'unité Bédar-Macael (Figure 76) qui s'éloigne de celui proposé par Augier (2005a). Pour cet auteur, celle-ci suivait un gradient géothermique de 60°C/km en pression lithostatique alors que d'après les fluides analysés, la fin d'exhumation aurait suivi un gradient géothermique de 100°C/km en pression hydrostatique. Le problème est cependant de définir l'attribution tectono-métamorphique de cette zone, qui, bien qu'étant identifiée cartographiquement au sommet du complexe nevado-filábride pourrait également appartenir à la base du complexe alpujarride, ce qui pourrait induire un saut de métamorphisme lié à la juxtaposition induite par le détachement. Ce type de structure n'est peut-être qu'anecdotique mais soulève néanmoins la question du possible rôle des décrochements synchrones à l'extension et de leur enracinement combiné dans la transition fragile ductile.

Métallogénèse possiblement associée au détachement de Los Filabres

La quasi-totalité des gisements de fer exploités dans le domaine interne des Bétiques se situent dans le complexe nevado-filábride (Figure 16). Les quelques gisements rattachés au complexe alpujarride sont d'ailleurs localisés plutôt à la base du complexe, à proximité du contact avec le Nevado-Filábrides. S'il existe des gisements isolés de type fissural au cœur des unités de schistes nevado-filábrides de type Calar Alto, la plupart du temps ces gisements affectent des métacarbonates à l'image de ceux rencontrés au sommet de l'unité de Bédar Macael, qui plus est en majorité dans la zone de cisaillement sous faciès schistes verts rattachée au fonctionnement du détachement de Los Filabres.

Les premières hypothèses expliquant ces types de gisements allaient dans le sens d'une préconcentration minérale (syndépositaire) dès les dépôts du Trias (Gerzat, 1979, Torres-Ruiz,

1983). Les minéralisations affectant des carbonates avec des niveaux à sidérite en profondeur et à oxydes de fer vers le haut, il a été longtemps proposé qu'il s'agissait de pré-concentrations de carbonates de fer synsédimentaires à syndiagénétiques liés à des environnements lagunaires triasiques. Cette hypothèse a été abandonnée plus récemment en base de résultats de géochimie, notamment isotopique, au profit d'une métasomatose à des températures de l'ordre de $>200^{\circ}\text{C}$ mais sans remettre en cause l'âge triasique de cette hypothétique proto-minéralisation (Torres-Ruiz, 2006). Par ailleurs, des gisements comme celui de Las Piletas se présentant sous la forme de niveaux à spéularite magnétite plutôt en dessous des niveaux à métacarbonates ont été plus récemment interprétés comme des témoins de dépôts de fer exhalatif (SedEx) en relation avec le volcanisme triasique (Torres-Ruiz, 2006). Cette hypothèse semble cohérente avec l'existence de niveaux volcano-détritiques enrichis en hématite et magnétite dans le Norien des zones externes (Pérez-Lopez *et al.*, 2012).

Partant de l'hypothèse que les minéralisations de fer étaient sensées suivre des horizons sédimentaire en raison d'un âge triasique supposé, il était troublant de constater dans la zone de Bédar que les coupes minières ainsi que les observations sur le terrain pointaient du doigt un contact oblique de ces minéralisations avec les carbonates triasiques mais par contre un parallélisme plus marqué par rapport au contact structural de base avec les unités schisteuses inférieures. A l'échelle régionale il était également notable que les gisements se retrouvaient en association avec une discontinuité tectonique principale associée à un métamorphisme de type schiste vert soulignée aussi par la présence de méta-évaaporites, de metabasites, de serpentinites et parfois d'ophites. Ces nombreuses constatations soulignaient donc une forte corrélation avec une structure alpine majeure, le détachement de Los Filabres.

Lors de l'étude sur Bédar, des niveaux de percolation de fluides réducteurs profonds ont été mis en évidence par (i) la transformation en faciès schiste vert du sommet des leucogneiss à biotite, (ii) la présence de saumures dans le footwall avec des teneurs de l'ordre de 6000 ppm de fer total ; de telles concentrations impliquent une forte mobilité du fer en solution ce qui nécessite des conditions réductrices; ce qui peut se traduire aussi localement par la cristallisation de pyrite dans ces quartz ou dans les zones de fracture associées. (iii) Sur Alquife, les fluides réducteurs sont mis en évidence par la présence en profondeur de niveaux à magnétite-pyrite (Torres-Ruiz, 1983, 2006) dans la foliation ou en veines sécantes sur celle-ci ainsi que par la mise en place de niveaux à sidérite uniquement à la base du gisement (Torres-Ruiz, 1983, 2006). Cette zonation avec la sidérite se retrouve également sur Bédar dans la mine de la Pobreza et dans le gisement de Lucainena de Las Torres au nord de la Sierra Alhamaila (Gerzat, 1979).

Des évidences de fluides oxydants ont été mises en avant dans cette étude par (i) la cristallisation d'hématite de haute température au sein des carbonates ou sous forme de veine recoupant le

leucogneiss sous le gisement de la Pobreza, (ii) la cristallisation d'hématite en imprégnation dans les métacarbonates dans des conditions non supergènes où elle est associée à des circulations de fluides magnésiens ayant créé des cristaux de dolomite (et/ou sidérite).

Ces fluides réducteurs et oxydants ont-ils eu un impact sur la formation de ces gisements de fer ?

Le nouveau modèle proposé pour la mise en place de ces gisements de fer reposerait sur plusieurs évènements :

(1) l'existence possible de pré-concentrations en oxydes de fer dans le Norien (Pérez-Lopez *et al.*, 2012) qui est également un niveau entouré de dépôts évaporitiques

(2) mise en place d'un niveau de décollement majeur impliquant des unités de croûte océanique actuellement sous la forme de metabasites et de serpentinites, autre source potentielle de fer (Mucchez *et al.*, 2003).

(3) réactivation au moins partielle de ce décollement sous la forme du détachement extensif de Los Filabres situé à la limite entre les complexes nevado-filábrides et alpujarrides. Minéralisations de fer réalisées au cours de la déformation alpine dans cette zone de contact tectonique majeur en contexte de métamorphisme rétrograde de type schiste vert. Mouvements de fluides réducteurs pouvant cristalliser de la pyrite et/ou de la sidérite dans les métacarbonates.

(4) Pendant la transition fragile-ductile accompagnant l'exhumation des unités du footwall affectées par ce détachement, une phase de mise en mouvement de fluides magnésien s'accompagne de dissolution à l'origine de l'apparition de brèches d'écroulement in-situ au sein des métacarbonates puis de la formation de cristaux automorphes de dolomite.

(5) Changement des conditions redox avec de possibles mélanges entre des fluides oxydants du réservoir de surface et des fluides réducteurs enrichis en fer issus de la zone ductile. Ces changements des conditions redox auraient entraîné la transformation des zones dolomitisées ou sidéritisées en hématite, ou la cristallisation d'hématite sans minéral hôte (hématite spéculaire de la Sierra Bédar ou bien hématite de la Sierra Almagrera).

(6) Mouvements de fluides plus tardifs enrichis en As, Ba, Cu, Pb, et Zn permettant des minéralisations de fer associées à des systèmes fissuraux. Mise en place d'un nouveau système de percolation lié à une tectonique décrochante contemporaine du magmatisme de la fin du Miocène. L'impact de plus en plus croissant de cette tectonique se traduit par la mise en place de petits gisements Pb-Cu dans la zone de Bédar.

Évolution de la zone de décrochement trans-alboran : comportement des réservoirs fluides.

Les résultats provenant des travaux réalisés notamment dans les gisements associés au segment de Palomares du décrochement trans-alboran montrent que son activité permet la pénétration *per-ascensum* des saumures issues du Trias métamorphisé dans le domaine fragile. Elles y sont alors

plus diluées que celles piégées dans le footwall. Cette percolation est possible grâce à l'augmentation de la perméabilité et probablement à des cellules convectives dues au magmatisme.

Ce décrochement permet la connexion du réservoir de fluides profonds avec le réservoir de fluides de surface malgré la présence de la transition fragile ductile (BDT). Le système décrochant n'est donc alors pas enraciné dans la BDT et montre un comportement hydrogéologique différent par rapport au modèle de percolation mis en évidence dans les unités nevado-filábrides de la Sierra Bédar.

Au lieu d'une seule source de saumures secondaires impliquant les évaporites métamorphisées du Trias cet événement tectonique et métallogénique a enregistré l'implication d'une deuxième saumure secondaire provenant de dépôts sédimentaires du Messinien. Ces saumures pourraient avoir causé la migration et la concentration des éléments économiques (Fe, Pb, Ag, Ba) retrouvés dans les gisements de la Sierra Almagrera et des bassins environnants (Las Herrerias, Garrucha). L'interférence entre ces saumures, les zones de recharge en surface amenant soit des fluides marins soit des fluides météoriques et les zones de recharge par mouvement ascendant des fluides issus du réservoir profond correspondant à la partie supérieure de la croûte ductile ont influencé les conditions redox dans le réservoir fragile de la croûte supérieure. Une alternance entre des conditions d'oxydation et de réduction due aux apports de fluides profonds ou de surface ont alors influencé la formation des minéraux ferrifères (hématite et/ou sidérite-pyrite/arsenopyrite) et conditionné la formation des gisements.

Perspectives :

- On a pu voir au cours de cette étude que la limite Alpujarride-Nevado-Filábride était complexe. Le chemin $P-T$ proposé ici pour l'unité Bédar-Macael n'est pas compatible avec la fin du chemin d'exhumation proposée pour cette unité par Augier *et al.* (2005a). La question s'est alors posée de savoir si les roches qui enregistrent les fluides décrivant les derniers stades d'exhumation, c'est-à-dire les roches au dessus et dans la zone à schistes verts appartenaient réellement au complexe nevado-filábride ? En effet, le décollement avec lambeaux de serpentinites et les zones de mélange pourrait être la limite majeure entre l'Alpujarride et le Nevado-Filábride. Dans ce cas de figure, il est possible d'avoir enregistré deux chemins d'exhumation différents. Pour répondre à cette question, il serait intéressant de faire une cartographie et une pétrographie plus complète des encaissants de part et d'autres de cette limite majeure et de les comparer aux encaissants où l'identification du Nevado-Filábride ou de l'Alpujarride est certaine. Autre piste importante à rechercher, si les fluides utilisés ici pour la reconstitution des chemins $P-V-T-X$ sont en équilibre ou

non avec les roches encaissantes. Un fort déséquilibre pourrait expliquer l'écart avec le chemin défini par Augier *et al.* (2005a).

- Nous avons pu voir précédemment que l'Alpujarride a vu tout son intérêt lors des questionnements sur le contact Alpujarride-Nevado-Filábride et la zone schistes verts. Quels fluides ont circulé au sein du complexe alpujarride ? Est-ce que les fluides aquo-carboniques enregistrés dans les quartz syn-décrochement dans la zone à schistes verts peuvent provenir du complexe alpujarride ? Pour répondre à ces questions, il serait donc intéressant de faire une étude fluide dans ce complexe afin de les comparer aux inclusions trouvées dans l'unité de Bédar-Macael. Les veines de quartz du complexe Alpujarride ont été relativement rares dans les secteurs d'échantillonnage. C'est pourquoi les mêmes démarches d'analyses des minéralisations (pétrographie et fluides) et de cartographies pourraient être effectuées sur les gisements de fluorite dans les Alpujarrides. Les anciennes études sur la genèse des dépôts F-Pb-Zn-(Ba) dans le Sud de l'Espagne étaient toutes d'accord sur une origine syngénétique à diagénétique précoce au Trias tout comme les gisements de fer, sauf pour une génération plus tardive de fluorite. L'alternance de fluorite pure et impure dès les faciès proches des « franciscaines » rencontrées dans la dolomie pourrait également correspondre à des ouvertures en intrados de plis où l'une des deux fluorites se mettrait en place pendant l'alpin et non plus pendant le Trias. Cette hypothèse impliquerait donc une mobilisation de métaux beaucoup plus récente que les processus syngénétique à diagénétique. Les veines de fluorite sécantes sur la schistosité de génération III décrites par Torres-Ruiz *et al.* (1985) et les données sur les fluides dans ces fluorites indiquent des saumures avec des températures d'homogénéisation élevées (90-325°C) (Espí, 1977) suggérant bien des remobilisations lors des phases tectoniques alpines.

- Enfin, une nouvelle interprétation des gisements de fer a été proposée dans cette étude. Ce modèle implique des mouvements de fluides alpins associés au fonctionnement du détachement de Los Filabres. Pour valider ce modèle il serait donc intéressant d'avoir une cartographie plus détaillée de la zone des gisements de fer et de la zone des schistes verts mettant en avant les contacts alpins de ces gisements. Un échantillonnage plus ciblé en mine permettrait de s'affranchir du supergène afin de mettre en avant les impacts des oxydations qui ont eu lieu en profondeur. L'observation des zones où à eu lieu la transition entre sidérite et front d'oxydation pourrait apporter de nouveaux éléments à la discussion. L'analyse des fluides ainsi que l'analyse isotopique ($\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$) des sidérites donnerait des indications sur l'origine de ces sidérites pour le moment jamais observées.

Références

- Aldaya, F., Campos, J., García-Dueñas, V., González-Lodeiro, F. & Orozco, M. (1984). El contacto Alpujárrides Nevado-Filábrides en la vertiente meridional de Sierra Nevada. Implicaciones tectónicas. *El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neogenas*. CSIC, Granada.
- Allibert, J. (1973). La province plombo-zincifère des Cordillères Bétiques (Espagne méridionale) Essai typologique., Université de Nancy.
- Alvado, J. C. (1986). Sédimentation, déformation et manifestation magmatiques associées au couloir de décrochement de Palomares : le bassin de Vera (SE de l'Espagne). Université de Paris.
- Álvarez-Valero, A. M. & Kriegsman, L. M. (2008). Partial crustal melting beneath the Betic Cordillera (SE Spain): The case study of Mar Menor volcanic suite. *Lithos*, **101**, 379-396.
- Álvarez, F. & Aldaya, F. (1985). Las unidades de la zona Bética en la región de Águilas-Mazarrón (Prov. de Murcia). *Estudios Geológicos*, **41(3)**, 139-146.
- Andrieux, J., Fontbote, J. M. & Mattauer, M. (1971). Sur un modele explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, **12**, 191-198.
- Arribas, A., Cunningham, C. G., Rytuba, J. J., Rye, R. O., Kelly, W. C., Podwysocki, M. H., Mckee, E. H. & Tosdal, R. M. (1995). Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquilar gold alunite deposit, Spain. *Economic Geology*, **90**, 795-822.
- Arribas, A., Espinosa, J. & Moro, M. C. (1983). Distribucion de elementos en trazas en las esfaleritas y galenas de las mineralizaciones españolas asociadas con rocas volcanicas. *Tecniterrae*, **55**, 12-40.
- Arribas, A. & Tosdal, R. M. (1994). Isotopic composition of Pb in ore deposits of the Betic Cordillera Spain: origin and relationship to other European deposits. *Economic Geology*, **89**, 1074-1093.
- Atkinson, B.-K. (1987). Introduction to fracture mechanics and its geophysical applications. In: Atkinson, B.-K. (ed.) *Fracture mechanics of rock*. New York: Academic press.
- Audétat, A., Günther, D. & Heinrich, C. A. (2000). Causes for Large-Scale Metal Zonation around Mineralized Plutons: Fluid Inclusion LA-ICP-MS Evidence from the Mole Granite, Australia. *Economic Geology*, **95**, 1563-1581.
- Augier, R. (2004). Evolution tardi-orogénique des Cordillères bétiques (Espagne): Apports d'une étude intégrée. PhD, Université de Pierre et Marie Curie.
- Augier, R., Agard, P., Monie, P., Jolivet, L., Robin, C. & Booth-Rea, G. (2005a). Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): In situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and P-T-d-t paths for the Nevado-Filabride complex. *Journal of Metamorphic Geology*, **23**, 357-381.
- Augier, R., Booth-Rea, G., Agard, P., Martínez-Martínez, J. M., Jolivet, L. & Azanon, J. M. (2005b). Exhumation constraints for the lower Nevado-Filabride Complex (Betic Cordillera, SE Spain): a Raman thermometry and Tweeku multiequilibrium thermobarometry approach. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **176**, 403-416.
- Augier, R., Jolivet, L. & Robin, C. (2005c). Late Orogenic doming in the eastern Betic Cordilleras: Final exhumation of the Nevado-Filabride complex and its relation to basin genesis. *Tectonics*, **24**, 1-19.

- Bakker, H. E. Jong, K. D. Helmers, H. & Biermann, C. (1989). The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (south-east Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, **7**, 359-381.
- Bakker, R. J. (1997). Clathrates: Computer programs to calculate fluid inclusion V-X properties using clathrate melting temperatures. *Computers and Geosciences*, **23**, 1-18.
- Bakker, R. J. (1999). Adaptation of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the H₂O-CO₂-CH₄-N₂-NaCl system. *Chemical Geology*, **154**, 225-236.
- 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. & Diamond, L. W. (2006). Estimation of volume fractions of liquid and vapor phases in fluid inclusions, and definition of inclusion shapes. *American Mineralogist*, **91**, 635-657.
- Bakker, R. J. & Jansen, J. B. H. (1991). Experimental post-entrapment water loss from synthetic CO₂-H₂O inclusions in natural quartz. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**, 2215-2230.
- Bakker, R. J. & Jansen, J. B. H. (1994). A mechanism for preferential H₂O leakage from fluid inclusions in quartz, based on TEM observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**, 7-20.
- Ballesteros, M. Rivera, J. Munoz, A. Munoz-Martin, A. Acosta, J. Carbo, A. & Uchupi, E. (2008). Alboran Basin, southern Spain--Part II: Neogene tectonic implications for the orogenic float model. *Marine and Petroleum Geology*, **25**, 75-101.
- Banks, D. A. Da Vies, G. R. Yardley, B. W. D. Mccaig, A. M. & Grant, N. T. (1991). The chemistry of brines from an Alpine thrust system in the Central Pyrenees: An application of fluid inclusion analysis to the study of fluid behaviour in orogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**, 1021-1030.
- Banks, D. A. Giuliani, G. Yardley, B. W. D. & Cheilletz, A. (2000). Emerald mineralisation in Colombia: fluid chemistry and the role of brine mixing. *Mineralium Deposita*, **35**, 699-713.
- Barker, C.-E. & Kopp, O.-C. (1991). Luminescence Microscopy and spectroscopy: quantitative and qualitative applications. *SEPM Short Course*, **25**.
- Barragan, G. (1987). Una nueva interpretación de la sedimentación neógena en el sector suroccidental de la Cuenca de Vera. *Acta Geologica Hispanica*, **21-22**, 449-457.
- Beaudoin, G. (1994). Evidence for an upper crustal source for gold in the Ag-Pb-Zn-Au veins of the Kokanee Range, British Columbia. *Economic Geology*, **89**, 397-400.
- Bell, J. W. Amelung, F. & King, G. C. P. (1997). Preliminary late Quaternary slip history of the Carboneras fault, Southeastern Spain. *Journal of Geodynamics*, **24**, 51-66.
- Bellon, H. Bordet, P. & Montenat, C. (1983). Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **25**, 205-217.
- Benito, R. Lopez-Ruiz, J. Cebria, J. M. Hertogen, J. Doblás, M. Oyarzun, R. & Demaiffe, D. (1999). Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic neogene volcanic rocks of SE Spain. *Lithos*, **46**, 773-802.
- Beukes, N.-J. Gutzmer, J. & Mukhopadhyay, J. 2002. The Geology and Genesis of High-Grade Hematite Iron Ore Deposits. *Iron Ore Conference* Perth, WA.
- Beysac, O. Bollinger, L. Avouac, J.-P. & Goffé, B. (2004). Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *Earth and Planetary Science Letters*, **225**, 233-241.
- Beysac, O. Goffé, B. Chopin, C. & Rouzaud, J. N. (2002). Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: A new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 859-871.
- Beysac, O. & Lazzeri, M. (2012). Application of Raman spectroscopy to the study of graphitic carbons in the Earth Sciences. *EMU Notes in Mineralogy*, **12**, 415-454.
- Bezada, M.-J. Humphreys, E.-D. Toomey, D.-R. Harnafi, M. Dávila, J.-M. & Gallart, J. (2013). Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging. *Earth and Planetary Science Letters*, **368**, 51-60.
- Blumenthal, M. (1927). Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordillera von Central-und Südwest (Andalusien). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **20**, 487-532.

- Bodinier, J. L., Morten, L., Puga, E. & Diaz De Federico, A. (1987). Geochemistry of metabasites from the Nevado-Filabride complex, Betic cordilleras, Spain: Relics of a dismembered ophiolitic sequence. *Lithos*, **20**, 235-245.
- Bodnar, R. J. (1993). Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, 683-684.
- Bodnar, R. J. (2003). Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions. In: Iain Samson, A. A. A. D. M. (ed.) *Fluid Inclusions : Analysis and Interpretation*. Robert Raeside ed. Vancouver, British Columbia: Mineralogical Association of Canada.
- Böhlke, J. K. & Irwin, J. J. (1992a). Laser microprobe analyses of Cl, Br, I, and K in fluid inclusions: Implications for sources of salinity in some ancient hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, 203-225.
- Böhlke, J. K. & Irwin, J. J. (1992b). Laser microprobe analyses of noble gas isotopes and halogens in fluid inclusions: Analyses of microstandards and synthetic inclusions in quartz. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, 187-201.
- Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Banks, D. A., Fourcade, S. & Vallance, J. (2003). Mixing of metamorphic and surficial fluids during the uplift of the Hercynian upper crust: consequences for gold deposition. *Chemical Geology*, **194**, 119-141.
- Boiron, M., C. Essarraj, S., Sellier, E., Cathelineau, M., Lespinasse, M. & Poty, B. (1992). Identification of fluid inclusions in relation to their host microstructural domains in quartz by cathodoluminescence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, 175-185.
- Bolze, J., Ott D'estevou, P., Bordet, P., Montenat, C. & De Larouzière, F. (1986). Processus thermomécaniques associés à l'évolution des bassins néogènes des Bétiques internes orientales (Espagne Sud-Est). **Rapport interne n°35**, 92p.
- Bolze, J., Ott D'estevou, P. & Montenat, C. (1997). La métallogénèse dans l'évolution des bassins néogènes bétiques. *Doc. et Trav. IGAL*, **14**, 1-16.
- Bons, P. D. & Urai, J. L. (1992). Syndeformational grain growth: microstructures and kinetics. *Journal of Structural Geology*, **14**, 1101-1109.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.-M., Azor, A. & García-Dueñas, V. (2004). Influence of strike-slip fault segmentation on drainage evolution and topography. A case study: the Palomares Fault Zone (southeastern Betics, Spain). *Journal of Structural Geology*, **26**, 1615-1632.
- Booth-Rea, G., Azañón, J. M., García-Dueñas, V. & Augier, R. (2003). Uppermost Tortonian to Quaternary depocentre migration related with segmentation of the strike-slip Palomares Fault Zone, Vera Basin (SE Spain). *Comptes Rendus Geosciences*, **335**, 751-761.
- Booth-Rea, G., Azañón, J. M., Goffé, B., Vidal, O. & Martínez-Martínez, J. M. (2002). High-pressure, low-temperature metamorphism in Alpujarride Units of southeastern Betics (Spain). *Comptes Rendus Geosciences*, **334**, 857-865.
- Bottrell, S. H. & Yardley, B. W. D. (1988). The composition of a primary granite-derived ore fluid from S.W. England, determined by fluid inclusion analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**, 585-588.
- Bottrell, S. H., Yardley, B. W. D. & Buckley, F. (1988). A modified crush-leach method for the analysis of fluid inclusion electrolytes. *Bull. Minéral.*, **111**, 279-290.
- Bouillin, J. P., Durand-Delga, M. & Olivier, P. (1986). Betic-Rifain and Tyrrhenian arcs: Distinctive features, genesis and development stages. In: Wezel, F. (ed.) *The origin of arcs*. Amsterdam: Elsevier Science Publ.
- Boullier, A.-M. (1999). Fluid inclusions: tectonic indicators. *Journal of Structural Geology*, **21**, 1229-1235.
- Bourillot, R., Vennin, E., Rouchy, J.-M., Durllet, C., Rommevaux, V., Kolodka, C. & Knap, F. (2009). Structure and evolution of a Messinian mixed carbonate-siliciclastic platform: the role of evaporites (Sorbas Basin, South-east Spain). *Sedimentology*, **57**, 477-512.
- Bowers, T. S. & Helgeson, H. C. (1983). Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in

- geologic systems: Equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**, 1247-1275.
- Brouwer, H. A. (1926). Zur Geologie der Sierra Nevada. *Geologische Rundschau*, **17**, 118-137.
- Bufo, E., Sanz De Galdeano, C. & Udías, A. (1995). Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, **248**, 247-261.
- Burchfiel, B. C., Zhiliang, C., Hodges, K. V., Yüping, L., Royden, L. H., Changrong, D. & Xujiene (1992). The south Tibetan detachment system, Himalayan orogen : extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **269**, 1-41.
- Burg, J. P. & Chen, G. M. (1984). Tectonics and structural zonation of southern Tibet, China. *Nature*, **311**, 219-223.
- Campbell, A. R., Banks, D., Phillips, R. S. & Yardley, B. W. D. (1995). Geochemistry of Th-U-REE mineralizing magmatic fluids, Capitan Mountains, New Mexico. *Economic geology*, **90**, 1271-1287.
- Candela, P. A. (1989). Magmatic ore-forming fluids: thermodynamic and mass transfer calculations of metal concentrations. *Review Economic Geology*, **4**, 203-221.
- Cao, Y., Du, Y., Gao, F., Hu, L., Xin, F. & Pang, Z. (2012). Origin and evolution of hydrothermal fluids in the Taochong iron deposit, Middle-Lower Yangtze Valley, Eastern China: Evidence from microthermometric and stable isotope analyses of fluid inclusions. *Ore Geology Reviews*, **48**, 225-238.
- Carpenter, A. B., Trout, M. L. & Pickett, E. E. (1974). Preliminary Report on the Origin and Chemical Evolution of Lead-and Zinc-Rich Oil Field Brines in Central Mississippi. *Economic Geology*, **69**, 1191-1206.
- Carrillo-Rosúa, F.-J., Morales-Ruano, S., Esteban-Arispe, I. & Hach-Ali, P. F. (2009). Significance of phyllosilicate mineralogy and mineral chemistry in an epithermal environment. Insights from the Palai-Islica Au-Cu deposit (Almería, SE Spain). *Clays and Clay Minerals*, **57**, 1-24.
- Carrillo-Rosúa, F.-J., Morales-Ruano, S., Fenoll Hach-Alí, P., Boyce, A.-J. & Fallick, A.-E. (2003). Génesis de la barita de Las Herrerías y Sierra Almagrera. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, **26-A**, 159-160.
- Carrillo-Rosúa, F.-J. & Morales Ruano, S. (2003). High and intermediate sulphidation environment in the same hydrothermal deposit : the example of Au-Cu Palai-Islica deposit, Carboneras (Almería). *Mineral Exploration and Sustainable Development*.
- Carrillo-Rosúa, F.-J., Morales Ruano, S. & Fenoll Hach-Ali, P. (2002). The three generations of gold in the Palai-Islica epithermal deposit, southeastern Spain. *Canadian Mineralogist*, **40**, 1465-1481.
- Cathelineau, M., Boiron, M., C. Essarraj, S., Dubessy, J., Lespinasse, M. & Poty, B. (1993). Fluid pressure variations in relation to multistage deformation and uplift; a fluid inclusion study of Au quartz veins. *European Journal of Mineralogy*, **5**, 107-121.
- Caumon, M., C. Dubessy, J., Robert, P. & Tarantola, A. (2013). Fused-silica capillary capsules (FSCCs) as reference synthetic aqueous fluid inclusions to determine chlorinity by Raman spectroscopy *European Journal of Mineralogy*, DOI: [10.1127/0935-1221/2013/0025-2280](https://doi.org/10.1127/0935-1221/2013/0025-2280).
- Cesare, B., Rubatto, D. & Gómez-Pugnaire, M. (2009). Do extrusion ages reflect magma generation processes at depth? An example from the Neogene Volcanic Province of SE Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **157**, 267-279.
- Chi, G. & Savard, M. M. (1997). Sources of basinal and Mississippi Valley-type mineralising brines: Mixing of evaporated seawater and halite-dissolution brine. *Chemical Geology*, **143**, 121-125.
- Clauzon, G. (1980). Révision de l'interprétation géodynamique du passage Miocène - Pliocène dans le bassin de Vera (Espagne méridionale) : les coupes d'Antas et de Cuevas del Almanzora. *Rivista Italiana di Paleontologia*, **86**, 203-214.

- Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A. & Loutre, M.-F. (1996). Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? *Geology*, **24**, 363-366.
- Claypool, G. E., Holser, W. T., Kaplan, I. R., Sakai, H. & Zak, I. (1980). The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geology*, **28**, 199-260.
- Clayton, R. N. & Mayeda, T. K. (1963). The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **27**, 43-52.
- Collins, A. G., Bennett, J. H. & Manuel, O. K. (1971). Iodine and Algae in Sedimentary Rocks Associated with Iodine-Rich Brines. *Geological Society of America Bulletin*, **82**, 2607-2610.
- Comas, M. C., Platt, J. P., Soto, J. I. & Watts, A. B. (1999). The origin and tectonic history of the Alboran Basin: Insights from Leg 161 results. *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results*, **161**, 555-580.
- Connolly, C. A., Walter, L. M., Baadsgaard, H. & Longstaffe, F. J. (1990). Origin and evolution of formation waters, Alberta Basin, Western Canada sedimentary Basin. I. Chemistry. *Applied Geochemistry*, **5**, 375-395.
- Conticelli, S., Guarnieri, L., Farinelli, A., Mattei, M., Avanzinelli, R., Bianchini, G., Boari, E., Tommasini, S., Tiepolo, M., Prelevic, D. & Venturelli, G. (2009). Trace elements and Sr-Nd-Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: Genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. *Lithos*, **107**, 68-92.
- Crawford, M. L. (1981). Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In: L. Crawford, L. S. H. A. M. (ed.) *Short Course in Fluid Inclusions : Applications to Petrology*. Min. Assoc. Can. Short Course Handbook
- Crespo-Blanc, A. (1995). Interference pattern of extensional fault systems: a case study of the Miocene rifting of the Alboran basement (North of Sierra Nevada, Betic Chain). *Journal of Structural Geology*, **17**, 1559-1569.
- Crespo-Blanc, A. & Campos, J. (2001). Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: extensional tectonics within the Gibraltar Arc fold-and-thrust belt (western Betics). *Journal of Structural Geology*, **23**, 1615-1630.
- Crespo-Blanc, A., Orozco, M. & Garcia-Dueñas, V. (1994). Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault systems. *Tectonics*, **13**, 78-88.
- Crittenden, M. D., Coney, P. J. & Davis, G. H. (1980). Cordilleran metamorphic core complexes. , Geological Society of America.
- Davis, G. A., Anderson, J. L., Frost, E. G. & Shackelford, T. J. (1980). Mylonitization and detachment faulting in the Whipple-Buckskin-Rawhide Mountains terrane, southeastern California and western Arizona. *Geological Society of America Memoirs*, **153**, 79-130.
- Davis, G. A. & Coney, P. J. (1979). Geological development of metamorphic core complexes. *Geology*, **7**, 120-124.
- De Galdeano, C. S. & Vera, J. A. (1992). Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, **4**, 21-36.
- De Jong, K. (1991). Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain). Vrije Universiteit.
- De Jong, K. (1992). A new Geodynamic Model for the Betic Cordilleras based on P-T-t paths and Structural data from the Eastern Betic. *Física de la Tierra*, **4**, 77-107.
- De Larouziere, F. D., Montenat, C., Ott D'estevou, P. & Griveaud, P. (1987). (Simultaneous evolution of Neogene basins in compression and extension in a strike-slip fault zone, Hinojar and Mazarron basins, SE Spain). *Evolution simultanee de bassins neogenes en compression et en extension dans un couloir de décrochement: Hinojar et Mazarron (Sud- Est de l'Espagne)*. **11**, 23-38.

- De Vries, W. C. P. & Zwaan, K. B. (1967). Alpujarride succession in the central Sierra de las Estancias, Prov.de Almeria, SE Spain. *Proc. KNAW*, **70**, 443-453.
- Demets, C.Gordon, R. G.Argus, D. F. & Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, **101**, 425-478.
- Demoustier, A.Castroviejo, R. & Charlet, J.-M. (1998). Clasificación textural del cuarzo epitermal (Au-Ag) de relleno filoniano del área volcánica de Cabo de Gata, Almería. *Boletín Geológico y Minero*, **109**, 449-468.
- Dewey, J. F. (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonophysics*, **7**, 1123-1139.
- Dewey, J. F. & Bird, J. M. (1970). Plate tectonics and geosynclines. *Tectonophysics*, **10**, 625-638.
- Dewey, J. F.Helman, M. L.Torco, E.Hutton, D. H. W. & Knott, S. D. (1989). Kinematics of the Western Mediterranean. In: Coward, M. P., Dietrich, D. And Park, R.G. (ed.) *Alpine Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Pub.
- Diamond, L. (2003a). Systematics of H₂O inclusions. In: Iain Samson, A. A. A. D. M. (ed.) *Fluid Inclusions : Analysis and Interpretation*. Robert Raeside ed. Vancouver, British Columbia: Mineralogical Association of Canada.
- Diamond, L.Tarantola, A. & Stünitz, H. (2010). Modification of fluid inclusions in quartz by deviatoric stress. II: experimentally induced changes in inclusion volume and composition. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.
- Diamond, L. W. (2001). Review of the systematics of CO₂-H₂O fluid inclusions. *Lithos*, **55**, 69-99.
- Diamond, L. W. (2003b). Introduction to gas-bearing, aqueous fluid inclusions. In: Iain Samson, A. A. A. D. M. (ed.) *Fluid Inclusions : Analysis and Interpretation*. Robert Raeside ed. Vancouver, British Columbia: Mineralogical Association of Canada.
- Doblas, M.Faulkner, D.Mahecha, V.Aparicio, A.López-Ruiz, J. & Hoyos, M. (1997). Morphologically ductile criteria for the sense of movement on slickensides from an extensional detachment fault in southern Spain. *Journal of Structural Geology*, **19**, 1045-1054.
- Doblas, M. & Oyarzun, R. (1989). Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology*, **17**, 430-433.
- Drury, M. R. & Urai, J. L. (1990). Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics*, **172**, 235-253.
- Dubessy, J. (1984). Simulation des équilibres chimiques dans le système C-O-H. Conséquences méthodologiques pour les inclusions fluides. *Bull. Minéral.*, **107**, 155-168.
- Dubessy, J.Audeoud, D.Wilkins, R. & Kosztolanyi, C. (1982). The use of the Raman microprobe MOLE in the determination of the electrolytes dissolved in the aqueous phase of fluid inclusions. *Chemical Geology*, **37**, 137-150.
- Dubessy, J.Boiron, M. C.Moissette, A.Monnin, C. & Sretenskaya, N. (1992). Determinations of water, hydrates and pH in fluid inclusions by micro Raman spectrometry. *European Journal of Mineralogy*, **4**, 885-894.
- Dubessy, J. & Larghi, L. Reconstitution of ionic composition of fluid inclusions. ECROFI meeting Proc. XIV, 1997 Nancy.
- 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. *European Journal of Mineralogy*, **1**.
- Dublyansky, Y. V. & Spötl, C. (2009). Hydrogen and oxygen isotopes of water from inclusions in minerals: design of a new crushing system and on-line continuous-flow isotope ratio mass spectrometric analysis. *Rapid Commun Mass Spectrom*, **23**.
- Duggen, S.Hoernle, K.Van Den Bogaard, P. & Garbe-Schonberg, D. (2005). Post-Collisional Transition from Subduction- to Intraplate-type Magmatism in the Westernmost Mediterranean: Evidence for Continental-Edge Delamination of Subcontinental Lithosphere. *Journal of Petrology*, **46**, 1155-1201.

- Duggen, S., Hoernle, K., Van Den Bogaard, P. & Harris, C. (2004). Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, **218**, 91-108.
- Durand-Delga, M. (1980). La Méditerranée occidentale : étape de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Mémoire hors série de la Société Géologique de France*, **10**, 203-224.
- Dyja, V., Hibsich, C., Tarantola, A., Cathelineau, M., Boiron, M., C. Marignac, C., Bartier, D., Carrillo-Rosúa, F.-J., Morales Ruano, S. & Boulvais, P. (submitted). From deep to shallow fluid reservoirs : evolution of fluid sources during the exhumation of the Sierra Almagrera (Betics, Spain). *Geofluids*.
- Egeler, C. (1963). On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Geologische Rundschau*, **53**, 260-269.
- Egeler, C. G. & Simon, O. J. (1969a). Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures. *Geol. Mijnbouw*, **48**, 296-305.
- Egeler, C. G. & Simon, O. J. (1969b). «Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). Etudes basées sur la recherche dans le secteur compris entre Almería y Vélez-Rubio». *Verk. Kon. Ned. Akad. V. Wetensch. Afd. Nat. serts. reeks.*, **25**, 90 p.
- Espi, J. A. (1977). Aspecto Metalogénico de los Criaderos de Fluor-Plomo de Sierra de Gador (Almería). Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas.
- Essarraj, S., Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Banks, D. A. & Benharref, M. (2005). Penetration of surface-evaporated brines into the Proterozoic basement and deposition of Co and Ag at Bou Azzer (Morocco): Evidence from fluid inclusions. *Journal of African Earth Sciences*, **41**, 25-39.
- Esteban-Arispe, I., Carrillo-Rosúa, J., Morales-Ruano, S., Velasco-Roldán, F. & Boyce, A.-J. Mineralogy and fluid evolution of Pb-Zn-Cu(Ag-Au) epithermal veins in San José (Almería, Southeastern Spain). Proceedings of the XX European Current Research on Fluid Inclusions, 2009. Fluid and Melt Inclusions: using bubbles to decode the Earth., 79 - 80.
- Famin, V., Hébert, R., Philippot, P. & Jolivet, L. (2005). Ion probe and fluid inclusion evidence for co-seismic fluid infiltration in a crustal detachment. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **150**, 354-367.
- Famin, V. & Nakashima, S. (2004). Fluid migration in fault zones and the evolution of detachments: The example of Tinos Island (Greece). In: Universal Academy Press, I. (ed.) *Physicochemistry of Water in Geological and Biological Systems*. Tokyo, Japan.
- Fernandez-Fernandez, E., Jabaloy, A. & Gonzalez-Lodeiro, F. (2004). Lower Miocene deformation in the hanging wall of the Internal-External Zone boundary of the Betic Cordillera: deformation at the edges of vertical-axis rotation domains in oblique convergent margins. *Geological Society, London, Special Publications*, **227**, 249-277.
- Fernandez, M., Berastegui, X., Puig, C., Garcia-Castellanos, D., Jurado, M., J. Torné, M. & Banks, C. (1998). Geophysical and geological constraints on the evolution of the Guadalquivir foreland basin, Spain. *Geological Society, London, Special Publications*, **134**, 29-48.
- Ferrill, D. A., Morris, A. P., Evans, M. A., Burkhard, M., Groshong, R. H. & Onasch, C. M. (2004). Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. *Journal of Structural Geology*, **26**, 1521-1529.
- Field, C. W. & Fifierek, R. H. (1985). Light stable isotope systematics in the epithermal environment. In: Berger, B. R., and Bethke, P.M. (ed.) *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems, Reviews in Economic Geology*.
- Fircks, F. F. 1906. Über einige Erzlagerstätten der Provinz Almeria in Spanien. *Zeitschrift für praktische Geologie*.
- Fontboté, J. M. (1986). La Cordillera Bética: Zonas Internas y unidades adyacentes. In: Comba, J. A. (ed.) *Geología de España*. IGME, Madrid.
- Fontboté, L. & Amstutz, G. C. (1983). Facies and sequence analysis of diagenetic crystallization rhythmites in strata-bound Pb- Zn-(Ba-F) deposits in the Triassic of central and southern

- Europe. In: Schneider, H.-J. (ed.) *Mineral deposits of the Alps and of the Alpine epoch in Europe*. Heidelberg: Springer-Verlag.
- 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.
- Fortuin, A. R. Kelling, J. M. D. & Roep, T. B. (1995). The enigmatic Messinian-Pliocene section of Cuevas del Almanzora (Vera Basin, SE Spain) revisited-erosional features and strontium isotope ages. *Sedimentary Geology*, **97**, 177-201.
- France-Lanord, C. Sheppard, S. M. F. & Fort, P. L. (1988). Hydrogen and oxygen isotope variations in the high Himalaya peraluminous Manaslu leucogranite: Evidence for heterogeneous sedimentary source. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**, 513-526.
- Fuge, R. & Johnson, C. (1986). The geochemistry of iodine - a review. *Environmental Geochemistry and Health*, **8**, 31-54.
- Galindo-Zaldivar, J. Gonzalez-Lodeiro, F. & Jabaloy, A. (1989). Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the western Sierra Nevada, (Betic Cordilleras, Spain). *Geodinamica Acta*, **3**, 73-85.
- Garcés, M. Krijgsman, W. & Agusti, J. (1998). Chronology of the late Turolian deposits of the Fortuna basin (SE Spain): implications for the Messinian evolution of the eastern Betics. *Earth and Planetary Science Letters*, **163**, 69-81.
- García-Castellanos, D. Fernandez, M. & Torne, M. (2002). Modeling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain). *Tectonics*, **21**.
- García-Dueñas, V. Balanya, J. C. & Martínez-Martínez, J. M. (1992). Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine*, **12**, 88-95.
- García-Dueñas, V. & Martínez-Martínez, J. M. (1988). Sobre el adelgazamiento mioceno del Dominio Cortical de Alborán, el Despegue Extensional de Filabres (Béticas orientales). *Geogaceta*, **5**, 53-55.
- García-Guinea, J. Morales Ruano, S. Delgado, A. Recio, C. & Calaforra, J. (2002). Formation of gigantic gypsum crystals. *Journal of the Geological Society*, **159**, 347-350.
- García-Hernandez, M. Lopez-Garrido, A. C. Rivas, P. Sanz De Galdeano, C. & Vera, J. A. (1980). Mesozoic palaeogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera. *Geologie en Mijnbouw*, **59**, 155-168.
- García Monzon, G. & Kampschuur, W. 1973. *Mapa Geologico de Espana, Vera 1014*. Madrid: ITGE.
- Gargani, J. Moretti, I. & Letouzey, J. (2008). Evaporite accumulation during the Messinian Salinity Crisis: The Suez Rift case. *Geophysical Research Letters*, **35**, L02401.
- Gasparini, M. Bechstädt, T. & Boni, M. (2006). Massive hydrothermal dolomites in the southwestern Cantabrian Zone (Spain) and their relation to the Late Variscan evolution. *Marine and Petroleum Geology*, **23**, 543-568.
- Gautier, F. Clauzon, G. Suc, J. P. Cravatte, J. & Violanti, D. (1994). Age and duration of the Messinian salinity crisis. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Series IIA, Earth and Planetary Science*, **318**, 1103-1109.
- Gerzat, M. (1979). Les minéralisations ferrugineuses de la bordure nord de la Sierra Alhamilla (Cordillères bétiques, Prov. Almería) : Altérations météoriques et ankéritisations. Université Pierre et Marie Curie.
- Giesemann, A. Jaeger, H. J. Norman, A. L. Krouse, H. R. & Brand, W. A. (1994). Online Sulfur-Isotope Determination Using an Elemental Analyzer Coupled to a Mass Spectrometer. *Analytical Chemistry*, **66**, 2816-2819.
- Gomez-Pugnaire, M. T. & Fernandez-Soler, J. M. (1987). High-pressure metamorphism in metabasites from the Betic Cordilleras (S.E. Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**, 231-244.
- Gomez-Pugnaire, M. T. Galindo-Zaldivar, J. Rubatto, D. Gonzalez-Lodeiro, F. Lopez Sanchez-Vizcaino, V. & Jabaloy, A. (2004). A reinterpretation of the Nevado-Filabride and

- Alpujarride Complexes (Betic Cordillera): Field, petrography and U-Pb ages from orthogneisses (western Sierra Nevada, S Spain). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **84**, 303-322.
- Gomez-Pugnaire, M. T. & Munoz, M. (1991). Al-rich xenoliths in the Nevado-Filabride metabasites; evidence for a continental setting of this basic magmatism in the Betic Cordilleras (SE Spain). *European Journal of Mineralogy*, **3**, 193-198.
- Gomez-Pugnaire, M. T., Rubatto, D., Fernandez-Soler, J. M., Jabaloy, A., Lopez-Sanchez-Vizcaino, V., Gonzalez-Lodeiro, F., Galindo-Zaldivar, J. & Padron-Navarta, J. A. (2012). Late Variscan magmatism in the Nevado-Filabride Complex: U-Pb geochronologic evidence for the pre-Mesozoic nature of the deepest Betic complex (SE Spain). *Lithos*, **146-147**, 93-111.
- González-Casado, J. M., Casquet, C., Martínez-Martínez, J. M. & Garcia-Dueñas, V. (1995). Retrograde evolution of quartz segregations from the Dos Picos shear zone in the Nevado-Filabride Complex (Betic chains, Spain). Evidence from fluid inclusions and quartz c-axis fabrics. *International Journal of Earth Sciences*, **84**, 175-186.
- Goossens, P. & Van Autenboer, T. (1964). Minéralisation et fluorine zébrée dans la Sierra de Baza (Andalousie, Espagne). *Société Belge de Géologie, de Paléontologie, et d'Hydrologie Bulletin*, **73**, 511-517.
- Graeser, S. & Friedrich, G. (1970). Zur Frage der Alterstellung und Genese der Blei-Zink-Vorkommen der Sierra de Cartagena in Spanien. *Mineralium Deposita*, **5**, 365-374.
- Grandia, F., Canals, A., 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.
- Gregg, J. M., Shelton, K. L., Johnson, A. W., Somerville, I. D. & Wright, W. R. (2001). Dolomitization of the Waulsortian Limestone (Lower Carboniferous) Irish Midlands. *Sedimentology*, **48**, 745-766.
- Griveaud, P., Coppier, G., Montenat, C. & Ott D'estevou, P. (1990). Le Néogène des sierras d'Aguilas. In: Montenat, C. (ed.) *Les bassins néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne)*. Doc. et Trav. IGAL ed. Paris.
- Guardiola, R. & Sierra, A. (1925). Criaderos de hierro de España: Hierros de Almería y Granada, Mémoires de l'Institut Géologique d'Espagne.
- Guardiola, R. & Sierra, A. (1925). Criaderos de hierro de España: Hierros de Almería y Granada, Mémoires de l'Institut Géologique d'Espagne.
- Guillope, M. & Poirier, J. P. (1979). Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite: An experimental study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **84**, 5557-5567.
- Gutscher, M. A., Malod, J., Rehault, J. P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L. & Spakman, W. (2002). Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, **30**, 1071-1074.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. A. N. & Vail, P. R. (1987). Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.
- Harding, T. P. (1985). Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. *AAPG Bull.*, **69**, 582-600.
- Hebeda, E. H., Boelrijk, N. A. I. M., Priem, H. N. A., Verdurmen, E. A. T., Verschure, R. H. & Simon, O. J. (1980). Excess radiogenic Ar and undisturbed Rb-Sr systems in basic intrusives subjected to Alpine metamorphism in southeastern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, **47**, 81-90.
- Heijnen, W., Banks, D. A., Muchez, P., Stensgard, B. M. & Yardley, B. W. D. (2008). The Nature of Mineralizing Fluids of the Kipushi Zn-Cu Deposit, Katanga, Democratic Republic of Congo: Quantitative Fluid Inclusion Analysis using Laser Ablation ICP-MS and Bulk Crush-Leach Methods. *Economic Geology*, **103**, 1459-1482.
- Heinrich, C. A., Ryan, C. G., Mernagh, T. P. & Eadington, P. J. (1992). Segregation of ore metals between magmatic brine and vapor; a fluid inclusion study using PIXE microanalysis. *Economic Geology*, **87**, 1566-1583.

- Hernandez, J. De Larouziere, F. D. Bolze, J. & Bordet, P. (1987). Le magmatisme neogene betico-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **III**, 257-267.
- Hernandez, J. Leyrit, H. & Bordet, P. (1997). Le magmatisme néogène du Sud de l'Espagne : revue et perspectives. **IGAL V3**.
- Hirth, G. & Tullis, J. (1992). Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, **14**, 145-159.
- Hsü, K. J. Cita, M. B. & Ryan, W. B. F. (1973). The origine of the Mediterranean evaporites. In: W.B.F. Ryan, K. J. H. E. A. (ed.) *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*. U.S. Government Printing Office, Washington.
- Huizenga, J. M. (2001). Thermodynamic modelling of C-O-H fluids. *Lithos*, **55**, 101-114.
- Huizenga, J. M. (2011). Thermodynamic modelling of a cooling C-O-H fluid-graphite system: implications for hydrothermal graphite precipitation. *Mineralium Deposita*, **46**, 23-33.
- Ingebritsen, S. E. & Manning, C. E. (2002). Diffuse fluid flux through orogenic belts: Implications for the world ocean. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*, **99**, 9,113-9,116.
- Jabaloy, A. Galindo-Zaldívar, J. & González-Lodeiro, F. (1992). The Mecina Extensional System: Its relation with the post-Aquitania piggy-back Basins and the paleostresses evolution (Betic Cordilleras, Spain). *Geo-Marine Letters*, **12**, 96-103.
- Jabaloy, A. Galindo-Zaldívar, J. & González-Lodeiro, F. (1993). The Alpujarride-Nevado-Fibábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, **15**, 555-569.
- Jacquin, J.-P. (1970). Contribution géologique et minière de la Sierra Gador (Almeria, Espagne). Tome I, Géologie régionale. Tome II, Géologie Minière. Université de Nantes.
- Jessell, M. W. (1987). Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *Journal of Structural Geology*, **9**, 1007-1014.
- Jimenez-Moreno, G. Popescu, S.-M. Ivanov, D. & Suc, J.-P. (2007). Neogene flora, vegetation and climate dynamics in southeastern Europe and the northeastern Mediterranean. In: The Micropalaeontological Society, S. P. (ed.) *Deep-Time Perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer Models and Biological Proxies*. London: The Geological Society.
- Johnson, C. Harbury, N. & Hurford, A. J. (1997). The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics*, **16**, 189-204.
- Johnson, E. L. & Hollister, L. S. (1995). Syndeformational fluid trapping in quartz: determining the pressure- temperature conditions of deformation from fluid inclusions and the formation of pure CO₂ fluid inclusions during grain-boundary migration. *Journal of Metamorphic Geology*, **13**, 239-249.
- Jolivet, L. Augier, R. Faccenna, C. Negro, F. Rimmele, G. Agard, P. Robin, C. Rossetti, F. & Crespo-Blanc, A. (2008). Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **179**, 525-550.
- Jolivet, L. Augier, R. Robin, C. Suc, J.-P. & Rouchy, J. M. (2006). Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology*, **188-189**, 9-33.
- Jolivet, L. Faccenna, C. Goffé, B. Burov, E. & Agard, P. (2003). Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *American Journal of Science*, **303**, 353-409.
- Kamenetsky, V. S. Van Acherbergh, E. Ryan, C. G. Naumov, V. B. Mernagh, T. P. & Davidson, P. (2002). Extreme chemical heterogeneity of granite-derived hydrothermal fluids: An example from inclusions in a single crystal of miarolitic quartz. *Geology*, **30**, 459-462.
- Kato, Y. Yamaguchi, K.-E. & Ohmoto, H. (2006). Rare earth elements in Precambrian banded iron formations: Secular changes of Ce and Eu anomalies and evolution of atmospheric oxygen. *Geological Society of America Memoirs*, **198**, 269-289.

- Keller, J. V. A.Hall, S. H.Dart, C. J. & McClay, K. R. (1995). The geometry and evolution of a transpressional strike-slip system: the Carboneras fault, SE Spain. *Journal of the Geological Society*, **152**, 339-351.
- Kendrick, M. A.Duncan, R. & Phillips, D. (2006). Noble gas and halogen constraints on mineralizing fluids of metamorphic versus surficial origin: Mt Isa, Australia. *Chemical Geology*, **235**, 325-351.
- Kendrick, M. A.Phillips, D.Wallace, M. & Miller, J. M. (2011). Halogens and noble gases in sedimentary formation waters and Zn-Pb deposits: A case study from the Lennard Shelf, Australia. *Applied Geochemistry*, **26**, 2089-2100.
- Kerrick, R. (1976). Some effects of tectonic recrystallisation on fluid inclusions in vein quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **59**, 195-202.
- Kim, S.-T. & O'neil, J. R. (1997). Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**, 3461-3475.
- Krantz, R. L. (1983). Microcracks in rocks: a review. *Tectonophysics*, **100**, 449-480.
- Krijgsman, W.Garcés, M.Agusti, J.Raffi, I.Taberner, C. & Zachariasse, W. J. (2000). The "Tortonian salinity crisis" of the eastern Betics (Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, **181**, 497-511.
- Krijgsman, W.Hilgen, F. J.Raffi, I.Sierro, F. J. & Wilson, D. S. (1999). Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, **400**, 652-655.
- Kukal, Z. (1971). Geology of Recent Sediments, Academia Publishing House of Czechoslovak Academy of Sciences.
- Lacombe, O. & Jolivet, L. (2005). Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, **24**.
- Lacombe, O. & Laurent, P. (1992). Determination of principal stress magnitudes using calcite twins and rock mechanics data. *Tectonophysics*, **202**, 83-93.
- Land, L. S.Macpherson, G. L. & Mack, L. E. (1988). Geochemistry of Saline Formation Waters, Miocene, Offshore Louisiana. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, **38**, 503-511.
- Lannuzel, F. (2010). Influence des aromatiques sur la stabilité thermique des pétroles dans les gisements. INPL.
- Leblanc, D. & Olivier, P. (1984). Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics*, **101**, 345-355.
- Leisen, M.Boiron, M.-C.Richard, A. & Dubessy, J. (2012a). 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.
- Leisen, M.Dubessy, J.Boiron, M.-C. & Lach, P. (2012b). Improvement of the determination of element concentrations in quartz-hosted fluid inclusions by LA-ICP-MS and Pitzer thermodynamic modeling of ice melting temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **90**, 110-125.
- Lespinasse, M. (1999). Are fluid inclusion planes useful in structural geology? *Journal of Structural Geology*, **21**, 1237-1243.
- Lespinasse, M.Désindes, L.Fratczak, P. & Petrov, V. (2005). Microfissural mapping of natural cracks in rocks: Implications for fluid transfers quantification in the crust. *Chemical Geology*, **223**, 170-178.
- Lespinasse, M. & Pécher, A. (1986). Microfracturing and regional stress field: a study of the preferred orientations of fluid-inclusion planes in a granite from the Massif Central, France. *Journal of Structural Geology*, **8**, 169-180.
- Lister, G. S. & Davis, G. A. (1989). The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, **11**, 65-94.

- Lonergan, L. & Mange-Rajetzky, M. A. (1994). Evidence for Internal Zone unroofing from foreland basin sediments, Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of the Geological Society*, **151**, 515-529.
- Lonergan, L. & White, N. (1997). Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, **16**, 504-522.
- Lonnee, J. & Machel, H. G. (2006). Pervasive dolomitization with subsequent hydrothermal alteration in the Clarke Lake gas field, Middle Devonian Slave Point Formation, British Columbia, Canada. *Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin*, **90**, 1739-1761.
- Lopez-Aguayo, F. & Arana, R. (1987). Alteracion supergénica de sulfuros en algunos yacimientos del SE de Espana. *Nota preliminar : Estudios Geológicos*, **43**, 117-125.
- López Gutiérrez, J. Martínez Frias, J. & Lunar, R. (1994). The Vera-Garrucha mineralized area as a basis for a Basin and Range tectometallogenetic model in the Iberian southeast. El area mineralizada de Vera-Garrucha como base de un modelo tectometalogenetico de tipo "Basin and Range" en el sureste iberico. *Publicaciones Especiales. Instituto Español de Oceanografía*, **18**, 89-94.
- López Gutiérrez, J. Martínez Frias, J. Lunar, R. & Lopez Garcia, J. A. (1993). El rombohorst mineralizado de las Herrerías un caso de "doming" e hidrotermalismo submarino mioceno en el SE Iberico. *Estudios Geológicos*, **49**, 13-19.
- Lopez Ruiz, J. & Rodriguez Badiola, E. (1980). La region volcanica neogena del sureste de Espana. *Estudios Geológicos*, **36**, 5-63.
- Machel, H. G. (2004). Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal,. In: Braithwaite, C. J. R., Rizzi, G., and Darke, G. (ed.) *The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs*. Geological Society.
- Malavieille, J. (1993). Late Orogenic extension in mountain belts: Insights from the basin and range and the Late Paleozoic Variscan Belt. *Tectonics*, **12**, 1115-1130.
- Manning, C. E. & Ingebritsen, S. E. (1999). Permeability of the continental crust: The implications of geothermal data and metamorphic systems. *Reviews of Geophysics*, **37**, 127-150.
- Marshall, J. D. (1988). Cathodoluminescence of geological materials.
- Martin, J. B. Gieskes, J. M. Torres, M. & Kastner, M. (1993). Bromine and iodine in Peru margin sediments and pore fluids: Implications for fluid origins. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, 4377-4389.
- Martin, J. M. Torres-Ruiz, J. & Fontboté, L. (1987). Facies control of strata-bound ore deposits in carbonate rocks: The F-(Pb-Zn) deposits in the Alpine Triassic of the Alpujarrides, southern Spain. *Mineralium Deposita*, **22**, 216-226.
- Martínez-Frías, J. (1991). Sulphide and sulphosalt mineralogy and paragenesis from the Sierra Almagrera veins, Betic Cordillera (SE Spain). *Estudios geológicos*, **47**, 271-279.
- Martínez-Frías, J. (1998). An ancient Ba-Sb-Ag-Fe-Hg-bearing hydrothermal system in SE Spain. *Episodes*, **21**, 248-251.
- Martínez-Frías, J. & Benito Garcia, R. (1993). Geochemical characterization of the ferromanganese deposits of Las Herrerías (SE Iberia). *Geogaceta*, **14**, 150-152.
- Martinez-Frias, J. Delgado-Huertas, A. Garcia-Moreno, F. Reyes, E. Lunar, R. & Rull, F. (2007). Isotopic signatures of extinct low-temperature hydrothermal chimneys in the Jaroso Mars analog. *Planetary and Space Science*, **55**, 441-448.
- Martínez-Frías, J. Lunar, R. Rodriguez-Losada, J. A. Delgado, A. & Rull, F. (2004). The volcanism-related multistage hydrothermal system of El Jaroso (SE Spain): Implications for the exploration of Mars. *Earth, Planets and Space*, **56**.
- Martínez-Martínez, J. M. (1986). Evolución tectono-metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas, España). *Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada (edición especial)*, **13**, 194 pp.
- Martínez-Martínez, J. M. & Azañón, J. M. (1997). Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain). Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system. *Tectonics*, **16**, p. 205-225.

- Martínez-Martínez, J. M. & Azañón, J. M. (2002). Orthogonal extension in the hinterland of the Gibraltar Arc (Betics, SE Spain), in Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. *Journal of the Virtual Explorer*, **8**, 3-22.
- Martínez-Martínez, J. M., Soto, J. I. & Balanya, J. C. (2002). Orthogonal folding of extensional detachments: Structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, **21**.
- Martínez-Martínez, J. M., Torres-Ruiz, J., Pesquera, A. & Gil-Crespo, P. P. (2010). Geological relationships and U-Pb zircon and $40\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ tourmaline geochronology of gneisses and tourmalinites from the Nevado-Filabride complex (western Sierra Nevada, Spain): Tectonic implications. *Lithos*, **119**, 238-250.
- Martínez Frias, J., García Guinea, J., López Ruiz, J., López García, J. Á. & Benito García, R. (1989). Las mineralizaciones epitermales de Sierra Almagrera y de la cuenca de Herrerías, Cordilleras Béticas. *Bol. Soc. Esp. Mineral.*, **12**, 261-271.
- Martínez Frias, J., García Guinea, J., López Ruiz, J. & Reynolds, G. A. (1992). Discovery of fossil fumaroles in Spain. *Economic Geology*, **87**, 444-446.
- Masi, U., Ferrini, V., O'Neil, J. R. & Batchelder, J. N. (1980). Stable isotope and fluid inclusion studies of carbonate deposits from the Tolfa Mountains mining district (Latium, central Italy). *Mineralium Deposita*, **15**, 351-359.
- Massonne, H.-J. & Schreyer, W. (1987). Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96**, 212-224.
- McCaig, A. M. (1988). Deep fluid circulation in fault zones. *Geology*, **16**, 867-870.
- McCaig, A. M., Tritlla, J. & Banks, D. A. (2000). Fluid mixing and recycling during Pyrenean thrusting: evidence from fluid inclusion halogen ratios. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**, 3395-3412.
- McMillan, P. (1985). Vibrational spectroscopy in the mineral sciences. *Microscopic to Macroscopic*, 9-63.
- McMillan, P. F. (1989). Raman spectroscopy in mineralogy and geochemistry. *Annual review of earth and planetary sciences*, **17**, 255-283.
- Meere, P. A. & Banks, D. A. (1997). Upper crustal fluid migration: an example from the Variscides of SW Ireland. *Journal of the Geological Society*, **154**, 975-985.
- Merino, E. & Canals, A. (2011). Self-accelerating dolomite-for-calcite replacement: Self-organized dynamics of burial dolomitization and associated mineralization. *American Journal of Science*, **311**, 573-607.
- Mernagh, T. P. & Wilde, A. R. (1989). The use of the laser Raman microprobe for the determination of salinity in fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**, 765-771.
- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B. & Montigny, R. (2002). How does the Alpine belt end between Spain and Morocco? *Bulletin de la Société Géologique de France*, **173**, 3-15.
- Miron, G., Wagner, T., Wälle, M. & Heinrich, C. A. (2013). Major and trace-element composition and pressure-temperature evolution of rock-buffered fluids in low-grade accretionary-wedge metasediments, Central Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **165**, 981-1008.
- Misch, P. (1960). Regional structural reconnaissance in central-northeast Nevada and some adjacent areas: Observation and interpretations. *Intermountain Association of Petroleum Geologists, Guidebook for 11th Annual Field Conference*, 17-42.
- Monié, P., Galindo-Zaldivar, J., Gonzales-Lodeiro, F., Goffé, B. & Jabaloy, A. (1991). $40\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *Journal of the Geological Society of London*, **148**, 288-297.
- Monod, B. (2009). Evolution Néogène de la partie centrale des Andes de Merida (Venezuela) : Analyse structurale, modélisation géologique et numérique d'un système en échappement. Université de Pau et des Pays de l'Adour.

- Montenat, C. (1990). Les Bassins néogènes du domaine bétique oriental (Espagne), Documents et Travaux IGAL n°12-13.
- Montenat, C. & Ott D'estevou, P. (1990). Eastern Betic Neogene basins-a review. *D.E.T.I.s (Ed.) : Les bassins néogènes de domaines bétique oriental (Espagne)*, **12-13**, 9-15.
- Montenat, C. & Ott D'estevou, P. (1999). The diversity of late Neogene sedimentary basins generated by wrench faulting in the eastern Betic cordillera, SE Spain. *Journal of Petroleum Geology*, **22**, 61-80.
- Montenat, C. Ott D'estevou, P. De Larouzière, F. & Bedu, P. (1987). Originalité géodynamique des bassins néogènes de domaine oriental (Espagne). *Extrait de "Notes et Mémoires"*, **21**.
- Moore, E. M. & Fairbridge, R. W. (1998). Encyclopedia of European and Asian Regional Geology : Encyclopedia of Earth Sciences Series, London.
- Morales Ruano, S. (1994). Mineralogía, geoquímica y metalogénia de los yacimientos hidrotermales del sureste de España (Aguilas-Sierra Almagrera). Universidad de Granada.
- Morales Ruano, S. Both, R. & Fenoll Hach-Ali, P. (1993). Paragenesis and regional zoning of the polymetallic ore deposits in the Aguilas and Sierra Almagrera-Herrerias areas, Southeastern Spain. 171-174.
- Morales Ruano, S. Both, R. & Fenoll Hach-Ali, P. (1995a). Fluid evolution and mineral deposition in the Aguilas – Sierra Almagrera base metal ores, southeastern Spain. *Mineral Deposits*, 365-368.
- Morales Ruano, S. Both, R. & Fenoll Hach-Ali, P. (1995b). Mineralogy, paragenesis and geochemistry of base metal ore deposits of the Aguilas-Sierra Almagrera, Spain. *Mineral Deposits*, 369-372.
- Morales Ruano, S. Rosua, F. J. C. Hach-Ali, P. F. Chacon, F. D. L. F. & Lopez, E. C. (2000). Epithermal Cu-Au mineralization in the Palai-Islica deposit, Almeria, southeastern Spain: Fluid-inclusion evidence for mixing of fluids as a guide to gold mineralization. *Canadian Mineralogist*, **38**, 553-565.
- Morrison, J. & Anderson, J. L. (1998). Footwall refrigeration along a detachment fault: implications for thermal evolution of core complexes. *Science*, **279**, 63-66.
- Muchez, P. Nollet, S. Sintubin, M. Lens, S. & Joachimski, M. (2003). Fluid flow, alteration and mineralisation associated with the emplacement of the Lycian Nappes SW Turkey. *Journal of Geochemical Exploration*, **78-79**, 99-103.
- Mulch, A. Teyssier, C. Cosca, M. Vanderhaeghe, O. & Vennemann, T. (2004). Reconstructing paleoelevation in eroded orogens. *Geology*, **32**, 525-528.
- Muluma, S. (2010). L'impact de la structure géologique d'un bassin dans la formation des gisements pétroliers.
- Munz, I. A. Yardley, B. W. D. Banks, D. A. & Wayne, D. (1995). Deep penetration of sedimentary fluids in basement rocks from southern Norway: Evidence from hydrocarbon and brine inclusions in quartz veins. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, 239-254.
- Navarro, A. Viladevall, M. Font, X. & Rodriguez, P. (1994). The gold mineralization of Sierra Almagrera (Almeria). Geochemical studies and models of deposits. Las mineralizaciones auríferas de Sierra Almagrera (Almeria). Estudio geoquímico y modelos de yacimientos. *Boletín Geológico y Minero*, **105**, 85-101.
- Nocquet, J. M. & Calais, E. (2004). Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe. *pure and applied geophysics*, **161**, 661-681.
- Oen, I. S. Fernandez, J. C. & Manteca, J. I. (1975). The lead-zinc and associated ores of La Union-Sierra de Cartagena, Spain. *Economic Geology*, **70**, 1259-1278.
- Oliver, N. H. S. (1996). Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 477-492.
- Omodeo Salé, S. Gennari, R. Lugli, S. Manzi, V. & Roveri, M. (2012). Tectonic and climatic control on the Late Messinian sedimentary evolution of the Nijar Basin (Betic Cordillera, Southern Spain). *Basin Research*, **24**, 314-337.

- Ortí, F. (1990). Introducción al Triásico evaporítico del sector central valenciano. *In: Ortí, F., Salvany, J.M. (ed.) Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*. Barcelona: ENRESA-Univ.
- Ovejero, G.Tona, F.Marin, J. M.Gutierrez, A.Jacquin, J.-P.Servajejan, G. & Zubiaur, J. F. (1982). Las mineralizaciones estratiformes F₂Ca-Pb en las dolomías triásicas de Sierra de Lujar, Granada (Cordilleras Béticas, España). *Boletín Geológico y Minero.*, **93**, 475-495.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. (2005). Microtectonics.
- Pavilion, M. J. (1969). Les minéralisations plombo-zincifères de Carthagène (Cordillères Bétiques, Espagne). *Mineralium Deposita*, **4**, 368-385.
- Pedreira, A.Ruiz-Constan, A.Galindo-Zaldivar, J.Chalouan, A.Sanz De Galdeano, C.Marin-Lechado, C.Ruano, P.Benmakhlouf, M.Akil, M.Lopez-Garrido, A. C.Chabli, A.Ahmamou, M. & Gonzalez-Castillo, L. (2011). Is there an active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field. *Journal of Geodynamics*, **52**, 83-96.
- Peng, D. & Robinson, D. (1976). A new two-constant equation of state. *Ind Eng Chem Fundam*, **15**, 59-64.
- Pérez-Lopez, A.Pérez-Valera, F. & Götz, A. E. (2012). Record of epicontinental platform evolution and volcanic activity during a major rifting phase: The Late Triassic Zamoranos Formation (Betic Cordillera, S Spain). *Sedimentary Geology*, **247-248**, 39-57.
- Pinti, D. L.Castro, M. C.Shouakar-Stash, O.Tremblay, A.Garduno, V. H.Hall, C. M.Hélie, J. F. & Ghaleb, B. (2013). Evolution of the geothermal fluids at Los Azufres, Mexico, as traced by noble gas isotopes, d18O, dD, d13C and 87Sr/86Sr. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **249**, 1-11.
- Piqué, A.Canals, A.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.
- Platt, J. P. (2007). From orogenic hinterlands to Mediterranean-style back-arc basins: a comparative analysis. *Journal of the Geological Society*, **164**, 297-311.
- Platt, J. P.Anczkiewicz, R.Soto, J. I.Kelley, S. P. & Thirlwall, M. (2006). Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology*, **34**, 981-984.
- Platt, J. P.Soto, J. I.Comas, M. C.Zahn, R.Klaus, A.Aubourg, C.Bernasconi, S.Belanger, P.Cornell, W.De Kaenel, E.De Larouziã`Re, F.Doose, H.Fukusawa, H.Hobart, M.Iaccarino, S.Ippach, P.Marsaglia, K.Meyers, P.Murat, A.O'sullivan, G.Prasad, M.Siesser, W.Skilbeck, C. G.Tandon, K.Torii, M.Tribble, J. & Wilkens, R. (1996). Decompression and high-temperature-low-pressure metamorphism in the exhumed floor of an extensional basin, Alboran Sea, western Mediterranean. *Geology*, **24**, 447-450.
- Platt, J. P. & Vissers, R. L. M. (1980). Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, **2**, 397-410.
- Platt, J. P. & Vissers, R. L. M. (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, **17**, 540-543.
- Poisson, A. M.Morel, J. L.Andrieux, J.Coulon, M.Wernli, R. & Guernet, C. (1999). The origin and development of Neogene basins in the SE Betic Cordillera (SE Spain): a case study of the Tabernas-Sorbas and Huercal Overa basins. *Journal of Petroleum Geology*, **22**, 97-114.
- Prelevic, D.Foley, S. F.Romer, R. & Conticelli, S. (2008). Mediterranean Tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**, 2125-2156.
- Puga, E.De Federico, A. D. & Nieto, J. M. (2002). Tectonostratigraphic subdivision and petrological characterisation of the deepest complexes of the Betic zone: a review. *Geodinamica Acta*, **15**, 23-43.
- Puga, E.Diaz De Federico, A.Bargossi, G. M. & Morten, L. (1989). The Nevado-Filabride metaophiolitic association in the Cobdar region (Betic Cordillera, SE Spain): preservation of pillow structures and development of coronitic eclogites. *Geodinamica Acta*, **3**, 17-36.

- Puga, E., Diaz De Federico, A., Bodinier, J. L., Monié, P. & Morten, L. (1991). The Betic ophiolitic eclogites (Nevado-Filabride Complex, SE Spain). *Terra Nova*, **6**, 9-10.
- Puga, E., Nieto, J. M. & De Federico, A. D. (2000). Contrasting P-T paths in eclogites of the betic ophiolitic association, Mulhacen Complex, Southeastern Spain. *The Canadian Mineralogist*, **38**, 1137-1161.
- Ranalli, G. (1995). *Rheology of the Earth*, London, Chapman and Hall.
- Rivière, M. (1988). *Sédimentologie et géochimie de formations du Miocène inférieur des Bétides et des Magrébides.*, Orsay.
- Roblin, C. Caractérisation des minéralisations ferrifères polyphasées de la Sierra Bédar replacées dans le contexte géodynamique de l'évolution néogène du prisme orogénique des Bétiques (Espagne). Présentation ENSG 2A. 2012.
- Roedder, E. (1984). Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, **12**.
- Rouchy, J. M., Taberner, C., Blanc-Valleron, M.-M., Sprovieri, R., Russell, M., Pierre, C., Di Stefano, E., Pueyo, J. J., Caruso, A., Dinará-S-Turell, J., Gomis-Coll, E., Wolff, G. A., Cespuglio, G., Ditchfield, P., Pestrea, S., Combourieu-Nebout, N., Santisteban, C. & Grimalt, J. O. (1998). Sedimentary and diagenetic markers of the restriction in a marine basin: The Lorca Basin (SE Spain) during the Messinian. *Sedimentary Geology*, **121**, 23-55.
- Royden, L. H. (1993). Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, **12**, 629-638.
- Ruíz Ortiz, P. A. (1980). Análisis de facies del mesozoico de las unidades intermedias. Universidad de Granada (Espagne).
- Ryan, W. B., F.Hsü, K. J. & Honnorez, J. (1973). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington: U.S. Government Printing Office.
- Samson, I. M. & Walker, R. T. (2000). Cryogenic raman spectroscopic studies in the system NaCl-CaCl₂-H₂O and implications for low-temperature phase behavior in aqueous fluid inclusions. *The Canadian Mineralogist*, **38**, 35-43.
- Sanchez-Gomez, M., Balanya, J. C., Garcia-Duenas, V. & Azanon, J. M. (2002). Intracrustal tectonic evolution of large lithosphere mantle slabs in the western end of the Mediterranean orogen (Gibraltar arc). *Journal of the Virtual Explorer*, **8**, 23-34.
- Sánchez-Vizcaíno, V. L., Rubatto, D., Gómez-Pugnaire, M. T., Trommsdorff, V. & Müntener, O. (2001). Middle Miocene high-pressure metamorphism and fast exhumation of the Nevado-Filabride Complex, SE Spain. *Terra Nova*, **13**, 327-332.
- Sanz De Galdeano, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, **172**, 107-119.
- Scambelluri, M., Müntener, O., Ottolini, L., Pettko, T. T. & Vannucci, R. (2004). The fate of B, Cl and Li in the subducted oceanic mantle and in the antigorite breakdown fluids. *Earth and Planetary Science Letters*, **222**, 217-234.
- Scambelluri, M., Piccardo, G. B., Philippot, P., Robbiano, A. & Negretti, L. (1997). High salinity fluid inclusions formed from recycled seawater in deeply subducted alpine serpentinite. *Earth and Planetary Science Letters*, **148**, 485-499.
- Scheppard, S. & Schwarcz, H. (1970). Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **26**, 161-198.
- Seidenkrantz, M. S., Kouwenhoven, T. J., Jorissen, F. J., Shackleton, N. J. & Van Der Zwaan, G. J. (2000). Benthic foraminifera as indicators of changing Mediterranean-Atlantic water exchange in the late Miocene. *Marine Geology*, **163**, 387-407.
- Serrano, F., De Galdeano, C., Kadiri, K., Guerra-Merchán, A., López-Garrido, A., Martín-Martín, M. & Hlila, R. (2006). Oligocene-early Miocene transgressive cover of the Betic-Rif Internal Zone. Revision of its geologic significance. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **99**, 237-253.
- Sheppard, S. (1986). Characterization and isotopic variations in natural waters. In: Mineral., M. S. A. R. (ed.) *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Washington, D.C.

- Shmulovich, K. I. & Graham, C. M. (1996). Melting of albite and dehydration of brucite in H₂O-NaCl fluids to 9 kbars and 700-900°C: implications for partial melting and water activities during high pressure metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **124**, 370-382.
- Sibson, R. H. (2000). Fluid involvement in normal faulting. *Journal of Geodynamics*, **29**, 469-499.
- Sibson, R. H., Moore, J. M. M. & Rankin, A. H. (1975). Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism. *Journal of the Geological Society*, **131**, 653-659.
- Siebenaller, L., Boiron, M. C., Vanderhaeghe, O., Hirsch, C., Jessell, M. W., Andre-Mayer, A. S., France-Lanord, C. & Photiades, A. (2013). Fluid record of rock exhumation across the brittle-ductile transition during formation of a Metamorphic Core Complex (Naxos Island, Cyclades, Greece). *Journal of Metamorphic Geology*, **31**, 313-338.
- Simpson, G. (2001). Influence of compression-induced fluid pressures on rock strength in the brittle crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **106**, 19465-19478.
- Smith, M., Banks, D. A., Yardley, B. W. D. & Boyce, A. J. (1996). Fluid inclusion and stable isotope constraints on the genesis of the Cligga Head Sn-W deposit, S.W. England. *European Journal of Mineralogy*, **8**, 961-974.
- Smith, M. P., Gleeson, S. A. & Yardley, B. W. D. (2013). Hydrothermal fluid evolution and metal transport in the Kiruna District, Sweden: Contrasting metal behaviour in aqueous and aqueous-carbonic brines. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **102**, 89-112.
- Soto, J. I., García-Dueñas, V. & Martínez-Martínez, J. M. (1990). Valor de la deformación dúctil asimétrica en el Ortogneis de Lubrín (Manto de Bédar-Macael, Complejo Nevado-Filábride, Béticas). *Geogaceta*, **7**, 92-94.
- Spakman, W. & Wortel, R. (2004). A Tomographic View on Western Mediterranean Geodynamics. In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G. & Ziegler, P. (eds.) *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer Berlin Heidelberg.
- Sterner, S. M. & Bodnar, R. J. (1989). Synthetic fluid inclusions. VII. Reequilibration of fluid inclusions in quartz during laboratory-simulated metamorphic uplift. *Journal of Metamorphic Geology*, **7**, 243-260.
- Stipp, M. & Kunze, K. (2008). Dynamic recrystallization near the brittle-plastic transition in naturally and experimentally deformed quartz aggregates. *Tectonophysics*, **448**, 77-97.
- Strakhov, N. M. (1967). Principles of Lithogenesis, Edinburgh, Oliver and Boyd.
- Suzuoki, T. & Epstein, S. (1976). Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**, 1229-1240.
- Sylvester, A. G. (1988). Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, **100**, 1666-1703.
- Tarantola, A., Diamond, L. & Stünitz, H. (2010). Modification of fluid inclusions in quartz by deviatoric stress I: experimentally induced changes in inclusion shapes and microstructures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.
- Tarantola, A., Diamond, L., Stünitz, H. A., T. & Pec, M. (2012). Modification of fluid inclusions in quartz by deviatoric stress III: Influence of principal stresses on inclusion density and orientation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.
- Tona, F. (1973). Positions des horizons dolomitiques mineralisés en fluorine et galène au sein des sédiments triasiques de la Sierra de Lujar (Granada). Evolution et géochimie. Université de Paris VI.
- Torres-Ruiz, J. (1983). Genesis and evolution of the Marquesado and adjacent iron ore deposits, Granada. *Economic Geology*, **78**, 1657-1673.
- Torres-Ruiz, J. (2006). Geochemical constraints on the genesis of the Marquesado iron ore deposits, Betic Cordillera, Spain: REE, C, O, and Sr isotope data. *Economic Geology*, **101**, 667-677.
- Torres-Ruiz, J., Velilla, N., Martín, J. M., Delgado, F. & Fenoil, P. (1985). The fluorite (Ba-Pb-Zn) deposits of the Sierra de Baza (Betic Cordillera, southeast Spain). *Société Française de Mineralogie et de Cristallographie Bulletin*, **108**, 421-436.

- Turner, S. P., Platt, J. P., George, R. M., Kelley, S. P., Pearson, D. G. & Nowell, G. M. (1999). Magmatism Associated with Orogenic Collapse of the Betic Alboran Domain, SE Spain. *Journal of Petrology*, **40**, 1011-1036.
- Turrell, G. & Corset, J. (1996). Raman Microscopy: Developments and applications, Academic Press.
- Tuttle, O.-F. (1949). Structural petrology of planes of liquid inclusions. *Journal of Geology*, **57**, 331-356.
- Ulrich, M. R. & Bodnar, R. J. (1988). Systematics of stretching of fluid inclusions. II. Barite at one atmosphere confining pressure. *Economic Geology*, **83**, 1037-1046.
- Urai, J. L., Means, W. D. & Lister, G. S. (1986a). Dynamic recrystallization of minerals. *Am. Geoph. Union, Geoph. Monogr.*
- Urai, J. L., Means, W. D. & Lister, G. S. (1986b). Dynamic recrystallization of minerals. *Geophysical Monograph*, **36**.
- Van Bemmelen, R. W. (1927). Bijdrage tot de geologie der Betische ketens in de provincie Granada. Civil Engineering and Geosciences.
- Van Den Kerkhof, A. M. & Hein, U. F. (2001). Fluid inclusion petrography. *Lithos*, **55**, 27-47.
- Vanderhaeghe, O. (2012). The thermal-mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: A reappraisal of the orogenic cycle. *Journal of Geodynamics*, **56-57**, 124-145.
- Vanderhaeghe, O. & Teyssier, C. (2001). Crustal-scale rheological transitions during late-orogenic collapse. *Tectonophysics*, **335**, 211-228.
- Vanko, D. A., Bodnar, R. J. & Sterner, S. M. (1988). Synthetic fluid inclusions: VIII. Vapor-saturated halite solubility in part of the system NaCl-CaCl₂-H₂O, with application to fluid inclusions from oceanic hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**, 2451-2456.
- Vapnik, Y. & Avigad, D. (2004). P-T conditions of quartz-calcite boudins and vein formation within a low-angle detachment fault in Tinos Island (Aegean Sea): a fluid-inclusion study. *International Journal of Earth Sciences*, **93**, 487-499.
- Venturelli, G., Capedri, S., Dibattistini, G., Crawford, A., Kogarko, L. & Celestini, S. (1984). The ultrapotassic rocks from southeastern Spain. *Lithos*, **17**, 37-54.
- Vera, J. A. (1988). Evolucion de los sistema de deposito en el margen Iberico de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. Espana*, **1**, 373-391.
- Vera, J. A. (2001). Evolution of the South Iberian Continental Margin. *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle* **186** 109-143.
- Vera, J. A. (2004). Geologia de Espana.
- Vissers, R. L. M., Platt, J. P. & Van Der Wal, D. (1995). Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A lithospheric view. *Tectonics*, **14**, 786-803.
- Vityk, M., Bodnar, R. J. & Dudok, I. (1995). Natural and synthetic re-equilibration textures of fluid inclusions in quartz (Marmarosh Diamonds): Evidence for refilling under conditions of compressive loading. *European Journal of Mineralogy*, **7**, 1071-1087.
- Warren, E. A. & Smalley, P. C. (1994). North Sea Formation Waters Atlas (Geological Society Memoir), Geological Society Publishing House.
- Weijermars, R. (1985). Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene- Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almeria, Sorbas and Tabernas basins of the Betic Cordilleras, SE Spain. *Geologie en Mijnbouw*, **64**, 397-411.
- Weppe, H. & Jacquin, J. P. (1967). Estudio preliminar del yacimiento de plomo de Coto Laisquez, Sierra Alhamilla (Almeria). *Geologico y Minero Boletin (Madrid)*, **103-104**.
- Wernicke, B. (1981). Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, **291**, 645-648.
- Wernicke, B. & Burchfiel, B. C. (1982). Modes of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, **4**, 105-115.

- Westra, G. (1969). Petrogenesis of a composite metamorphic facies series in an intricate fault zone of the southeastern Sierra Cabrera (SE, Spain). PhD, Amsterdam.
- Wilkins, R. W. T. & Barkas, J. P. (1978). Fluid inclusions, deformation and recrystallization in granite tectonites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **65**, 293-299.
- Wilkinson, J. J., Jenkin, G. R. T., Fallick, A. E. & Foster, R. P. (1995). Oxygen and hydrogen isotopic evolution of Variscan crustal fluids, south Cornwall, U.K. *Chemical Geology*, **123**, 239-254.
- Williams-Jones, A. E. & Samson, I. M. (1990). Theoretical estimation of halite solubility in the system NaCl-CaCl₂-H₂O; applications to fluid inclusions *Canadian Mineralogist*, **28**, 299-304.
- Wise, D.-U. (1964). Microjointing in basement, Middle Rocky Mountains of Montana and Wyoming. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **75**, 287-306.
- Worden, R. H., Manning, D. A. C. & Bottrell, S. H. (2006). Multiple generations of high salinity formation water in the Triassic Sherwood Sandstone: Wytch Farm oilfield, onshore UK. *Applied Geochemistry*, **21**, 455-475.
- Yao, Q. & Demicco, R. V. (1997). Dolomitization of the Cambrian carbonate platform, Southern Canadian Rocky Mountains: Dolomite front geometry, fluid inclusion geochemistry, isotopic signature, and hydrogeologic modeling studies. *American Journal of Science*, **297**, 892-938.
- Yardley, B. W. D. (2005). 100th Anniversary Special Paper: Metal Concentrations in Crustal Fluids and Their Relationship to Ore Formation. *Economic Geology*, **100**, 613-632.
- Yardley, B. W. D. & Banks, D. (1995). The behaviour of chloride and bromide during the metamorphic cycle. In: Kharaka Yk, C. O. (ed.) *Water-Rock Interaction WRI-8*. Balkema, Rotterdam.
- Yardley, B. W. D. & Graham, J. T. (2002). The origins of salinity in metamorphic fluids. *Geofluids*, **2**, 249-256.
- Zeck, H. P. (1970). An erupted migmatite from Cerro del Hoyazo, SE Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **26**, 225-246.
- Zeck, H. P., Albat, F., Hansen, B. T., Torres-Roldán, R. L. & García-Casco, A. (1989a). Alpine tourmaline-bearing muscovite leucogranites, intrusion age and petrogenesis, Betic Cordilleras, SE Spain. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 513-520.
- Zeck, H. P., Albat, F., Hansen, B. T., Torres-Roldán, R. L., García-Casco, A. & Martín-Algarra, A. (1989b). A 21 ± 2 Ma age for the termination of the ductile alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, South Spain. *Tectonophysics*, **169**, 215-220.
- Zeck, H. P., Kristensen, A. B. & Nakamura, E. (1999). Inherited Palaeozoic and Mesozoic Rb-Sr isotopic signatures in Neogene calc-alkaline volcanics, Alborán Volcanic Province, SE Spain. *Journal of Petrology*, **40**, 511-524.
- Zeck, H. P., Kristensen, A. B. & Williams, I. S. (1998). Post-collisional volcanism in a sinking slab setting--crustal anatexis origin of pyroxene-andesite magma, Caldear Volcanic Group, Neogene Alborán volcanic province, southeastern Spain. *Lithos*, **45**, 499-522.
- Zeck, H. P., Monié, P., Villa, I. M. & Hansen, B. T. (1992). Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology*, **20**, 79-82.
- Zenger, D. H. & Dunham, J. B. (1980). Concepts and models of dolomitization--An introduction. In: Zenger, D. H., Dunham, J. B., and Ethington, R. L. (ed.) *Concepts and models of dolomitization : Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*. Special Publication.
- Zhang, Y.-G. & Frantz, J. D. (1987). Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, **64**, 335-350.
- Zheng, Y.-F. (1993a). Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, 1079-1091.

- Zheng, Y.-F. (1993b). "Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals." *Geochimica et Cosmochimica Acta: Erratum To Yong-Fei Zheng (1993)* 57, 1079-1091.
Geochimica et Cosmochimica Acta, **57**, 3199-3199.
- Zheng, Y.-F. (1999). Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochemical Journal*, **33**, 109-126.

Liste des figures

<i>Figure 1 : Modèle général intégrant les différentes sources et les différents réservoirs des fluides pouvant circuler au sein d'un « Metamorphic Core Complex », d'après Vanderhaeghe (2012).</i>	17
<i>Figure 2 : Évolution schématique d'un Metamorphic Core Complex</i>	21
<i>Figure 3 : Perméabilité des roches en fonction de la profondeur d'après Ingretsen & Manning (2002)</i>	24
<i>Figure 4 : Différents types de recristallisations des minéraux</i>	30
<i>Figure 5 : Schéma de principe de la ligne d'extraction et de séparation des fluides par écrasement mécanique sous presse des inclusions fluides</i>	40
<i>Figure 6 : Carte tectonique de l'Europe du Sud et du Moyen-Orient</i>	44
<i>Figure 7 : Carte des mouvements de l'Afrique par rapport à l'Europe depuis plus de 92 Ma.</i>	45
<i>Figure 8 : Interprétation en plan de l'origine et des déplacements du terrain d'Alboran et des blocs homologues dans le domaine alpin et ouest-méditerranéen</i>	45
<i>Figure 9 : L'orogénèse bético-rifaine depuis le Jurassique jusqu'au Miocène, d'après Michard et al. (2002)</i>	46
<i>Figure 10 : Carte de l'Arc Bético-Rifain et du décrochement trans-alboran.</i>	47
<i>Figure 11 : Carte générale du domaine d'Alboran, des chaînes bético-rifaines et maghrébides et de l'arc calabro-péloritain.</i>	48
<i>Figure 12 : Reconstruction cinématique de l'expulsion des zones internes vers l'ouest ainsi que des directions régionales et locales de compression, d'après Sanz de Galdeano (1990)</i>	49
<i>Figure 13 : Évolution tectonique de la région de la mer d'Alboran</i>	50
<i>Figure 14 : Évolution tectonique du domaine d'Alboran d'après Platt et al. (2006)</i>	51
<i>Figure 15 : Exemple de partitionnement de la déformation dans l'arc de subduction des Caraïbes. (Monod, 2009)</i>	52
<i>Figure 16 : Carte géologique de la zone interne orientale des Cordillères Bétiques et localisation des gisements de fer et de fluorite dans le socle métamorphique.</i>	54
<i>Figure 17 : Schéma de l'évolution de la marge continentale sud-ibérique depuis le début des stades distensifs jusqu'au stade pré-subduction (Vera, 2004).</i>	58
<i>Figure 18 : Stratigraphie de la transition Trias-Jurassique dans les zones externes des Cordillères bétiques.</i>	59
<i>Figure 19 : Reconstitution du détachement de Los Filabres.</i>	62
<i>Figure 20 : Carte des sens de cisaillement ductile (Johnson et al., 1997) sur la Sierra de los Filabres et Nevada</i>	62
<i>Figure 21 : Cartes paléogéographiques des 2 stades évaporitiques au Messinien</i>	65
<i>Figure 22 : Colonne lithostratigraphique dans la partie centrale du bassin de Lorca d'après Rouchy et al. (1998)</i>	66
<i>Figure 23 : Fluorite de la mine de Carilles</i>	70
<i>Figure 24 : Position des niveaux volcano-sédimentaires ferrugineux du Norien des zones externes.</i>	72
<i>Figure 25 : Carte géologique et métallogénique de la zone interne orientale des Cordillères Bétiques.</i>	73
<i>Figure 26 : Carte et coupe géologique simplifiées du dôme de Los Filabres oriental (Sierra Bédar)</i>	79
<i>Figure 27 : Coupe synthétique du Néogène récent dans le bassin de Vera d'après Montenat (1990)</i>	81
<i>Figure 28 : Carte géologique simplifiée du bassin de Vera d'après Montenat (1990).</i>	83
<i>Figure 29 : Localisation des différents sites d'échantillonnage pour l'étude des inclusions fluides</i>	87
<i>Figure 30 : Structures tectoniques minéralisées sécantes sur la schistosité des quartzites</i>	90
<i>Figure 31 : Pétrographie des quartzites blanchis</i>	91
<i>Figure 32 : Diagrammes des concentrations en éléments mineurs (ppm) et majeurs (%) sur roche totale dans le quartzite sain (ZV) et dans le quartzite blanchie (ZB)</i>	92
<i>Figure 33 : Pétrographie des veines de quartz 1 + 2 et albite sécantes sur la schistosité des quartzites</i>	95
<i>Figure 34 : Différents types de fluide au sein des quartz 1 et 2 et de l'albite des veines sécantes dans les quartzites.</i> ...	96
<i>Figure 35 : Données obtenues en microthermométrie et en spectroscopie Raman pour les trois types d'IF enregistrées dans la veine de quartz et albite sécante à la schistosité des quartzites.</i>	98
<i>Figure 36 : Conditions de piégeage P-T des inclusions fluides dans les quartzites.</i>	100
<i>Figure 37 : Exemples de minéralogies et structures liées aux metabasites de la zone d'El Marchal</i>	104
<i>Figure 38 : Minéraux présents dans la schistosité des metabasites.</i>	105
<i>Figure 39 : Microstructures des quartz I et II dans la veine de quartz parallèle la schistosité.</i>	106
<i>Figure 40 : Minéraux présents dans la veine parallèle à la schistosité des metabasites.</i>	107
<i>Figure 41 : Différentes familles d'inclusions fluides au sein des quartz I.</i>	109
<i>Figure 42 : Différentes familles de PIF au sein de quartz I et représentations stéréographiques des directions et pendages des PIF</i>	110

Figure 43 : Données obtenues en microthermométrie et en spectroscopie Raman pour les trois familles d'inclusions fluides dans le quartz I.....	112
Figure 44 : Transitions de phase observées en microthermométrie dans les IF de la famille 3.	112
Figure 45: Distribution des concentrations (en ppm) de certains métaux contenus dans les trois familles de fluides observées dans les quartz I de la veine parallèle à la schistosité des metabasites.	115
Figure 46 : Diagramme P-T présentant la position des isochores des familles de fluides 1 et 3.	115
Figure 47 : Distribution des $\delta^{18}\text{O}$ dans différents environnements géologiques (modifié d'après Field & Fifarek, (1985)) et positionnement des données pour ces veines de quartz.	116
Figure 48 : Contact des schistes à grenats avec les serpentinites et les leucogneiss	120
Figure 49 : Serpentinites.	121
Figure 50 : Pétrographie des schistes à grenats	122
Figure 51: Location of the study.....	128
Figure 52 : Petrography of V-M and V-B veins.....	134
Figure 53: Micrographs of fluid inclusion distribution.....	135
Figure 54: Diagram $T_h(\text{tot})$ versus mass. % eq. NaCl	136
Figure 55 : Cl/Br molar ratio versus Cl concentrations for fluid inclusions analyzed by LA-ICPMS and crush-leach method obtained on the various veins V-M and V-B (Table 4) and the mixtures in the theoretical mixing scenarios (Annexe 2).....	138
Figure 56: Diagram showing the distribution of various elements concentrations (in ppm) in fluid inclusions from V-M and V-B.....	140
Figure 57: P-T trapping conditions of FI.....	144
Figure 58: Diagram showing the distribution of various elements concentrations (in ppm) in fluid inclusions from V-M and V-B compared to various fluid chemistry data from literature.....	146
Figure 59 : Zone de mélange tectonique au niveau probable du détachement de Los Filabres.....	153
Figure 60 : Pétrographie des schistes verts en LPNA (gauche) et en LPA (droite).	154
Figure 61 : Inclusions fluides dans la calcite des schistes verts.....	155
Figure 62 : Données obtenues en microthermométrie pour les fluides dans les calcites des schistes verts.	156
Figure 63 : Diagramme de la salinité (mass% eq. NaCl) en fonction de la température d'homogénéisation pour les fluides dans les calcites des schistes verts.	156
Figure 64 : Conditions de piégeage P-T des inclusions fluides dans les calcites des schistes verts.	157
Figure 65 : Zone en pull-apart, décrochement dextre N142E, 80W.....	158
Figure 66 : Pétrographie dans la veine de quartz sur décrochement en faciès schiste vert.....	159
Figure 67 : Pétrographie de la zone transtensive sur décrochement en faciès schiste vert	160
Figure 68 : Différents types d'IF rencontrées dans les quartz 1 et 2 de la veine syn-décrochement en contexte schiste vert (en LPA).	161
Figure 69 : Données obtenues en microthermométrie et en spectroscopie Raman des inclusions fluides piégés dans les quartz 1-2 et les calcites de la veine syn-décrochement en contexte schiste vert.	164
Figure 70 : Transitions de phase des liquides carbonés observées en microthermométrie dans les IF de type B1	165
Figure 71 : Distribution des concentrations (en ppm) de certains métaux contenus dans les fluides piégés dans les quartz 1-2 et les calcites de la veine syn-décrochement en contexte schiste vert, comparées à la chimie de différents fluides issue de la littérature.....	167
Figure 72 : Conditions de piégeage P-T des inclusions fluides piégées dans les quartz syn-décrochement.....	168
Figure 73 : Représentation schématique d'immiscibilité et de mélange de fluides $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ dans un environnement de veine hydrothermale (Diamond, 2001).	169
Figure 74 : Pétrographie des veines de quartz parallèle à la schistosité des métacarbonates du haut.	174
Figure 75 : Pétrographie des veines de quartz sécante à la schistosité des métacarbonates du haut.....	175
Figure 76 : Proposition de chemins P-T suivis par les fluides enregistrés dans les unités de Calar-Alto et de Bédar-Macael.	178
Figure 77 : Minéralisations en fer du gisement de la Mina de los Malagueños.	181
Figure 78 : Colonne lithostratigraphique des gisements de Marquesado (zones d'Alquife et Las Piletas).....	183
Figure 79 : Couche plissée d'hématite spéculaire en lumière réfléchi (Las Piletas) (Torres-Ruiz, 2006).	184
Figure 80 : Modèle de genèse des gisements de fer dans la région de Marquesado (Torres-Ruiz, 2006).	187
Figure 81 : Impact de l'altération supergène dans différents contextes climatiques d'après Strakhov (1967).....	188
Figure 82 : Réactions d'oxydation des minéraux de fer sous diverses conditions.	189
Figure 83 : Carte de localisation des gisements de Fer de la Sierra Bédar (zone inférieure de métacarbonates).....	190
Figure 84 : Coupes à travers les mines de Coto Serena, Carabinera (localisation Figure 83) et Union de 3 Amigos..	195
Figure 85 : Carte géologique détaillée et coupe jusqu'à la mine de la Pobreza (localisation Figure 83).....	197
Figure 86: Plan minier de la mine de la Pobreza et coupes géologiques anciennes.....	199
Figure 87 : Contact extensif top vers l'Est au contact métacarbonates de la Pobreza / leucogneiss.....	201
Figure 88 : Figure amygdalaire liée à la fabrique métamorphique minéralisée en fer (mine la Pobreza).....	201
Figure 89 : Minéralisation ferrifère dans les métacarbonates de la mine de la Pobreza : zone peu minéralisée.....	202
Figure 90 : Minéralisation ferrifère dans les métacarbonates de la mine de la Pobreza : zone minéralisée.	205
Figure 91 : Étude au MEB de minéralisations en fer dans la mine de la Pobreza.....	205

Figure 92 : Diagrammes des concentrations en éléments mineurs (ppm) et majeurs (%) sur roche totale dans l'encaissant de métacarbonate sain et dans les zones enrichies en fer (gisement de la Pobreza).....	207
Figure 93 : Spectres de terres rares normalisées aux chondrites pour les roches totales de la zone enrichie en fer et l'encaissant sain (gisement de la Pobreza).	207
Figure 94 : Minéralisation ferrifère dans une zone de faille N-S recoupant le gisement de la Pobreza à l'ouest	209
Figure 95 : Coupe schématique SE-NW à l'entrée du village de Bédar sur la route AL-P-117.	212
Figure 96 : Coupe minière de la zone minière de Coto Serena (Fircks, 1906).....	213
Figure 97 : Minéralisations de fer de San Manuel, sécantes sur la schistosité des métacarbonates.	215
Figure 98 : Diagrammes des concentrations en éléments mineurs (ppm) et majeurs (%) sur roche totale dans l'encaissant de métacarbonate sain et dans les zones enrichies en fer (mine de San Manuel).	216
Figure 99 : Spectres de terres rares normalisées aux chondrites pour les roches totales de la zone enrichie en fer et l'encaissant sain (mine de San Manuel).	216
Figure 100 : Différents styles de minéralisations du gisement de Bédar	217
Figure 101 : Bréchification associée à des fluides dolomitiques dans les métacarbonates de la mine d'Hoyo Jupiter.	219
Figure 102 : Minéralisations en fer des brèches dolomitisées d'Hoyo Jupiter.	220
Figure 103 : Brèche minéralisée en fer de Hoyo Jupiter (lames minces).....	221
Figure 104 : Diagrammes des concentrations en éléments mineurs (ppm) et majeurs (%) sur roche totale dans l'encaissant de métacarbonate sain et dans les zones enrichies en fer dans la brèche (Hoyo Jupiter).....	222
Figure 105 : Spectres de terres rares normalisées aux chondrites pour les roches totales de la zone enrichie en fer et l'encaissant sain (Hoyo Jupiter).	222
Figure 106 : Inclusions fluides présentes dans les barytines de San Manuel.....	223
Figure 107 : Gisement de fer d'Angustias dans l'unité des métacarbonates supérieurs.	224
Figure 108 : Minéralisations de fer dans les métacarbonates de la mine d'Angustias.	225
Figure 109 : Diagrammes des concentrations en éléments mineurs (ppm) et majeurs (%) sur roche totale dans l'encaissant de métacarbonates et dans les zones de fer (mine d'Angustias).	226
Figure 110 : Spectres de terres rares normalisées aux chondrites pour les roches totales de la zone enrichie en fer et l'encaissant sain (mine d'Angustias).	226
Figure 111 : Gisement de fer sur faille normale recoupant les marbres de la Sierra Altaya.....	228
Figure 112 : $\delta^{34}\text{S}$ de sulfates et sulfures provenant de différents sites étudiés.	231
Figure 113 : Diagrammes des concentrations en éléments mineurs (ppm) et en éléments majeurs (%) des analyses de cette étude normalisées par rapport aux concentrations d'une zone minéralisée en oxydes de fer du gisement d'Alquife.	232
Figure 114 : Indices de mobilisation de fer dans la pile métamorphique de la zone Lubrín - Bédar.....	234
Figure 115 : Comparaison des phénomènes de minéralisation ferrifère (Bédar) et de dolomitisation (NW de l'Espagne)	240
Figure 116 : Carte de localisation des affleurements de Cu-Pb-Ba dans l'unité des métacarbonates dolomitiques....	248
Figure 117 : Brèches de métacarbonates dolomitiques cimentées par de la galène (a) et par des carbonates de cuivre et barytine (b).	248
Figure 118 : Gisements Pb-Cu sur zone en décrochement.....	249
Figure 119 : Spectre DRX des barytines A dans les brèches de métacarbonates dolomitiques	252
Figure 120 : Spectre des minéraux aciculaires B en remplissage des bioperforations : assemblage barytine-calcite magnésienne.	252
Figure 121 : Distribution du $\delta^{18}\text{O}$ dans différents environnements géologiques.....	253
Figure 122 : Distribution du $\delta^{34}\text{S}$ dans différents environnements géologiques	254
Figure 123 : Location of the study.....	263
Figure 124 : Petrography of V-Qtz1 vein.....	272
Figure 125 : Petrography of V-Qtz2 vein.....	273
Figure 126 : Petrography of V-Qtz3 vein.....	273
Figure 127 : Petrography of V-ore vein	275
Figure 128 : Petrography of V-Cal vein.....	276
Figure 129 : Microthermometric data and salinities for all stages of fluid inclusions from the Sierra Almagrera.	278
Figure 130 : Cl/Br molar ratio versus Cl concentrations for fluid inclusions analysed both by LA-ICP-MS (empty symbols) and crush-leach methods (CL, full symbols) (samples from the mining district).....	280
Figure 131 : $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}} \text{‰ V-SMOW}$ and $\delta\text{D}_{\text{fluid}} \text{‰ V-SMOW}$ of fluid early stage, pre-ore and ore fluid stage (Sd).	282
Figure 132 : P (MPa) versus T (°C) for all stages of fluids from the Sierra Almagrera.	286
Figure 133 : Exhumation of the Sierra Almagrera and associated tectonics, paleo-orographic evolution and paleofluid sequence.....	290
Figure 134 : Location of the mining districts in the Sierra Almagrera – Vera Basin area	297
Figure 135 : Examples of mineralizations coming from Pilar de Jaravía mining district	300
Figure 136 : Relationships between mineral phases from Pilar de Jaravía ore deposits at microscopical scale.....	301
Figure 137 : Cross section through Las Herrerias mineralized sediments	303
Figure 138 : Herrerias open-pit mine and Late Messinian erosive unconformity.....	303
Figure 139 : Hydrothermal vents from Pliocene marls on top of Las Herrerias quarry.....	304

<i>Figure 140 : Cross section through La Ciudad ore deposits.....</i>	<i>305</i>
<i>Figure 141 : Relations between diagenetic features and Pb-Zn mineralization in the Early Messinian limestones from La Ciudad (Garrucha) ore deposits.....</i>	<i>306</i>
<i>Figure 142 : Fluid inclusions from Pilar de Jaravia and Las Herrerias barites and gypsum.</i>	<i>308</i>
<i>Figure 143 : $\delta^{34}\text{S}$ of various minerals from El Arteal, Pilar de Jaravía, Las Herrerias and La Ciudad mining districts (Figure 134).....</i>	<i>310</i>
<i>Figure 144 : Cl/Br molar ratio versus Cl concentrations for fluid inclusions analysed by crush-leach method of barites and gypsum from Pilar de Jaravía and Las Herrerias ore deposits.....</i>	<i>311</i>
<i>Figure 145: Microthermometric data of barite and gypsum from Pilar de Jaravia and barite from Las Herrerias compared to microthermometric data from El Arteal (Dyja et al., submitted).....</i>	<i>318</i>
<i>Figure 146 : General representation of the relations between mineralizations, sedimentation, volcanism and tectonic</i>	<i>320</i>

Liste des tableaux

<i>Table 1 : Nomenclature, definitions and abbreviations of terms describing the veins, modified after Siebenaller et al. (2013).</i>	129
<i>Table 2 : Abbreviations of terms and temperatures of phase transition observations made during microthermometric experiments.</i>	130
<i>Table 3 : Isotopic and temperatures values of host-rocks, quartz veins and fluid inclusions. Sites are located in Figure 51. $\delta^{18}O_{fluid}$ are calculated with fractionation equation of Zheng (1993a). The errors for δD values are less than 2%. n.a.: not analyzed.</i>	137
<i>Table 4: Element concentrations and ratios of the fluids in various sets of veins V-M and V-B. n.a.: not analyzed.</i>	139
<i>Table 5 : Calcul des $\delta^{18}O$ fluide à partir des $\delta^{18}O$ des barytines du gisement d'El Pinar.</i>	251
<i>Table 6 : Abbreviations of terms and temperatures of phase transition observations made during microthermometric experiments.</i>	266
<i>Table 7 : Nomenclature, location and description of sampled veins</i>	270
<i>Table 8 : Nomenclature, chronology and characteristics of fluid inclusions</i>	271
<i>Table 9 : Microthermometric and compositional data for all generations of fluid inclusions from the Sierra Almagrera (mode data in italics)</i>	279
<i>Table 10 : Isotopic data for various stages of fluid inclusions from the Sierra Almagrera</i>	281
<i>Table 11 : Microthermometric and compositional data for fluids from Pilar de Jaravía, Las Herrerias and La Ciudad mining districts (mode data in italics)</i>	309
<i>Table 12 : Halogen and isotopic compositions of fluids and minerals from Pilar de Jaravía, Las Herrerias and La Ciudad mining districts.</i>	309

Annexes

(ppm)	ZV	ZB	(ppm)	ZV	ZB	(%)	ZV	ZB
As	2,658	1,82	Nb	13,57	10,66	SiO ₂	72,15	77,18
Ba	93,39	17,45	Nd	36,57	9,746	Al ₂ O ₃	13,19	12,64
Be	1,589	1,179	Ni	63,56	< L.D.	Fe ₂ O ₃ (T)	2,25	0,07
Bi	< L.D.	< L.D.	Pb	8,691	28,76	MnO	0,00	0,00
Cd	0,446	0,444	Pr	9,876	2,504	MgO	3,15	0,18
Ce	85,03	19,93	Rb	10,77	< L.D.	CaO	0,36	0,63
Co	7,66	< L.D.	Sc	10,38	5,05	Na ₂ O	5,17	7,52
Cr	79,17	45,82	Sb	1,1	1,943	K ₂ O	0,38	0,01
Cs	0,33	< L.D.	Sm	6,59	1,937	TiO ₂	0,85	0,68
Cu	< L.D.	< L.D.	Sn	4,188	2,525	P ₂ O ₅	0,11	0,12
Dy	3,963	1,433	Sr	86,74	43,56	FeO	1,65	0,09
Er	2,319	0,979	Ta	1,273	0,959	PF	1,84	0,69
Eu	1,163	0,304	Tb	0,686	0,241			
Ga	18,26	14,38	Th	12,2	7,579			
Gd	4,801	1,542	Tm	0,373	0,178			
Ge	2,109	1,346	U	4,672	3,136			
Hf	10,81	8,601	V	108	32,15			
Ho	0,786	0,314	W	3,299	3,645			
In	< L.D.	< L.D.	Y	23,2	9,365			
La	42,03	9,757	Yb	2,678	1,34			
Lu	0,421	0,235	Zn	19,97	< L.D.			
Mo	0,804	0,528	Zr	431	344,7			

Annexe 1 : Composition en éléments majeurs et mineurs sur roche totale dans la zone saine : zone verte (ZV) et dans la zone blanchie (ZB) des quartzites.

Fluid	Evaporated seawater at halite saturation (1)	Evaporated seawater at epsomite saturation (2)	Highly evaporated seawater at carnallite saturation (3)	Highly evaporated seawater at bischofite saturation (4)	Magmatic brine with low Cl/Br ratio (5)	Magmatic brine with high Cl/Br ratio (6)	Halite-dissolution brine (7)		
Cl (ppm)	150000	163300	229887	266250	266250	266250	220100		
Br (ppm)	493	3060	5570	6656	1198	300	50		
Cl/Br (ppm)	304	53	41	40	222	888	4402		
Cl (mmol/kg)	4225	4600	6476	7500	7500	7500	6200		
Cl/Br (molar)	684	120	93	90	500	2000	10000		
Mixing 1-7	10% of 1	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%
Cl (ppm)	213090	206080	199070	192060	185050	178040	171030	164020	157010
Br (ppm)	94	139	183	227	272	316	360	404	449
Cl/Br (ppm)	2260	1487	1088	845	682	564	475	406	350
Cl (mmol/kg)	6003	5805	5608	5410	5213	5015	4818	4620	4423
Cl/Br (molar)	5084	3345	2449	1902	1534	1268	1069	913	787
Mixing 2-7	10% of 2	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%
Cl (ppm)	214420	208740	203060	197380	191700	186020	180340	174660	168980
Br (ppm)	351	652	953	1254	1555	1856	2157	2458	2759
Cl/Br (ppm)	611	320	213	157	123	100	84	71	61
Cl (mmol/kg)	6040	5880	5720	5560	5400	5240	5080	4920	4760
Cl/Br (molar)	1374	720	479	354	277	226	188	160	138
Mixing 3-7	10% of 3	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%
Cl (ppm)	221079	222057	223036	224015	224994	225972	226951	227930	228908
Br (ppm)	602	1154	1706	2258	2810	3362	3914	4466	5018
Cl/Br (ppm)	367	192	131	99	80	67	58	51	46
Cl (mmol/kg)	6228	6255	6283	6310	6338	6365	6393	6421	6448
Cl/Br (molar)	826	433	294	223	180	151	130	115	103
Mixing 4-7	10% of 4	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%
Cl (ppm)	224715	229330	233945	238560	243175	247790	252405	257020	261635
Br (ppm)	710,6	1371,2	2031,8	2692,4	3353	4013,6	4674,2	5334,8	5995,4
Cl/Br (ppm)	316	167	115	89	73	62	54	48	44

Annexes

Cl (mmol/kg)	6330	6460	6590	6720	6850	6980	7110	7240	7370
Cl/Br (molar)	712	376	259	199	163	139	121	108	98
Mixing 5-7	10% of 5	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%
Cl (ppm)	224715	229330	233945	238560	243175	247790	252405	257020	261635
Br (ppm)	165	280	394	509	624	739	854	968	1083
Cl/Br (ppm)	1364	820	593	468	390	335	296	265	242
Cl (mmol/kg)	6330	6460	6590	6720	6850	6980	7110	7240	7370
Cl/Br (molar)	3068	1845	1335	1054	877	755	665	597	543
Mixing 6-7	10% of 6	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%
Cl (ppm)	224715	229330	233945	238560	243175	247790	252405	257020	261635
Br (ppm)	75	100	125	150	175	200	225	250	275
Cl/Br (ppm)	2996	2293	1872	1590	1390	1239	1122	1028	951
Cl (mmol/kg)	6330	6460	6590	6720	6850	6980	7110	7240	7370
Cl/Br (molar)	6741	5160	4211	3578	3127	2788	2524	2313	2141

Annexe 2 : Element concentrations and ratios of the end-member fluids used in the mixing models.

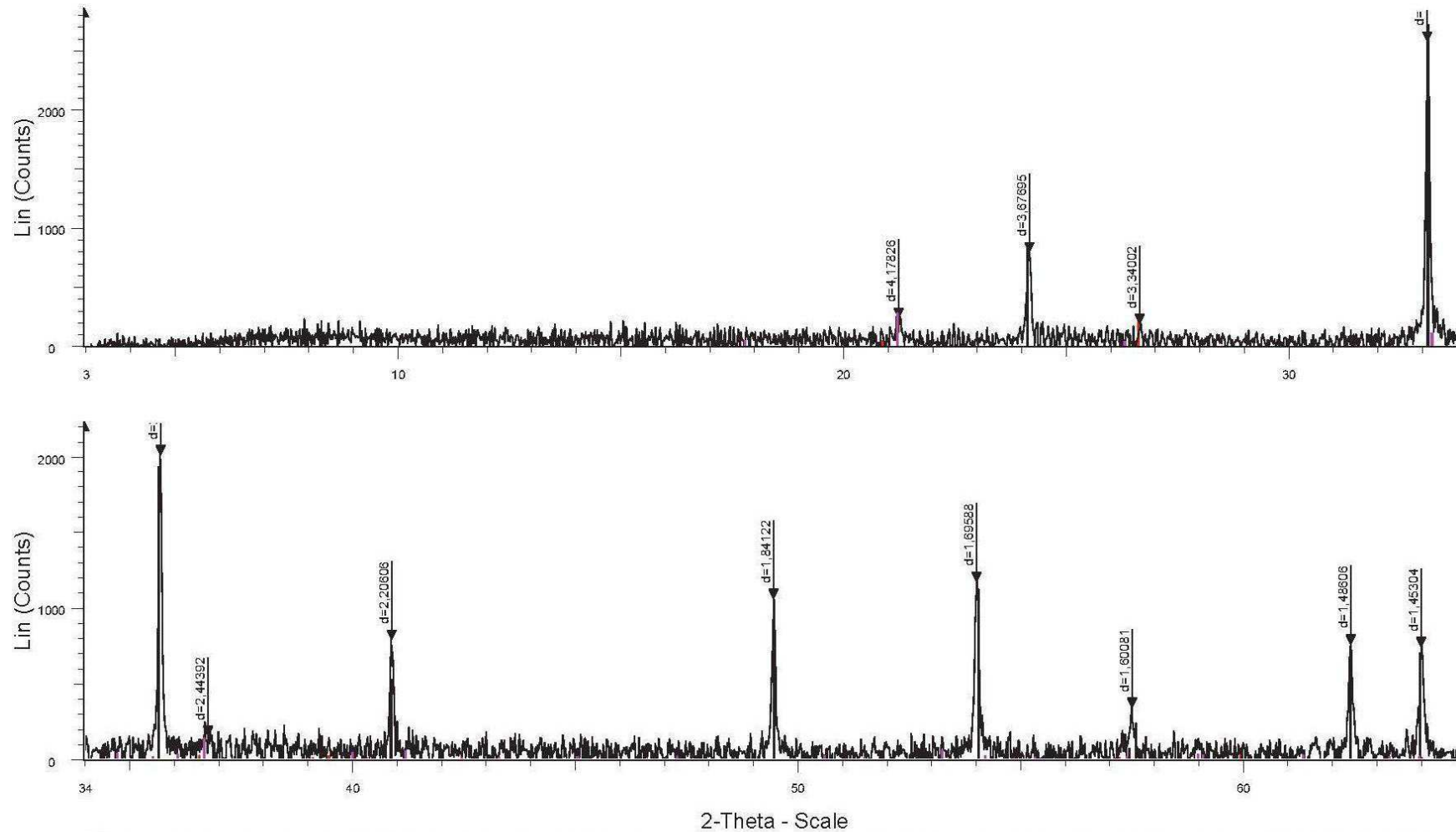
Annexes

(ppm)	Na23	Li7	Mg24	K39	Ca40	Fe56	Cu63	Zn66	Sr88	Ba137	Pb208
	58970	690	10700	14160	21550	2845	<130	<120	1180	<145	<120
	70090	1040	9360	24610	-	6020	<230	<160	985	<110	<140
	57570	770	4120	29720	23410	4580	1180	720	1030	300	<100
	50350	1260	8285	18370	23865	8520	<260	<180	2630	1200	530
	80200	980	6480	20560	-	5580	500	420	880	880	160
	54470	800	19020	17055	8100	5310	<115	<65	1020	570	<180
	58915	1250	12665	21680	10490	6140	<50	380	1010	540	200
V-M	60160	640	14335	19220	10140	5020	<140	<120	1260	1190	<120
	60090	1140	4130	30730	16870	8545	<70	430	1820	1970	140
	48255	1620	4650	44640	17580	8780	<240	700	1900	1300	240
	54880	1730	8280	29080	13090	10040	<80	845	1245	240	150
	40540	1295	7700	42020	23910	6285	<90	650	1350	<150	250
	68920	650	4820	20490	17600	5750	<150	410	760	470	380
	48870	580	14470	17790	20500	5660	<90	800	650	<100	<100
	66380	1080	1600	35460	17720	5570	<140	420	1310	870	190
	70620	<75	4910	26635	14590	4985	<120	960	635	<150	530
	69480	<105	3550	16140	16170	14985	<140	770	660	<120	355
V-B	75020	<60	11030	20735	15200	4720	<90	715	645	3360	435
	80810	<80	8140	20980	14650	5040	220	825	630	<135	460
	75310	<110	8070	28695	11560	8115	<50	1095	660	<90	420
	73530	<105	6120	22410	10420	7305	<130	880	650	<150	350

Annexe 3 : LA-ICP-MS data for two sets of veins V-M and V-B from the Sierra Bedar. <lod: below limit of detection.

(ppm)	Métacarbonate sain	Zone enrichie en Fe	(ppm)	Métacarbonate sain	Zone enrichie en Fe	(%)	Métacarbonate sain	Zone enrichie en Fe
As	3,8	3,4	Nb	1,6	< L.D.	SiO ₂	5,3	3,3
Ba	893,7	45,0	Nd	4,1	4,6	Al ₂ O ₃	1,7	0,7
Be	0,5	< L.D.	Ni	15,0	10,7	Fe ₂ O ₃ (T)	8,7	19,7
Bi	0,3	0,2	Pb	28,3	10,7	FeO	5,7	0,05
Cd	0,2	0,2	Pr	0,9	1,0	MnO	0,7	1,6
Ce	7,8	7,1	Rb	18,4	0,7	MgO	14,1	4,6
Co	10,9	2,4	Sc	1,6	2	CaO	26,1	32,6
Cr	12,0	< L.D.	Sb	0,5	0,6	Na ₂ O	0,1	0,2
Cs	0,6	< L.D.	Sm	1,1	1,4	K ₂ O	0,5	0,1
Cu	5,3	6,1	Sn	0,9	< L.D.	TiO ₂	0,1	< L.D.
Dy	0,8	1,2	Sr	385,5	342,9	P ₂ O ₅	< L.D.	< L.D.
Er	0,3	0,5	Ta	0,1	0,1	PF	41,4	36,3
Eu	0,4	0,6	Tb	0,1	0,2			
Ga	2,7	1,8	Th	0,5	0,1			
Gd	1,0	1,3	Tm	0,1	0,1			
Ge	0,3	0,1	U	2,0	2,5			
Hf	0,3	0,1	V	15,9	2,4			
Ho	0,1	0,2	W	0,8	< L.D.			
In	0,2	0,5	Y	4,5	7,7			
La	3,4	2,8	Yb	0,3	0,5			
Lu	0,1	0,1	Zn	67,8	84,8			
Mo	< L.D.	3,2	Zr	13,4	1,8			

Annexe 4 : Composition en éléments majeurs et mineurs sur roche totale l'encassant de métacarbonate sain et dans les zones enrichies en fer de la zone de la Pobreza. L.D. : limite de détection.



Gisement San Manuel Step: 0.020 ° - Step time: 38.4 s - Temp.: 25 °C (Room) - Anode: Cu - kAlpha2 Ratio: 0. - Generator kV: 30 kV - Generator mA: 10 mA - X-Offset: 0.000 - Displ.: 0. mm - Start: 3.000 ° - End: 84.995 °
 Operations: Background 1.000,1.000 | Strip kAlpha2 0.500 | Import
 00-046-1045 (*) - Quartz, syn - SiO2 - I/Ic PDF 3.4 - S-Q 6.5 %
 00-029-0713 (!) - Goethite - Fe+3O(OH) - I/Ic User 2.7 - S-Q 10.0 %
 01-087-1164 (C) - Hematite - Fe2O3 - I/Ic PDF 3.3 - S-Q 83.5 %

Annexe 5 : Spectre DRX des zones minéralisées de San Manuel, le quartz a été ajouté pour calibrer le spectre.

(ppm)	Métacarbonate sain	Zone enrichie en fer	(ppm)	Métacarbonate sain	Zone enrichie en fer	(%)	Métacarbonate sain	Zone enrichie en fer
As	< L.D.	59,6	Nb	0,5	0,2	SiO ₂	22,3	1,2
Ba	44,1	1305,0	Nd	3,9	5,8	Al ₂ O ₃	0,4	0,2
Be	< L.D.	0,9	Ni	6,0	24,8	Fe ₂ O ₃ (T)	0,16	56,1
Bi	< L.D.	1,1	Pb	3,7	657,6	FeO	0,1	0,1
Cd	0,2	0,4	Pr	1,0	1,6	MnO	0,1	1,7
Ce	6,6	20,9	Rb	4,1	0,9	MgO	0,1	0,3
Co	0,9	13,1	Sc	< L.D.	< L.D.	CaO	43,2	19,1
Cr	10,2	0,01	Sb	0,3	3,3	Na ₂ O	< L.D.	0,1
Cs	0,1	0,1	Sm	0,7	1,4	K ₂ O	0,1	0,1
Cu	< L.D.	235,4	Sn	< L.D.	< L.D.	TiO ₂	0,1	< L.D.
Dy	0,6	1,4	Sr	78,3	96,3	P ₂ O ₅	0,1	0,1
Er	0,3	0,7	Ta	0,1	< L.D.	PF	33,5	20,2
Eu	0,1	0,5	Tb	0,1	0,2			
Ga	0,7	1,7	Th	0,4	0,1			
Gd	0,7	1,5	Tm	0,1	0,1			
Ge	0,2	1,6	U	0,3	3,7			
Hf	0,1	0,2	V	8,2	6,1			
Ho	0,1	0,2	W	< L.D.	10,1			
In	0,1	1,1	Y	6,3	12,9			
La	5,6	8,7	Yb	0,4	0,5			
Lu	0,1	0,1	Zn	0,1	80,9			
Mo	0,5	81,5	Zr	6,5	9,6			

Annexe 6 : Composition en éléments majeurs et mineurs sur roche totale pour l'encastant de métacarbonate sain et dans les zones enrichies en fer sécantes à la schistosité du gisement de San Manuel L.D. : limite de détection.

(ppm)	Métacarbonate sain	Zone enrichie en Fer dans brèche	(ppm)	Métacarbonate sain	Zone enrichie en Fer dans brèche	(%)	Métacarbonate sain	Zone enrichie en Fer dans brèche
As	0,01	128,2	Nb	0,5	0,5	SiO ₂	22,3	15,9
Ba	44,1	461,1	Nd	3,9	3,0	Al ₂ O ₃	0,4	0,5
Be	< L.D.	1,0	Ni	6,0	489,0	Fe ₂ O ₃ (T)	0,1	41,3
Bi	< L.D.	0,5	Pb	3,7	31,2	FeO	0,1	0,2
Cd	0,2	0,2	Pr	1,0	0,8	MnO	0,1	0,1
Ce	6,6	8,0	Rb	4,1	3,7	MgO	0,1	7,1
Co	0,9	8,6	Sc	< L.D.	< L.D.	CaO	43,2	11,1
Cr	10,2	6,3	Sb	0,3	7,5	Na ₂ O	< L.D.	0,1
Cs	0,1	0,2	Sm	0,7	0,7	K ₂ O	0,1	0,1
Cu	0,01	5,7	Sn	< L.D.	< L.D.	TiO ₂	0,1	0,1
Dy	0,6	0,6	Sr	78,3	47,1	P ₂ O ₅	0,1	0,1
Er	0,3	0,2	Ta	0,1	0,1	PF	33,5	22,9
Eu	0,1	0,2	Tb	0,1	0,1			
Ga	0,7	1,6	Th	0,4	0,4			
Gd	0,7	0,7	Tm	0,1	0,1			
Ge	0,2	3,2	U	0,3	1,8			
Hf	0,1	0,1	V	8,2	11,4			
Ho	0,1	0,1	W	0,01	0,2			
In	0,1	0,9	Y	6,3	3,6			
La	5,6	4,3	Yb	0,3	0,2			
Lu	0,1	0,1	Zn	0,01	57,1			
Mo	0,5	23,8	Zr	6,5	7,7			

Annexe 7 : Composition en éléments majeurs et mineurs sur roche totale de l'encaissant de métacarbonate sain et dans les zones enrichie en fer dans la brèche d'Hoyo Jupiter. L.D. :
limite de détection.

(ppm)	Métacarbonate	Zone de Fer	(ppm)	Métacarbonate	Zone de Fer	(%)	Métacarbonate	Zone de Fer
As	1,5	105,1	Nb	0,2	0,1	SiO ₂	0,9	24,8
Ba	26,6	59,7	Nd	2,4	5,3	Al ₂ O ₃	0,1	0,2
Be	< L.D.	0,9	Ni	8,0	17,1	Fe ₂ O ₃	0,2	27,1
Bi	< L.D.	0,1	Pb	7,4	29,1	FeO	0,1	0,1
Cd	< L.D.	< L.D.	Pr	0,6	1,3	MnO	0,1	0,2
Ce	3,5	9,9	Rb	1,5	2,1	MgO	0,6	0,4
Co	1,2	4,5	Sc	< L.D.	< L.D.	CaO	54,9	23,4
Cr	< L.D.	< L.D.	Sb	0,3	1,0	Na ₂ O	< L.D.	0,1
Cs	< L.D.	0,1	Sm	0,5	1,2	K ₂ O	0,1	0,1
Cu	< L.D.	102,2	Sn	< L.D.	< L.D.	TiO ₂	< L.D.	< L.D.
Dy	0,5	1,4	Sr	357,5	111,6	P ₂ O ₅	0,1	0,1
Er	0,3	0,6	Ta	0,1	0,1	PF	43,2	22,5
Eu	0,1	0,5	Tb	0,1	0,2			
Ga	0,2	1,1	Th	0,2	0,1			
Gd	0,5	1,4	Tm	0,1	0,1			
Ge	< L.D.	2,3	U	0,5	2,1			
Hf	0,1	0,1	V	2,9	8,5			
Ho	0,1	0,2	W	< L.D.	< L.D.			
In	< L.D.	0,6	Y	6,1	13,3			
La	3,4	6,2	Yb	0,2	0,6			
Lu	0,1	0,1	Zn	< L.D.	36,4			
Mo	< L.D.	16,8	Zr	2,8	3,7			

Annexe 8 : Composition en éléments majeurs et mineurs sur roche totale l'encaissant de métacarbonate et dans les zones de fer d'Angustias. L.D. : limite de détection. En italique et bleu : les concentrations en éléments qui diminuent entre l'encaissant et la zone minéralisée.

(ppm)	Minéralisations de fer d'Alquife	Gisement stratiforme de La Pobreza	San Manuel	Hoyo Jupiter	Angustias
As	< L.D.	3,4	59,6	105,1	128,2
Ba	126,7	45,0	1305,0	59,7	461,1
Be	< L.D.	< L.D.	0,9	0,9	1,0
Bi	0,2	0,2	1,1	0,1	0,5
Cd	< L.D.	0,2	0,4	< L.D.	0,2
Ce	6,9	7,1	20,9	9,9	8,0
Co	4,9	2,4	13,0	4,5	8,6
Cr	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	6,3
Cs	< L.D.	< L.D.	0,1	0,1	0,2
Cu	< L.D.	6,1	235,4	102,2	5,7
Dy	0,3	1,2	1,4	1,4	0,6
Er	0,1	0,5	0,7	0,6	0,2
Eu	0,4	0,6	0,5	0,5	0,2
Ga	0,5	1,8	1,7	1,1	1,6
Gd	0,4	1,3	1,5	1,4	0,7
Ge	< L.D.	0,1	1,6	2,3	3,2
Hf	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
Ho	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1
In	0,1	0,5	1,1	0,6	0,9
La	3,9	2,8	8,7	6,2	4,3
Lu	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Mo	3,6	3,2	81,5	16,8	23,8
Nb	0,2	< L.D.	0,2	0,1	0,5
Nd	2,7	4,6	5,8	5,3	3,0
Ni	8,5	10,7	24,8	17,1	489,0
Pb	17,1	10,7	657,6	29,1	31,2
Pr	0,7	1,0	1,6	1,3	0,8
Rb	1,6	0,7	0,9	2,1	3,7
Sc	< L.D.	2	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Sb	0,3	0,6	3,3	1,0	7,5
Sm	0,5	1,4	1,4	1,2	0,7
Sn	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Sr	86,7	342,9	96,3	111,6	47,1

Ta	0,1	0,1	< L.D.	0,1	0,1
Tb	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1
Th	0,3	0,1	0,1	0,1	0,4
Tm	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
U	2,7	2,5	3,7	2,1	1,8
V	12,6	2,4	6,1	8,5	11,4
W	< L.D.	< L.D.	10,1	< L.D.	0,2
Y	1,9	7,7	12,9	13,3	3,6
Yb	0,1	0,5	0,5	0,6	0,2
Zn	11,2	84,8	80,9	36,4	57,1
Zr	3,1	1,8	9,6	3,7	7,7
SiO ₂ (%)	1,5	3,3	1,2	24,8	15,9
Al ₂ O ₃	0,1	0,7	0,1	0,2	0,5
Fe ₂ O ₃	6,1	19,7	56,0	27,1	41,3
FeO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
MnO	0,1	1,6	1,7	0,2	0,1
MgO	0,2	4,6	0,3	0,4	7,1
CaO	50,9	32,6	19,1	23,4	11,1
Na ₂ O	< L.D.	0,2	0,1	0,1	0,1
K ₂ O	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
TiO ₂	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,1
P ₂ O ₅	< L.D.	< L.D.	0,1	0,1	0,1
PF	40,6	36,3	20,2	22,5	22,9

Annexe 9 : Composition en éléments majeurs et mineurs sur roche totale des minéralisations de Fer d'Alquife-et des minéralisations de Fer étudiées sur la zone de Bédar. L.D. :
limite de détection.

Annexes

Type of fluid	Li(7)	Na(23)	Mg (24)	K(39)	Ca(43)	Mn(55)	Fe(57)	Cu(63)	Zn(66)	Sr(88)	Ba(137)
Qtz1-tgl	156	82662	1713	2584	-	1603	451	30	48	2190	48
	36	24046	348	982	21	535	97	-	41	634	23
	64	54798	2676	1487	43	485	274	27	60	743	22
	165	73518	3935	4525	155	353	14	15	164	1260	21
	117	77775	41700	4371	77	1837	283	41	99	1928	121
	71	22171	807	1109	209	437	364	20	21	1915	60
	194	57075	8001	1836	42	1775	376	-	93	1683	58
	123	45792	5547	683	-	351	51	-	54	736	29
	179	84796	1570	3061	31	1194	436	17	78	2621	57
	163	83542	1452	3082	32	1025	423	12	81	2230	51
	-	4547	491	-	-	116	0	-	-	55	-
	165	55534	1472	1518	43	497	82	-	30	826	18
	77	14544	20573	789	-	454	55	-	13	220	-
	60	19328	6194	225	-	120	58	-	14	761	37
	Qtz2-tg	34	-	5576	-	-	-	-	-	-	-
28		1435	4347	256	-	-	-	35	79	26	-
-		13807	1473	-	-	41	26	-	3	15	-
15		-	3709	136	-	0	13	17	11	22	-
12		2072	2215	480	-	25	12	29	17	298	75
79		12324	912	801	207	107	768	291	57	1252	60
-		566	6795	-	33	32	40	81	39	256	-
-		286	3846	-	-	-	-	-	-	-	-
-		3701	34084	0	-	-	-	-	-	90	-
105		10586	8055	2141	197	16	257	25	12	845	10
20		9524	4516	535	16	119	-	28	29	272	-
28		1927	110	467	33	1012	44	-	13	78	11
38		1703	983	-	-	14	-	-	-	67	579
226		14980	10130	-	-	202	180	-	64	257	-
Qtz3-p		118	69072	5173	1462	21	1442	953	31	21	3068
	126	68540	5236	1326	13	1563	1028	35	35	2958	80
	120	70210	4852	1652	16	1402	1032	19	15	2500	70
	145	67500	4956	1420	24	1453	856	29	42	2201	68
Brt-p	136	87893	727	7834	921	6209	108	491	1266	-	-
	-	13024	891	550	725	6239	174	-	1039	-	-
	270	100224	1334	6569	765	1481	480	-	572	-	-
	47	46184	1440	1255	579	4132	-	-	480	-	-
	-	25417	1934	770	651	13028	140	97	448	-	-
	126	72724	727	3885	1021	1173	19	-	683	-	-

Annexes

20	121753	432	1435	625	446	30	314	154	-	-
26	67690	523	2525	308	438	1334	-	205	-	-
128	104506	11103	2940	279	36104	243	54	239	-	-
159	90848	910	5978	850	-	-	75	366	-	-
17	37532	15	1068	875	42	-	34	390	-	-
-	30265	57	1116	337	4317	199	316	198	-	-
-	29730	15	1116	31	4317	199	297	141	-	-
52	48389	332	2445	332	31	-	59	347	-	-

(ppm)

Annexe 10 : LA-ICP-MS data for four generations of fluids inclusions from the Sierra Almagrera



Alexandre Tarantola et Vanessa Dyja



Christian Hibs et Vanessa Dyja



Juan Antonio Soler



Christian Hibs, Javier Carillo Rosua, Salvador Morales Ruano et Vanessa Dyja



Alexandre Tarantola et Christian Hibs



Christian Hibs et Vanessa Dyja



Louis Gaudaré



Fabien Pahlol



Christian Hibs, Directeur de la mine de Carilles, Danièle Bartier, Christian Marignac et Michel Cathelineau

MERCI !



Alexandre Tarantola



Sylvain Drouet, Philippe Bouvais et Christian Hibs



Fabien Pahlol et Vanessa Dyja



Danièle Bartier et Christian Hibs



Les 3 archéologues de la Sierra Almagrera



Côme Roblin