

# Gènesi i mineralització de Pilar de Jaravía (Almeria, España)

## Resum

Al NE de la província d'Almeria, a la localitat de Pulpí, trobem les mines de Pilar de Jaravía; unes mines principalment de ferro que van ser explotades des de mitjans del segle XIX fins a poc més de la meitat del segle XX. Actualment son objecte de col·leccionistes minerals i científics, gràcies al descobriment d'una gran geoda de guix coneguda a nivell internacional. L'orogen Alpí que va afectar al SE de la península va configurar l'estructura geològica de la zona, produint fissures i discontinuïtats per on van poder circular fluids carregats de metalls, impulsats per una font de calor magmàtica. Tot això va donar com a resultat una mineralització, la qual podem dividir en 4 estats diferents; una primera fase carbonatada, representada per dolomita i siderita; una segona fase, sulfurada, representada per pirita i galena; i una tercera fase, la sulfatada, representada per guix. La quarta fase correspon a una fase supergènica, caracteritzada per la oxidació dels sulfurs, produïda quan aquest jaciment va passar a condicions oxigenades.

**Paraules clau:** Pilar de Jaravía, ferro, geoda, orogenia Alpina, hipogènic, supergènic

## Abstract

At the NE of the province of Almeria, in the town of Pulpí, we find the mines of Pilar de Jaravía. These mines mainly contain iron and were exploited since the middle of the XIX century, until a few years after the middle of the XX century. Nowadays these mines are the object of minerals collectors and scientist, thanks to the discovery of a big gypsum geode that is internationally known. The Alpine orogeny which affected the SE of the Iberian peninsula formed the geological structure of this area, producing fissures and discontinuities which were the way for the flow of some fluids full of metals, and propelled by a source of magmatic heat. All this resulted in a mineralisation that we can divide in 4 different stages (the three first are hipogenic stages and the last one is a supergenic stage): the first phase is carbonated, and represented by dolomite and siderite; the second phase is sulphurate and represented by pyrite and galena; the third phase is sulphated, and represented by gypsum. The fourth phase is supergenic and characterized by the oxidation of sulphides and was produced when this deposit converted to oxygenate conditions.

**Key words:** Pilar de Jaravía, iron, geode, Alpine orogeny, hipogenic, supergenic

## 1- Introducció

Les explotacions a la província d'Almeria, en especial a la zona de Sierra Almagrera i Sierra del Aguilón, van començar a explotar-se a mitjans del S.XIX. Aquestes es centraven bàsicament en l'explotació del ferro, com a mena principal, i més tard en l'explotació del plom i la plata. Avui dia tota aquesta zona minera es troba tancada i aban-

donada, el que suposa un impacte paisatgístic i una pèrdua del patrimoni miner en aquesta zona del NE d'Almeria.

A mitjans del segle XIX es va començar a explotar el ferro, provinent de l'alteració dels productes de la siderita, com la hematites i la goethita. L'any 1874 es va descobrir un enorme filó de galena argentífera a la mina "Quién tal pensara", cosa

que va donar un nou impuls a la mineria de la zona, complementant l'extracció del ferro amb la del plom i la plata. (Palero et al., 2000).

Aquestes mines van treballar a ple rendiment fins a l'inici de la guerra civil, la qual cosa va provocar fluctuacions del preu del ferro i es va produir una etapa decadent. No és fins a la segona meitat del segle XX on la

influència positiva a les mines de Sierra Almagrera (amb característiques molt similars) donen un nou impuls a les mines de Pilar de Jaravía, augmentant la demanda dels permisos de prospecció. Però l'any 1970 es produeix el tancament definitiu de les mines. Es va intentar posar de nou en funcionament cap els inicis de la dècada dels 90, però per temes administratius, caducitat de les antigues concessions i el preu del ferro en aquell moment, finalment es va posar fi a qualsevol intent de reobrir les mines. Des de llavors aquestes mines han estat objecte de col·leccionistes de minerals, fins a l'any 1999, quan un equip d'investigadors van trobar una espectacular geoda de guix, d'una mida de 9 metres de llarg per 2 metres d'alçada, amb uns cristalls de mides decimètriques, coneguda a nivell internacional i que rep el nom de la geoda de Pulpí. (Palero et al., 2000).

L'objectiu d'aquest treball es fer un complet estudi genètic i mineralògic del districte miner de Pilar de Jaravía a través de diferents mètodes; en el que s'inclou un repàs a la història extractiva d'aquesta zona, les principals mines explotades i el context geotectònic de com es va originar aquest jaciment.

### 1.1 Situació Geològica

Situada a la vessant oriental de la Sierra del Aguilón, al Nord de la Sierra d'Almagrera, trobem el districte miner de Pilar de Jaravía. Aquest es troba a la localitat almeriense de Pulpí

(Fig. 1), concretament al Nord d'aquesta província, tocant al límit Sud de la província de Murcia.



Figura 1: Ubicació de la població de Pulpí a la província d'Almeria i a España. (IGN).

L'extrem Sud-occidental de l'orogen Alpí a la península esta compost per 2 grans serralades; les Bètiques i les Bètico-Rifeñas, les quals estan separades per la conca neògena del Mar d'Alborán.

Centrant-nos en la Serralada Bètica es distingeixen 2 grans dominis: Domini Septentrional (Zones Externes) composta per materials mesozoics i terciaris, on el grau de deformació i metamorfisme es baix o inexistent; i Domini Meridional (Zones Internes), constituït per materials paleozoics i triàsics (Fig. 2), els quals han estat afectats de forma notable per l'orogen Alpí, fins al punt de estructurar-se en una complexa sèrie de mantells d'encavalcament on es pot trobar cert grau de metamorfisme (Fallot, 1930).

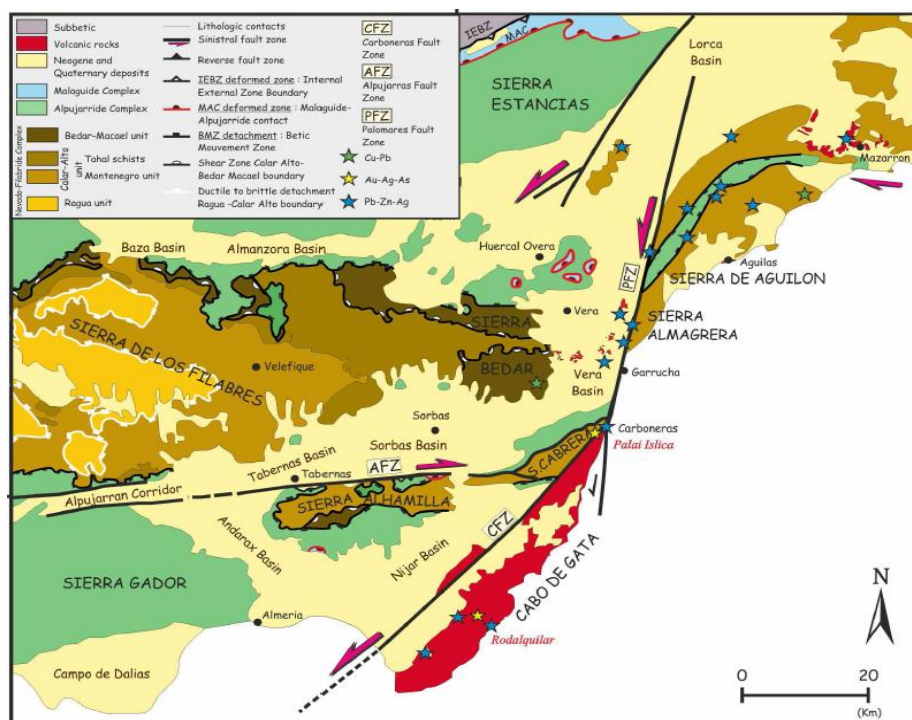


Figura 2: Esquema geològic de la zona interna de les Serralades Bètiques (Martínez-Martínez et al., 2002).

Les Zones Internes a la vegada estan constituïdes per diversos complexos, formats per mantells d'encavalcament diferenciats entre si, tot i que a vegades aquesta distinció i correlació es fan complicats. Aquests són el complexe Nevado-Filabride, el complexe Alpujarride i el complexe Maláguide. Els criteris que s'han fet servir per diferenciar aquests complexos són: característiques estratigràfiques, grau de metamorfisme, evolució metamòrfica i tipus de manifestacions magmàtiques (Gallegos, 1971)

Sierra Almagrera, situada a la part oriental de les Serralades Bètiques, a les Zones Internes, esta constituïda principalment per esquistos obscurs i quarcites paleozoïques de la unitat del "Lomo de Bas" (complexe Nevado-Filabride) i en menor grau per materials pelítics i carbonatats triàsics que s'assen tenen sobre els anteriors per la part Nord-occidental de la serra (on es troba Pilar de Jaravía), aquets últims pertanyen a la unitat del "Ramonete" (Álvarez, 1984) (complexe Alpujarride) (Fig. 3). Aquestes roques triàsiques les podem dividir en 2 conjunts litològics diferents: a) un inferior d'uns 100 metres de potencia format per una sèrie de fil·lites i quarsites, amb intercalacions de gresos, calcoesquistos, guixos i roques de falla (tant de bretxes com de milonites); i b) un altre superior, d'uns 50 metres de potencia, format per calcàries, dolomies fètides i calcoesquistos (Palero et al., 2000).

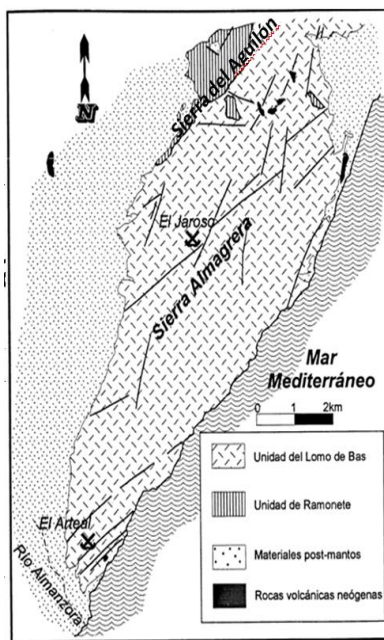


Figura 3: Context geològic de la Sierra d'Almagrera i la Sierra del Aguilón, indicant les unitats (modificat de Álvarez, 1984).

## 1.2 Context Geotectònic

La activitat magmàtica neògena que s'ha produït a les serralades Bètiques (regió de Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena) s'ha desenvolupat per una evolució estructural durant el Miocè (Martín Escorza et al., 1988), associada a una col·lisió regional en un sentit pràcticament N-S. Aquesta activitat tectònica ha condicionat la formació de conques, magmatisme, hidrotermalisme i les mineralitzacions, com a resultat de la complexa evolució d'aquesta regió.

Les principals estructures que trobem són: a) falles transformants sinistral amb tendència NE-SO. Són els elements més importants, ja que determinaran la direcció general de les zones

de cisalla, com per exemple la falla de Palomares o la de Carboneras (Fig. 2); b) falles transformants dextrals amb tendència E-O, són importants tot hi que no estan igual de desenvolupades que les primeres. Destaquem la falla de Sorbas i de Las Moreras; c) les falles normals. Són freqüents i de escala mitja, amb direccions N-S i NO-SE; poden ser falles normals pures o tenir algun element transformant; d) falles inverses, les quals són poc freqüents i també d'escala mitja, tot i que les falles sinistral i dextral poden tenir caràcter invers; e) plecs de totes les escales, els quals són freqüentment relacionats amb les falles més grans, i arriben a formar conques sinclinal; i per últim f) fractures de tensió. Aquestes es troben paral·leles a les falles normals i és comú trobar mineralitzacions (Sanz de Galdeano, 1990 i Vera, 1992).

Les falles de Carboneras, Alhama de Murcia i Palomares formen part del complexe que rep el nom de Cisalla Trans-Alborán, el qual forma part d'una petita placa que fa de frontera entre les plaques Ibèrica i Africana. S'ha determinat que les falles són relativament joves, aproximadament tenen una edat entre 11 i 5 Ma (Miocè superior), època on han sigut més actives, amb alguna reactivació al quaternari (Gracia et al., 2006).

L'estructura geològica del entorn del jaciment es bastant complexe (Fig. 4). Com a síntesi podem dir que els materials del comple-

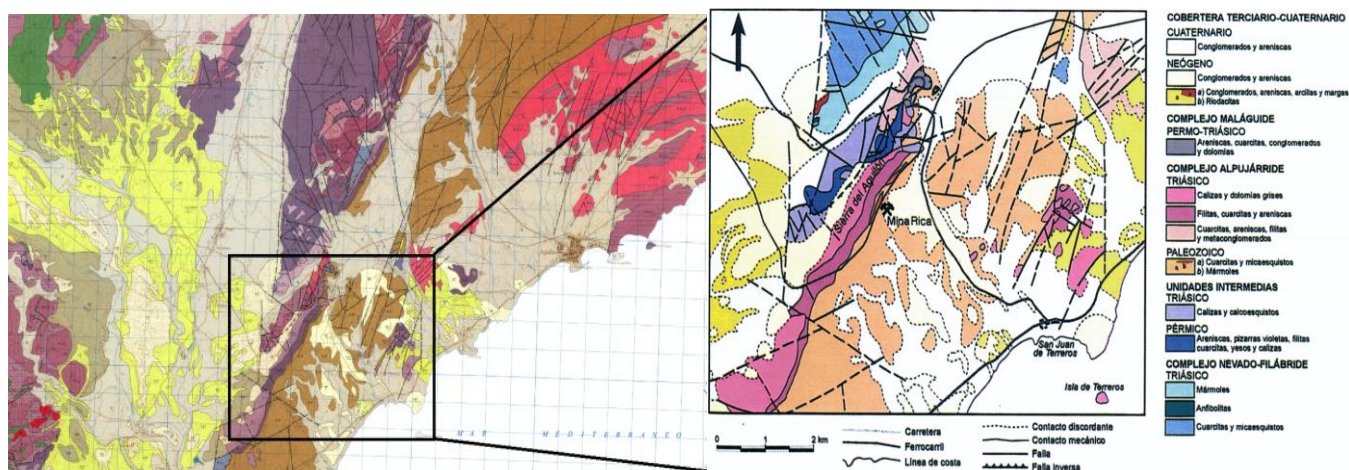


Figura 4: Esquema geològic de la zona minera de Pilar de Jaravía. Cartografia basada en Espinosa-Godoy et al. (1974).

xe Alpujarride formen un horst tectònic, limitat per 2 grans fractures amb orientacions NE-SO i N-S. Aquest horst apareix envoltat per sediments terciaris i les roques del basament presenten una deformació diferent de les roques triàsiques. Aquestes presenten un intens plegament, on els plecs es disposen pràcticament tombats, amb una direcció del pla axial subhoritzontal. A les roques terciàries s'observa una tectònica d'encaïllaments a la que es superposa una de plecs amb àngles oberts, i amb plans axials subverticals amb direccions NE-SO (Palero et al., 2000).

El jaciment es troba en un nivell de marbres d'edat triàsica, pertanyents al complex Alpujarride, intensament plegats i estirats, per efecte de la cisalla dúctil, i es troba envoltat per micaesquitos. El nivell de marbres descriu una estructura sinclinal amb una orientació NE-SO amb un pla axial inclinat d'uns 40° NO. El flanc occidental es troba lleugerament invertit amb una inclinació de 75° al NO

(aquest flanc és el que aflora a la vessant oriental de la Sierra del Aguilón). El flanc oriental es disposa molt replegat, donant lloc a plecs de segon ordre, on es pot observar un flanc molt cisallat, estirat i cabalgant (Palero et al., 2000). Tots aquests plecs originen una repetició del cos mineralitzat varies vegades en un mateix nivell com es pot observar a la figura 5.

### 1.3 Magmatisme

El vulcanisme que es va donar al SE Ibèric va des de mitjans del Miocè fins a una època recent (Fig. 6). Es troben roques calcoalcalines, calco-alcalines potàssiques, shoshonítiques, ultrapotàssiques (lamproítiques) i basalts alcalins. Les característiques petrològiques i geoquímiques han sigut ben estudiades (López Ruiz i Rodríguez Badiola, 1980) però les relacions entre el vulcanisme i la tectònica seguei-

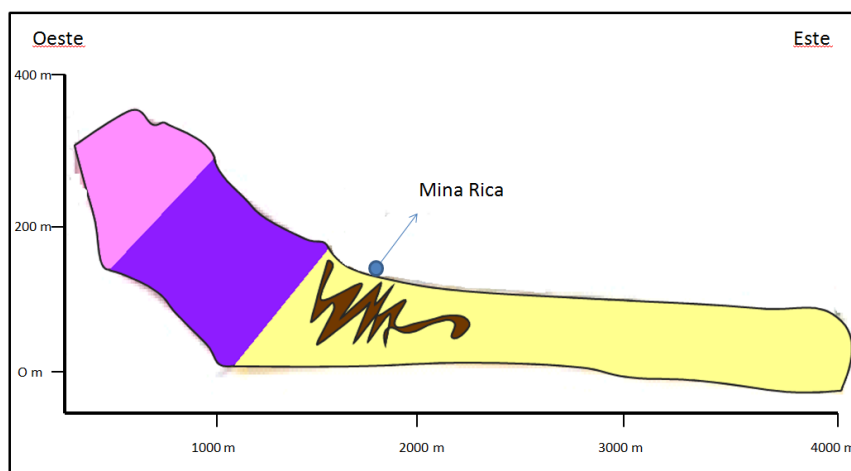


Figura 5: Tall geològic del entorn de la Mina Rica. Es pot observar una estructura geològica del jaciment amb el nivell de marbres plegat i cisallat. (Modificat de Palero et al., 2000).

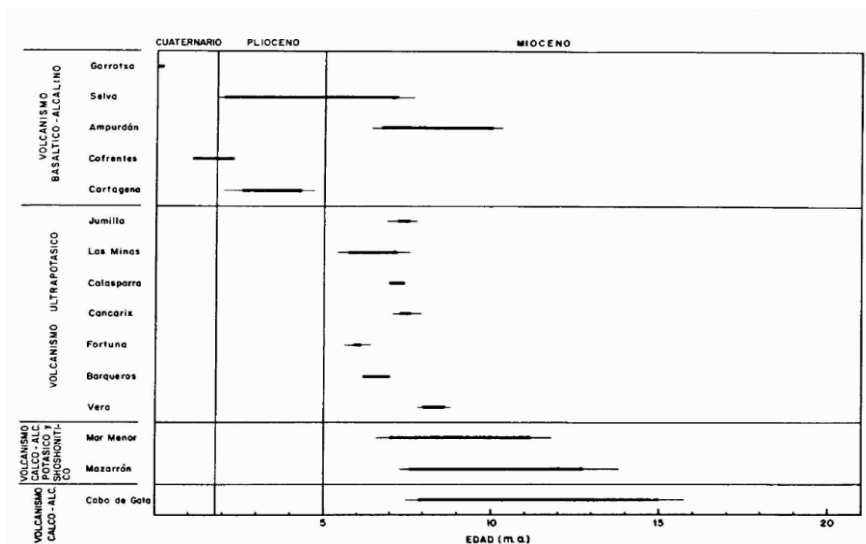


Figura 6: Edat de les diferents series de roques volcàniques del SE de Espanya segons datacions K/Ar (Bellon i Brousse, 1977).

xen avui dia a debat, on no existeix un consens sobre la definició de les estructures que han permès la generació i ascens dels magmes.

Hi han diversos models proposats per el vulcanisme d'aquesta zona. Entre els que destaquem els models de Araña i Vegas (1974), en que afirmen l'existència d'una zona de benioff durant el Miocè com a conseqüència de la col·lisió entre les plaques Africana i Ibèrica. L'existència d'un procés de subducció contemporani al vulcanisme resulta difícil d'acceptar amb les dades geocronològiques disponibles, ja que el moment més àlgid de la col·lisió va tenir lloc a finals de l'Oligocè. I el model de Bousquet (1979), relaciona el vulcanisme amb una fisuració cortical profunda, representada per una banda de cisalla en direcció NE-SO, a causa dels esforços produïts per la convergència entre la placa Africana i Ibèrica, on aquesta última teoria és la més acceptada.

En línies generals el vulcanisme s'ha desenvolupat en dos períodes: el primer i mes important va començar a mitjans del Miocè i va acabar a principis del Pliocè (entre 17-6 Ma) i el segon període que va generar un vulcanisme basàltic poc intens, restringit a la zona de Cartagena (4-2 Ma) (López Ruiz i Rodríguez Badiola, 1980).

A la zona de Sierra Almagrera destaquem 2 períodes: el primer que va des de fa 12,6 a 7,5 Ma, que es caracteritza per una generació de roques calcoalcalines riques en potassi. I el segon període va des de fa 10,6 a 6,5 Ma, generen roques ultrapotàssiques i shoshonítiques. També es van observar unes series lamproítiques entre fa 7 i 5,7 Ma (Dyja, 2014).

#### 1.4 Hidrotermalisme

Com a conseqüència d'aquesta activitat volcànica i subvolcànica, es desenvolupa al Miocè superior (contemporàniament al vulcanisme) una sèrie de sistemes hidrotermals. La seva gènesi s'explica per l'ascens d'aigua, normalment amb clorurs, que circulen a través dels sistemes convectius alimentats per la infiltració d'aigües superficials meteoriques o marines i aigües d'origen magmàtic, per tant es pensa en un model de tipus "Hot Spring" (Fig. 7) per aquesta

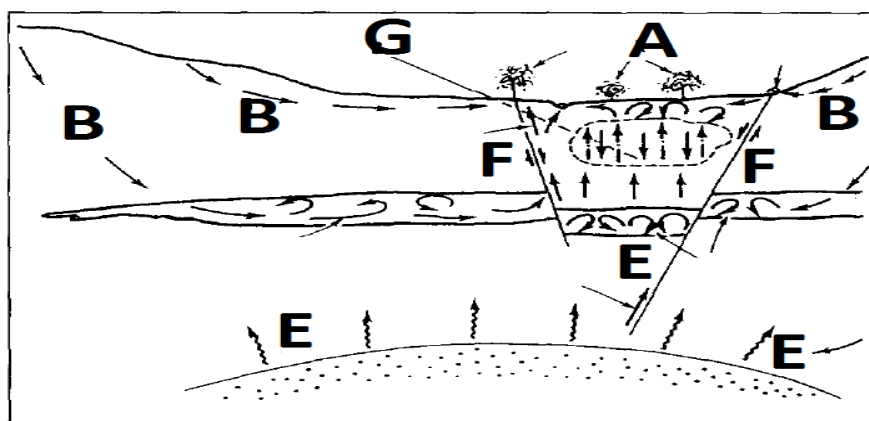


Figura 7: Esquema ideal del funcionament d'un sistema convectiu del tipus "Hot Spring" Modificat per Sharp i YKyle (1988). A) Fonts termals; B) Alimentació d'aigua meteorica; C) Zona de convecció lliure; D) Fluid mineralitzador; E) Ascens de fluids per fractures; F) Flux bifàsic (vapor i aigua).

gènesi (Navarro et al., 1994).

Aquests sistemes hidrotermals s'han vist afavorits per la presència de fractures creades per la formació de les calderes volcàniques (Rytuba et al., 1990) (a les que sumem les creades per esforços compressius).

Els fluids podrien arribar als 500°C i produir una disposició zonal de les alteracions, com per exemple: silicificació, argilitització, carbonatació, entre d'altres.

## 2) Materials i Mètodes

Per realitzar l'estudi petrogràfic s'ha fet servir 2 mostres representatives del jaciment de Pilar de Jaravía. De les mostres s'han fet varies làmines primes pol·lides, per poder observar i analitzar tots els minerals que contenen i les seves textures per a la posterior interpretació (Fig. 8). Les tècniques utilitzades són:

a) el escàner de transparències (Enrique, 2012), per poder tenir una visió general de la làmina en tot moment, amb la qual em pogut fer una representació esquemàtica a través del programa Canvas 11; b) microscopi petrogràfic amb llum transmesa i reflectida, del Departament de Geologia de la Universitat Autònoma de Barcelona, amb el que em realitzat la descripció mineral i textural de les mostres i c) SEM-EDS (microscopia electrònica de rastreig amb analitzador de dispersió d'energies), model Zeiss EVO, al Servei de microscopia de la Universitat Autònoma de Barcelona, amb el que vam ratificar la composició dels minerals que no van ser possibles reconèixer amb el microscopi petrogràfic. Gràcies a aquest tres mètodes s'ha pogut realitzar la descripció mineral i textural i la seqüència paragenètica del jaciment.

## 3) Resultats

Els minerals identificats a les mostres estudiades es divideixen entre roca encaixant, d'edat triàsica, i minerals filonians d'edat Miocena superior (Dyja, 2014).

El tipus de roca encaixant es una 1) *dolomia* (Fig. 9); presenta cristalls d'un tamany entre 5-10 µm, classificada com a nonplanar-a (Gregg & Sibley, 1987). S'observen relictos de roca calcària, el que indica que es tracta d'una calcarea dolomititzada. També observem una brexificació primària (tallada per una fase anterior a la nostra mineralització). La dolomia conté petits cristalls de 2) *Moscovita* (Fig. 9); aquesta es troba únicament a la roca encaixant, i en poca quantitat (aport terrigen). S'observen cristalls laminars individuals, amb colors d'interferència de segon ordre amb nícols encreuats i presenta extinció recta.

Els minerals trobats als filons són els següents:

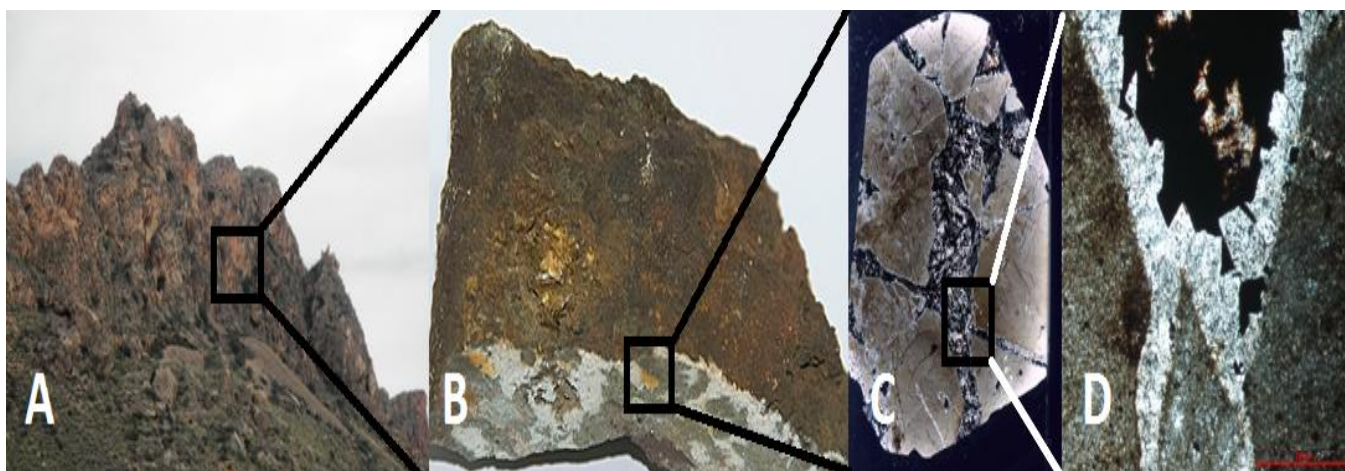


Figura 8: A: Vista oriental de la Sierra del Aguilón. B: Mostra de mà de la serra. C: làmina prima de la mostra, escanejada. D: imatge de microscopi d'una secció de la làmina prima.

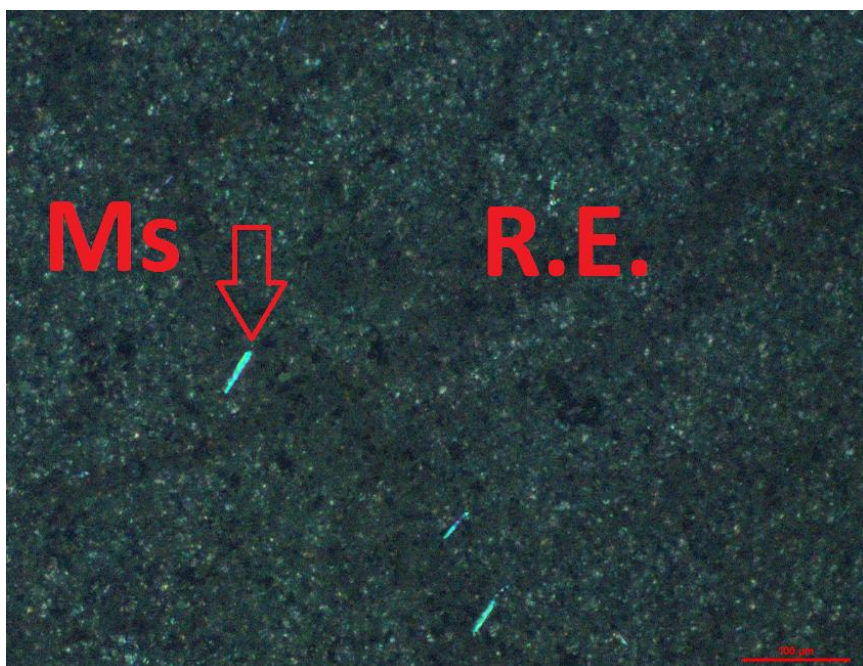


Figura 9 :Llum transmesa. Roca encaixant (R.E.) i moscovita (Ms). Escala 100 µm.

3) *Dolomita* ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ) - (Fig. 10) S'observa una fase mineralitzant dolomítica, on aquets cristalls són d'un tamany més gran que a la dolomia, aproximadament entre 50-200 µm i presenta una forma més definida de les cares dels cristalls, aquests tenen forma subhedral del tipus planar C, de reompliment de espais (Gregg & Sibley, 1987) i en alguns casos estructura saddle. S'ha detectat Fe en alguns cristalls de dolomita (dolomita ferrosa), detectat mitjançant SEM-EDS. Es incolora, encara que es veuen impregnacions d'òxids de ferro amb colors d'interferència al voltant de tercer ordre i la extinció es obliqua.

4) *Siderita* ( $\text{FeCO}_3$ ) - (Fig. 10) És el mineral més abundant. A partir de la brexificació de la roca encaixant la siderita ocupa tots els espais generats, on

reemplaça a la dolomita en molts punts. S'observa també una textura de reemplaçament de siderita per hematites. En alguns punts la siderita conte magnesi

(siderita ferromagnesià), detectat mitjançant SEM-EDS. Els cristalls són al·lotriomòrfics, incolors i es pot observar exfoliació (és el lloc on comença el procés d'oxidació).

5) *Hematites* ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) - És el principal mineral d'oxidació, el qual està reemplaçant a la siderita i a la pirita; en el cas de la pirita el reemplaçament es dona en forma de corones (Fig. 11) i en el cas de la siderita aprofitant els plans d'exfoliació (Fig. 12). Té una reflectivitat al voltant del 25-30%, no té color, es lleument pleocroica i anisòtropa i encara que sol presentar reflexions internes vermelles, no s'han observat. És la principal mena explotada.

6) *Galena* ( $\text{PbS}$ ) - (Fig. 12) Observem cristalls subhedral i en poca quantitat d'un tamany que varia entre 40-300 µm. Es troben disseminats i són poc

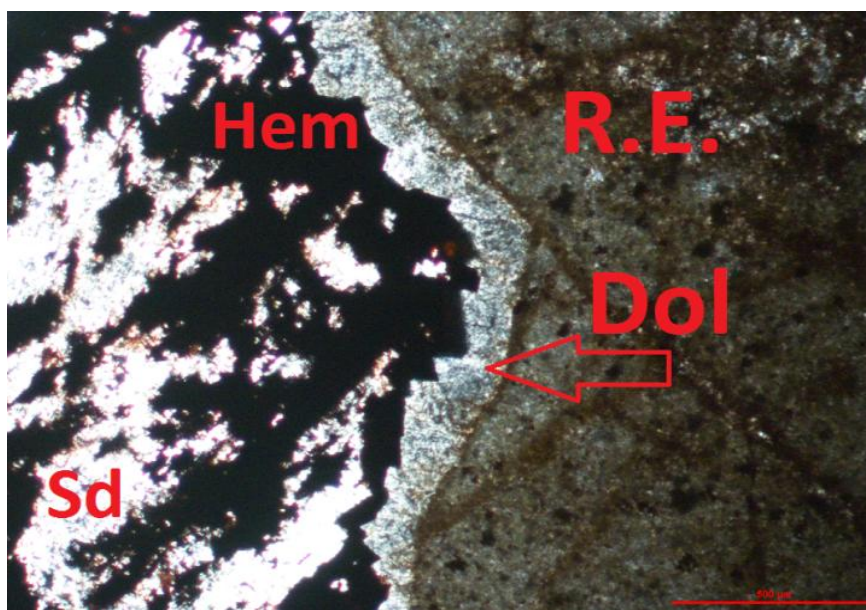


Figura 10: Secció de la mostra amb llum transmesa. Es pot distingir clarament com a la roca encaixant (R.E.), es produeix una brexificació i precipita una dolomita (Dol), després siderita (Sd) i posteriorment es produeix la oxidació d'aquesta, com a hematites. Escala 500 µm.



Figura 11: Llum reflectida. Cristall de pirita (PY) alterant-se a hematites (Hem). Aquest reemplaçament es dona en forma de corona. Escala 100 µm.

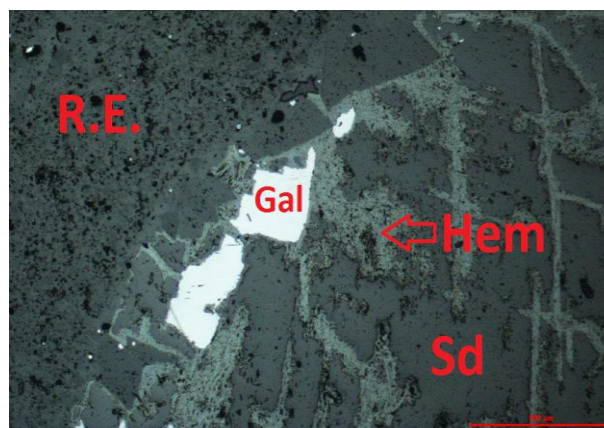


Figura 12: Secció de la mostra amb llum reflectida. Roca encaixant (R.E.), dolomita (Dol), siderita (Sd), hematites (Hem), i galena (Gal). Destaquem la textura de reemplaçament de la siderita per hematites. Escala 500 µm.

importants. Alguns cristalls es poden veure alterats per la part exterior a cerussita. Té una reflectivitat al voltant del 45% i el color es grisenc,. S'han pogut observar marques triangulars (pits) degut al polit de la làmina.

7) *Cerussita* ( $PbCO_3$ ) - (Fig. 13) És un mineral d'oxidació, el qual esta substituint a la Galena. Només s'observa al voltant d'alguns cristalls de Galena i no es poden distingir propietats

òptiques, per tant la seva identificació s'ha dut a terme mitjançant SEM-EDS.

8) *Pirita* ( $FeS_2$ ) - (Fig. 14) – Es troba en quantitats bastant significatives. En algunes zones com a cristalls molt petits, i en altres zones es troba com a pirita massiva bretxificada. Es pot trobar tant a la roca encaixant, com al filó mineralitzant. En alguns punts es poden observar textures de reemplaça-

en altres es poden veure textures de reemplaçament lamel·lars de goethita, tot hi que el reemplaçament majoritari és el de hematites. Observem pirites en formes romboïdals (digenètica). Té un color débilment crema, amb una reflectivitat al voltant del 55%.

9) *Goethita* ( $FeO(OH)$ ) - (Fig. 15) És un mineral d'oxidació, el qual esta reemplaçant a la pirita en forma de lamel·les. No és

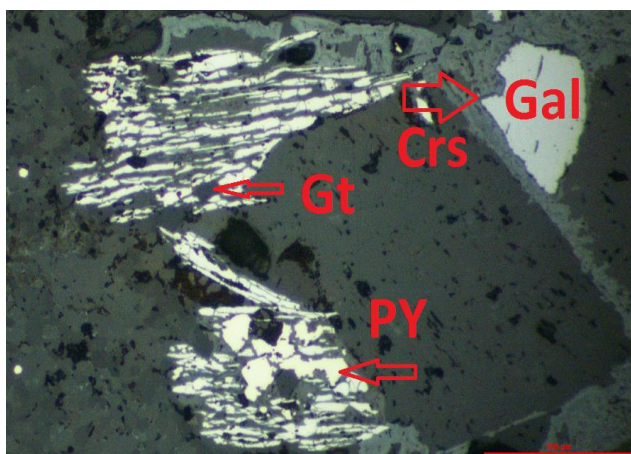


Figura 13: Llum reflectida. Pirita (PY) alterant-se a goethita (Gt) en forma de lamel·les. També podem observar una altre textura de reemplaçament, aquesta en corona, de galena (Gal) per cerussita (Crs). Escala 100 µm.

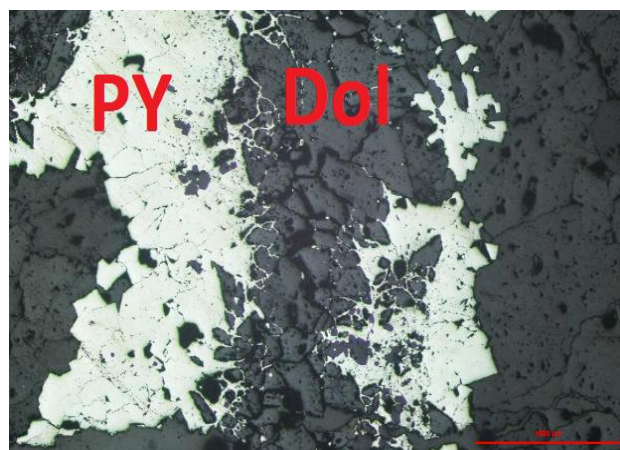


Figura 14: Llum reflectida. Pirita (PY) massiva bretxificada, on es distingeixen alguns cubs idiomòrfics, amb dolomita (Dol). Escala 500 µm.



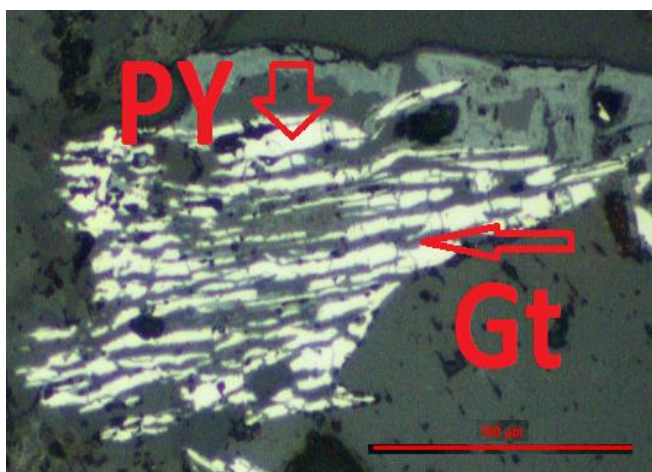


Figura 15: Llum reflectida: cristalls de pirita (Py) els quals es van alterant a goethita (Gt), en el que es coneix com una textura de reemplaçament en forma de lamel·les. Escala 100 µm.

en forma de lamel·les. No és molt abundant, concretament s'ha trobat un sol cristall d'aquest mineral. La clau de la identificació va ser la seva composició mitjançant SEM-EDS (Òxid i Ferro) i una menor reflectivitat que la hematites, al voltant del 15%.

10) *Arsenopirita* (FeAsS) – Aïlladament s'ha trobat alguns cristalls d'uns 20 µm de calco-

detectat mitjançant SEM-EDS.

11) *Quars* (SiO<sub>2</sub>) - (Fig. 16) Petits cristalls de quars d'una mida entre 10 i 30 µm en forma subarrodonida, amb un relleu baix, és incolor, té colors d'interferència de segon ordre, la extinció es una mica ondulant i la figura d'interferència es del tipus uniaxial positiu.

12) *Calcita* (CaCO<sub>3</sub>) - (Fig. 16)

12) *Calcita* (CaCO<sub>3</sub>) - (Fig. 16) Cristalls en formes anhedrals, on la major part tenen un tamany entre 50-300 µm, amb un relleu de moderat a marcat (pleocroisme de relleu). Presenta una exfoliació romboèdrica perfecta i el maclat es laminar. Es incolor amb colors d'interferència de tercer ordre, (colors verds i roses pastís), i la extinció es recta, paral·lela a un dels sistemes d'exfoliació. És una calcita tardana.

13) *Guix* (CaSO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O) - (Fig. 17) Cristalls en formes anhedrals, el tamany dels cristalls observats varien entre 50-500 µm, tot i que poden arribar a mides decimètriques (Palero, et al. 2000). També s'han observat alguns cristalls en forma de prismes. No s'aprecia exfoliació i presenta un relleu baix. Es incolor i presenta colors d'interferència de segon ordre, encara que normalment son de primer ordre i la extinció és obliqua.

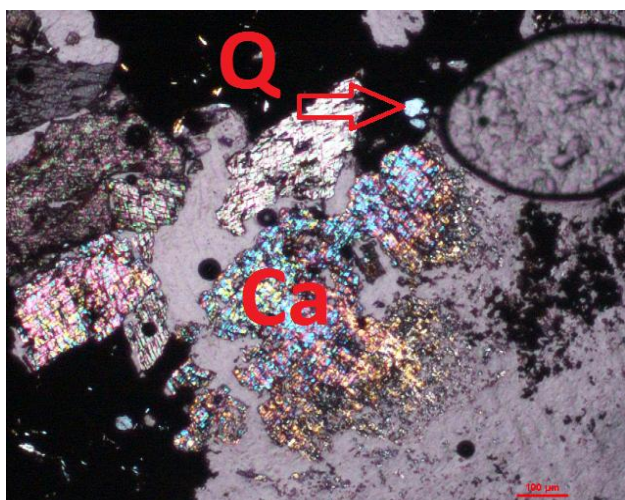


Figura 16: Llum transmesa i nícols encreuats. Calcita(Ca) i Quars (Q). Escala 100 µm.

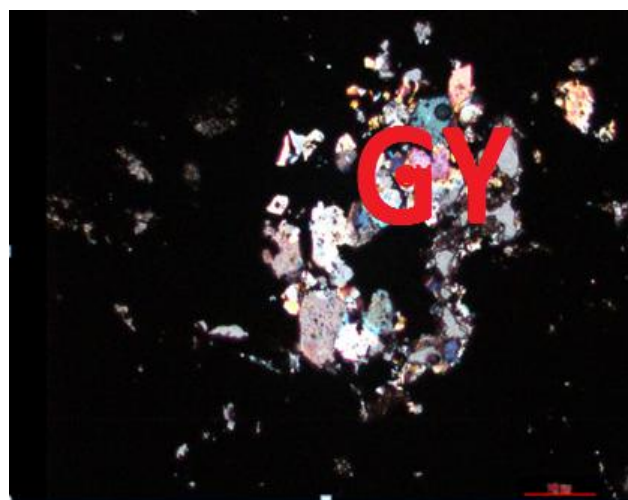


Figura 17: Llum transmesa i nícols encreuats. Guix (GY). Escala 100 µm.

A partir de les observacions s'ha realitzat una representació esquemàtica (Fig. 18) d'una làmina prima on es poden veure tots els minerals trobats a l'estudi.

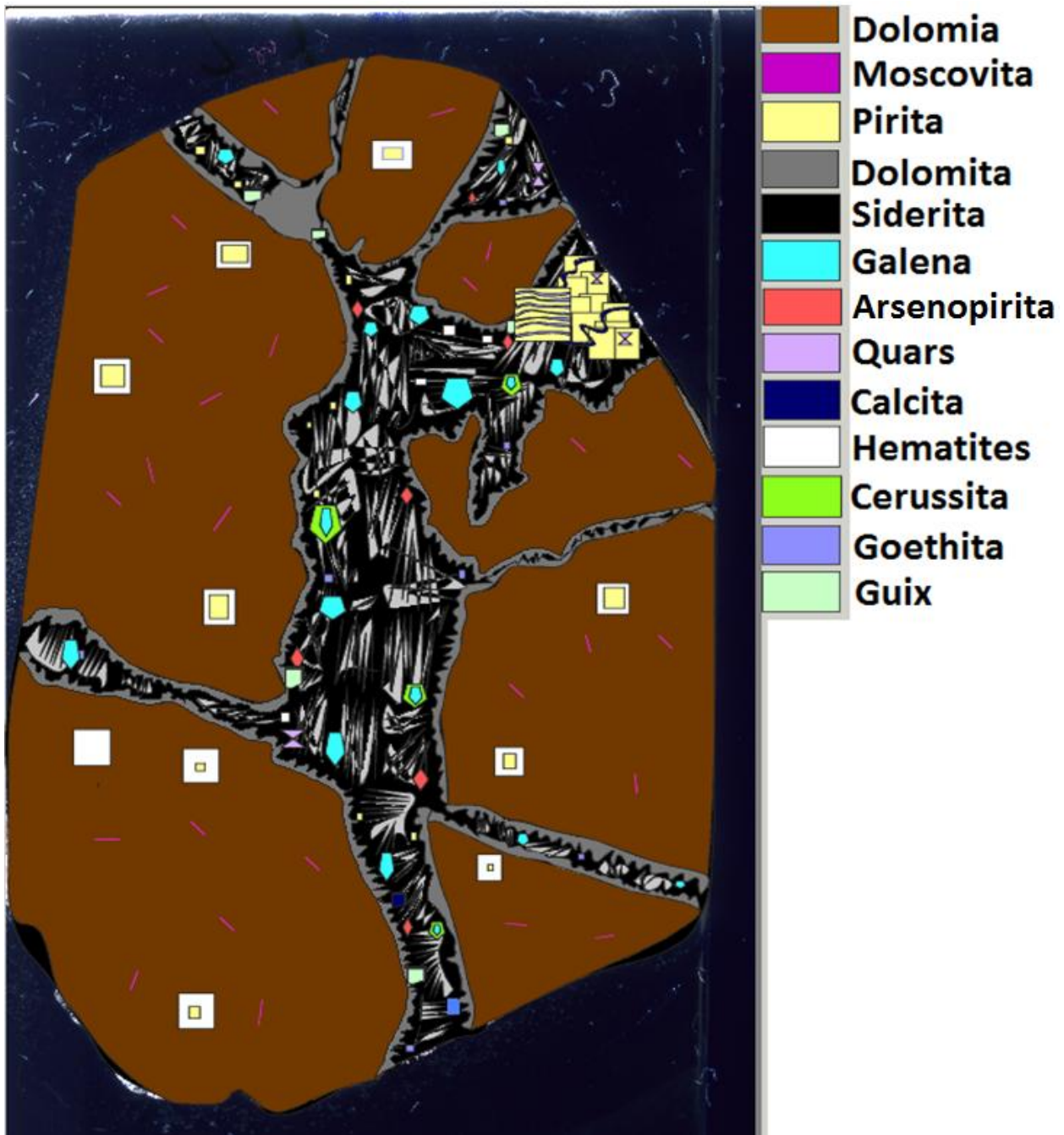


Fig. 18: Representació esquemàtica d'una làmina prima amb tota la mineralogia existent (Programa Canvas 11).

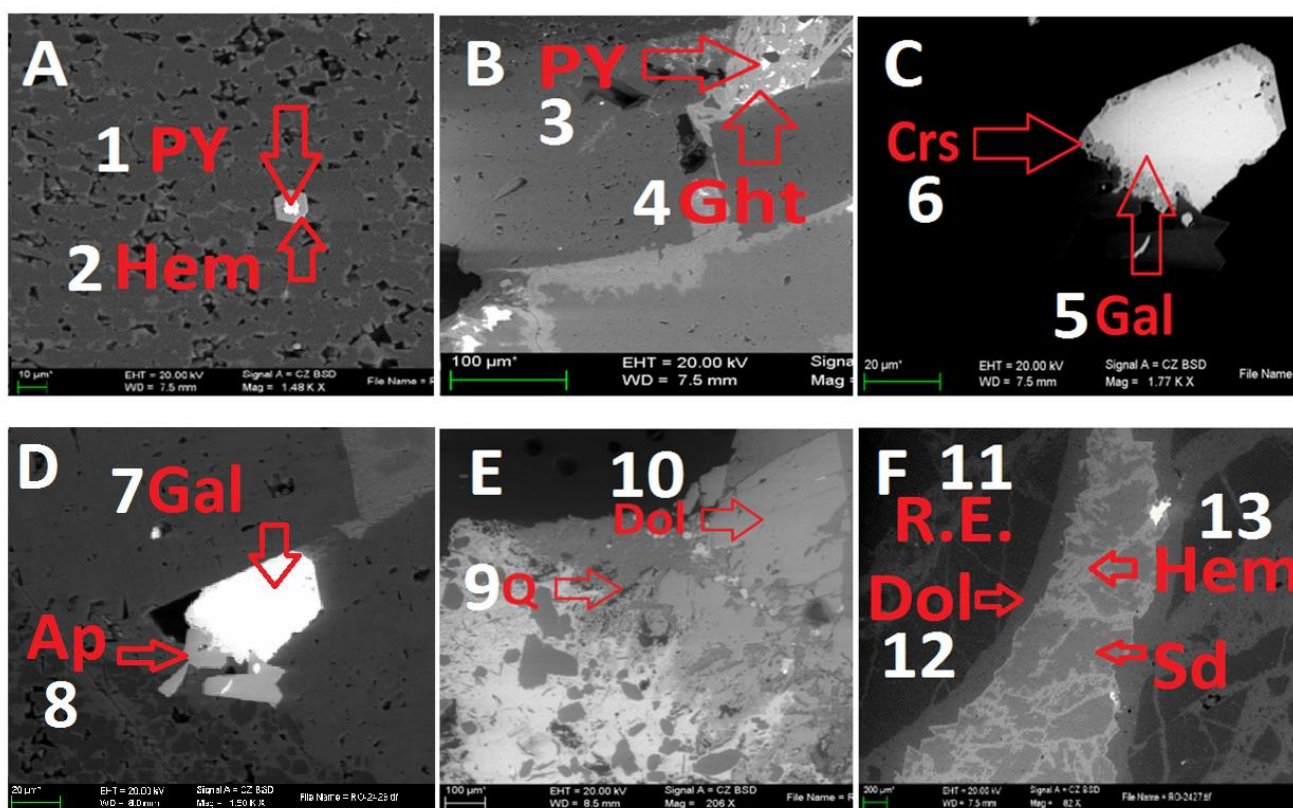


Figura 19: Imatges de SEM.

A la figura 19.A s'ha pogut diferenciar un mineral d'uns 10  $\mu\text{m}$  amb forma pentagonal, en el qual es pot observar un reemplaçament per la part exterior. La part central del mineral, que es veu de color blanc, es pirita (1). Aquest presenta una corona d'oxidació, que correspon a hematites (2). En aquest gràfic es poden veure uns pics de Ca i Mg que corresponen a contaminació de la làmina.

A la figura 19.B tenim un mineral de color blanc i brillant, d'una mida aproximada de 80  $\mu\text{m}$ , es tracta de pirita (3). Aquest cristall presenta una oxidació amb forma lamel·lar, que pràcticament substitueix tota la pirita, es tracta de goethita (4).

A la figura 19.C observem un mineral amb cares idiomòrfiques d'una mida de 60  $\mu\text{m}$ , el qual està sent oxidat per les vores del cristall. Es tracta d'un cristall de galena (5), i aquest està sent reemplaçat per cerussita (6).

A la figura 19.D es poden observar 2 minerals diferents. El mineral més brillant, amb cares idiomòrfiques i d'un tamany de 50  $\mu\text{m}$  correspon a galena (7). Aquest està en contacte amb un altre mineral, que no té les cares tan ben definides (subidiomòrfic), té un tamany de 20  $\mu\text{m}$  i es veu de color gris; aquest es arsenopirita (8).

A la figura 19.E trobem uns minerals d'uns 5  $\mu\text{m}$ , de color

negre i al·lotriomorf, es tracta de quars (9). També podem observar un mineral més gran, d'uns 150  $\mu\text{m}$  i de color gris, el qual destaca per tenir una cara corbada (estructura saddle); es tracta d'una dolomita però amb certa quantitat de ferro (dolomita ferrífera) (10).

A la figura 19.F es veu un filó atravesant una roca encaixant i en aquest filó es diferencien 2 fases minerals. La roca encaixant es una dolomia (11) que és més rica en magnesi que la dolomita (12) (part exterior del filó), més rica en ferro. La part central del filó correspon a hematites que està reemplaçant a la siderita.

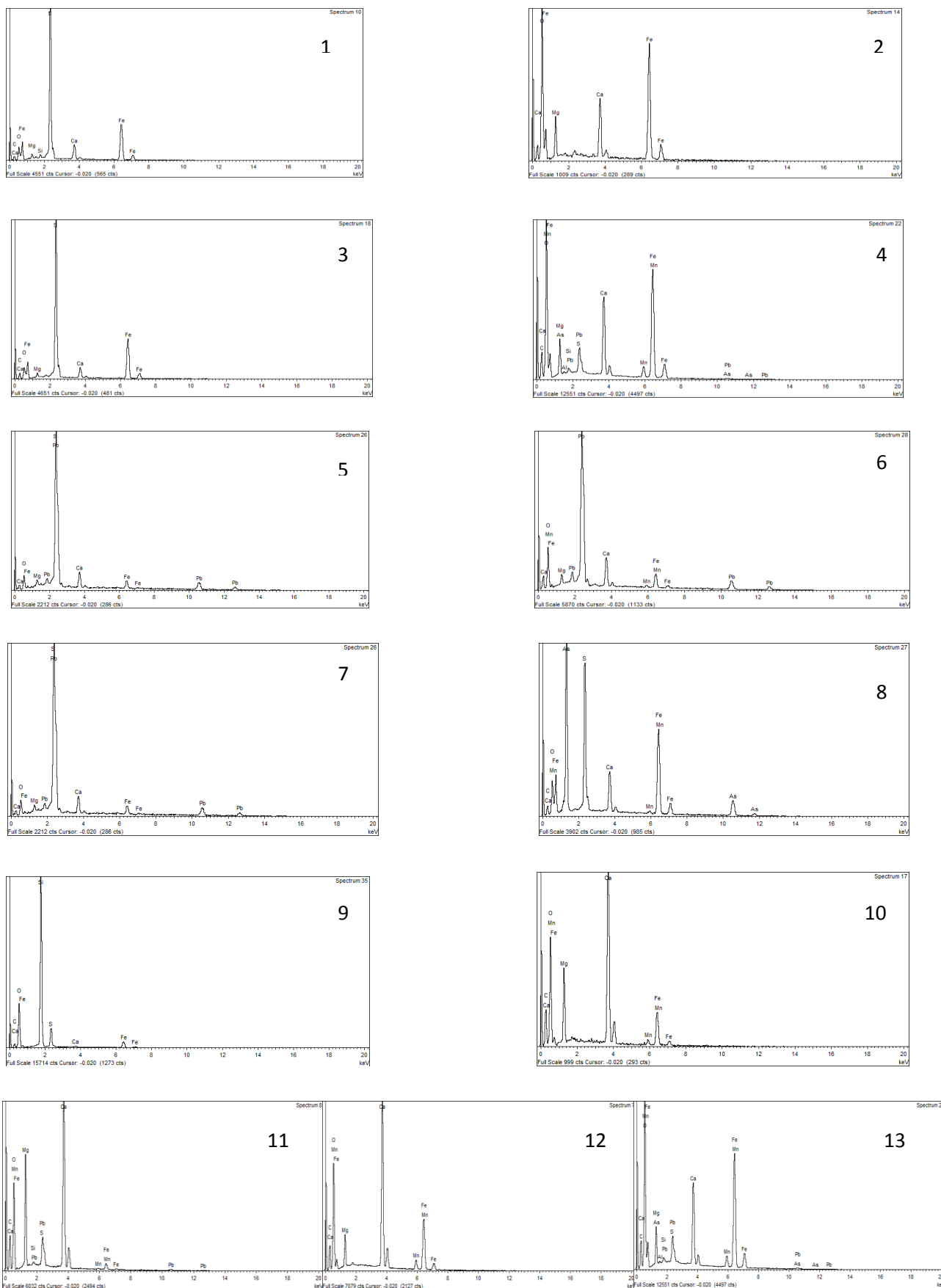


Fig 10: Espectres de les mostres analitzades. 1) pirita, 2) marcassita, 3) pirita, 4) goethita, 5) galena, 6) cerussita, 7) galena, 8) arsenopirita, 9) quar, 10) dolomita, 11) dolomia, 12) dolomita, 13) hematites.

#### 4) Discussió

De la roca encaixant, es pot deduir que era una roca calcària, la qual conté petits cristalls de fil·losilicats i de pirita, on aquest últim es troba com a piritoedres en forma disseminada, típica de diagènesi en presència de matèria orgànica. La roca calcària va patir una dolomitització, consolidant-se com una dolomia. Aquesta es de tipus nonplanar-a, el que indica que es va formar entre 50°C i 60°C (Gregg & Sibley, 1987), la qual posteriorment va patir una brexificació per on es van introduir els fluids mineralitzants.

Per forces compressives la roca encaixant es fractura, afavorint la circulació de fluids carregats de metalls; d'acord amb Morales (1994) la  $\delta_{34}\text{S}$  dels sulfurs de la mineralització de Pilar de Jaravía té valors entre +2,4 i +6,7‰, compatibles amb un sofre d'origen principalment magmàtic i possiblement una part meteòrica.

En primer lloc trobem una fase carbonatada, on em pogut observar 2 processos: a) primerament és dona un fluid carregat de carbonat (dolomita), aquest es del tipus planar-c, que són aquells carbonats que cristal·litzen més lentament dins d'un espai ja generat, cosa que es reflexa en la forma idiomòrfica i subidiomòrfica dels cristalls, on destaca alguna cara d'aquests en forma saddle, el que ens indica temperatures de fluid en un rang entre 80 i 200°C (Gregg & Sibley, 1987). I en segon lloc es produeix un nou reflux, aquest cop amb siderita. A la

figura 10 podem observar la relació entre la dolomita i la siderita. I per una altre banda b) trobem un bon exemple de reemplaçament d'una roca calcària; en aquest cas de siderita reemplaçant a la dolomita (sideritització) (Fig. 21). Aquest procés porta associat una reducció del volum de la roca reemplaçada, per la diferència de volum molar entre la siderita i la dolomita, fet que afavoreix l'aparició d'un gran nombre de forats, aportant porositat i permeabilitat a la roca alterada.

La segona etapa de cristal·litització es la sulfurada, on es veu que es una mineralització de reemplaçament i es troba ocupant els espais buits que han quedat després del procés de sideritització, on trobem pirita, galena i arsenopirita. Posteriorment es dona un altre episodi de brexificació, el qual va ser reomplert per una mica de quars i sobretot

fase més tardana.

La tercera mineralització, la sulfatada, es una fase, clarament de reemplaçament, caracteritzada per la precipitació de guix, on les condicions de formació van ser molt tranquil·les i es van poder desenvolupar grans cristalls, amb formes ideomòrfiques, formant es que es coneix com la gran geoda de guixos de Pulpí. Aquesta es una cavitat d'uns 9 metres de llarg per 2 metres d'alçada. La gènesi d'aquests espeleotemas es degut a l'atac àcid sofert per la roca encaixant carbonatada, degut a l'augment de l'acidesa del medi (karstificació de la roca encaixant) i la posterior precipitació del guix (Garcia-Guinea et al., 2002). Aquest es va formar en condicions subaquàtiques a una temperatura entre 48-56°C, similars condicions que a les Coves de Naica a Mèxic (Gázquez, et al., 2011).

Per últim trobem la fase super-

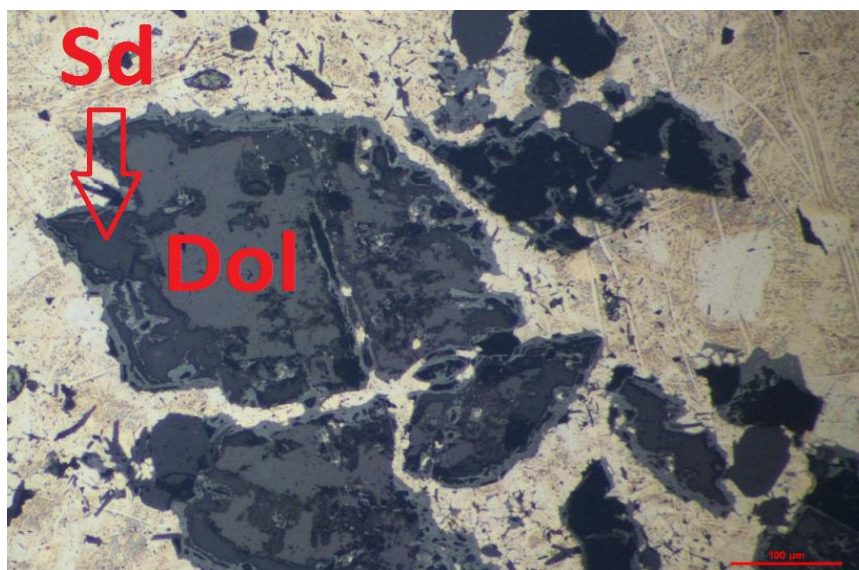


Figura 21: Llum reflectida: Dol (Dolomita) Sd (siderita). Es pot veure la textura de reemplaçament de la siderita sobre la dolomita. Escala 100 µm.

Per últim trobem la fase supergènica, la qual es dona quan els minerals entren en condicions oxigenades. Principalment trobem la formació d'òxids de ferro, que va ser la principal mena explotada, on es veuen diversos reemplaçaments per oxidació; aquest es el cas de hematites i goethita per pirita i hematites per siderita; també s'observa cerusita reemplaçant a galena. Aquesta paragenèsi queda refle-

xada a la figura 22.

### 5) Conclusió

1) A partir de l'orogen Alpí que va fer col·lisionar la placa Ibèrica i la placa Euroasiàtica, s'han format, entre d'altres, les Serralades Bètiques. Aquest fet ha condicionat la formació de conques, estructures, magmatis-

me, hidrotermalisme i la mineralitzacions de la regió, com a resultat d'una complexa evolució.

2) La principal estructura que va influir en la formació de la mineralització a Pilar de Jaravía es la falla de Palomares i les subfalles que també es van formar (Fig. 2).

3) El  $\delta_{34}S$  analitzat dels sulfurs de la mineralització de Pilar de Jaravía té valors entre +2,4 i +6,7‰ (Morales, 1994). El que indica un origen magmàtic del fluid i possiblement una part meteòrica, a través d'un model hidrotermal de tipus "hot spring" (Navarro et al., 1994)

4) La font de calor que impulsava la circulació d'aquests fluids, provenia del vulcanisme que es va donar a la regió Gata-Mazarrón-Cartagena, que va des de el Miocè fins fa uns pocs milers d'anys, avançant de Sud a Nord. Concretament la mineralització de Pilar de Jaravía coincideix en edat amb unes lamproïtes d'entre 7 i 5,7 Ma (Fig. 23), que es pensa que pot haver estat la font de calor per la proximitat amb el jaciment i la coincidència cronològica (Dyja, 2014), amb la qual cosa el classificaríem com un tipus de jaciment epitermal.

5) El jaciment es pot classificar des de un punt de vista geomètric com filonià i epigenètic respecte el principals episodis tectònics i es troba en un nivell de marbres dolomititzats d'edat triàsica, corresponent al complex Alpujarride.

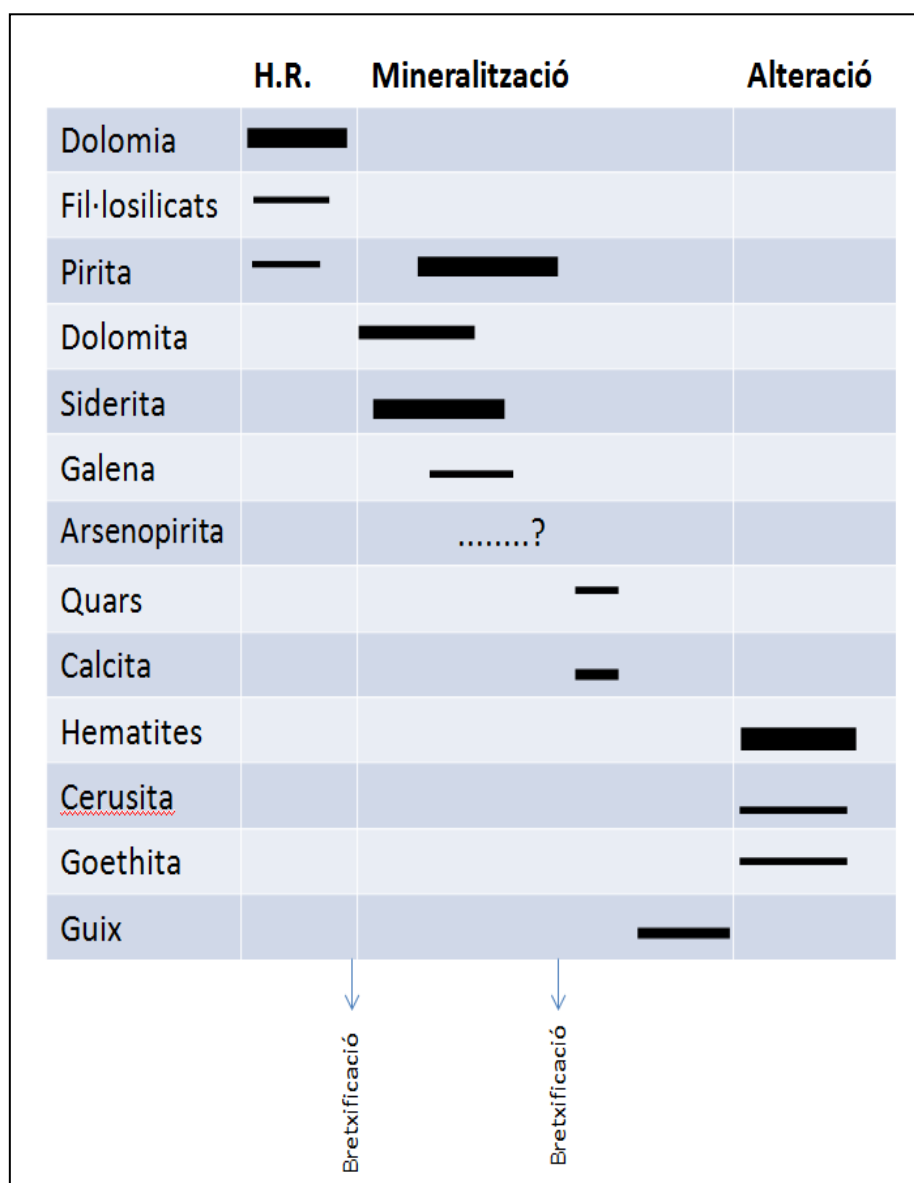


Figura 22: Quadre paragenètic.

6) La mineralització de Pilar de Jaravía es divideix en 4 períodes; 3 fases hipogèniques i 1 fase supergènica. La primera fase, la carbonatada, esta representada majoritàriament per dolomita i siderita, on trobem en alguns punts un procés de reemplaçament de Fe per Ca en dolomites (sideritització). La segona fase, la sulfurada, representada principalment per pirita i galena, reomple els espais generats de la primera fase; i la última etapa hipogènica, la sulfatada, representada pel guix, que es una altre etapa de reompliment, formant la gran geoda de guixos de Pulpí. El quart període, la etapa super-gènica, es una etapa d'oxidació un cop els minerals van pasar a condicions oxigenades; entre els que destaquem la siderita per hematites i la pirita per goethita i hematites, principals òxids de ferro que s'explotaven en aquesta regió minera i la dels voltants.

## Agraïments

Volia agrair al Dr. Esteve Cardellach, tutor del treball, la gran atenció i material proporcionats per poder realitzar aquest treball. Al Dídac Navarro, becari de la unitat de mineralogia de la UAB, per haver-me aconsellat en tot moment en tots els dubtes que em van sorgir durant la realització del treball i materials proporcionats. I també, com no, agrair al meus companys de carrera, companys de feina, professors, família i a la Meli, els quals sense ells no hauria pogut arribar a desenvolupar aquest treball de fi de grau.

## 6) Bibliografia

Álvarez, F. (1984). *Las unidades Alpujarrides y Nevado-Filábrides en el sector Águilas-Mazarrón*

(Cordilleras Béticas Orientales). El borde mediterráneo Español: Evolución del Orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas, pp. 30-32.

Araña, V., Vegas, R. (1974). *Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar arc*. Tectonophysics, 24, pp. 197-212.

Bellón, H., Brousse, R. (1977). *Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse*. Bull. Soc. Geol. France, 19, pp. 469-480.

Bousquet, J. C. (1979). *Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain*. Tectonophysics, 52, pp. 277-286.

Dyja, V.(2014). *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*. Tesis Doctoral. Université de Lorraine.

Enrique, P. (2012). *Petrografía de rocas ígneas y metamórficas a bajo aumento mediante el uso del escáner de transparencias*. Sociedad Geológica de España. Geogaceta, 51, pp. 7-10.

Espinosa-Godoy, J. S., Martín Vivaldi, J.M., Martín Alafont, J.M., Pereda, M. (1974). *Mapa geológico y memoria de la hoja nº997, Águilas*. Mapa geológico de España a escala 1:50.000. 2ª serie, plan MAGMA. ITGE.

Fallot, P. (1930). *Etat de nos connaissances Sur la structure des chaines Bétiques et Subbétiques*. Livre Jubilaire Soc. Géol. France, pp. 273-305.

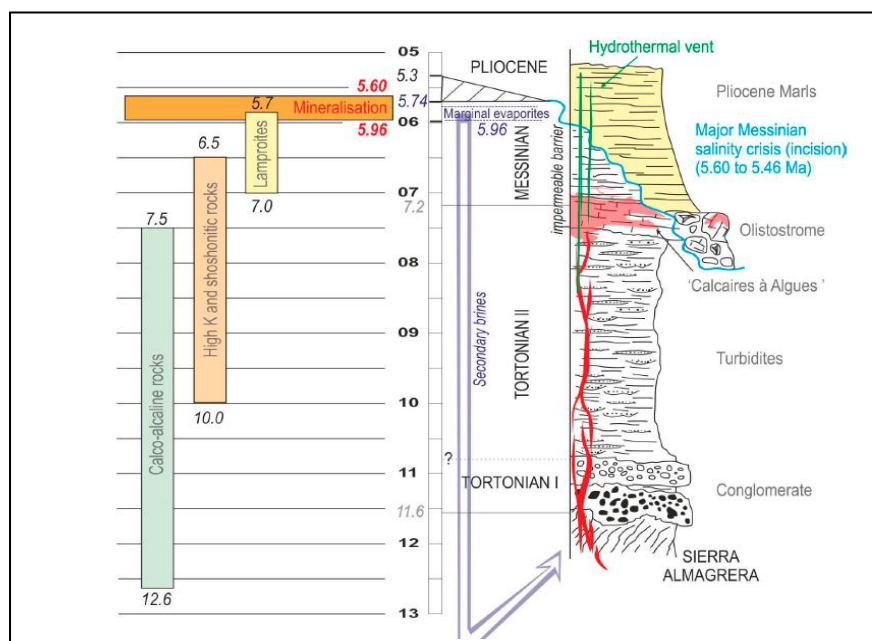


Figura 23: Representació de les relacions entre la mineralització, sedimentació i vulcanisme (Dyja, 2014)

- Gallegos, J.A. (1971). Los Alpujarrides al NW de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas) Cuad.. Geol. Min. Esp. N° 101, pp. 73-100.
- García-Guinea, J., Morales, S., Delgado, A., Recio, C., and Calahorra, J.M. (2002). *Formation of gigantic gypsum crystals*. Geological Society (London) Journal, v. 159, pp. 347-350.
- Gázquez, F., Calaforra, J.M., Sanna, L., Forti, P. (2011). *Espeleotemas de yeso: ¿Un nuevo proxy paleoclimático?*. Boletín R.Soc. Hist. Nat. Geol, 105, pp. 15-24.
- Gràcia, E., Pallàs, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Díez, S., García, M., Dañobeitia, J. (2006). *Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin*. Earth and Planetary Science Letters, 241, pp. 735-749.
- Gregg, J.M., Sibley, D.F. (1987). *Classification of dolomite rock textures*. Journal of Sedimentary Petrology, 57, pp. 967-975.
- López Ruiz, J., Rodríguez Badiola, E. (1980). *La región volcánica neógena del sureste de España*. Estudios Geológicos 36, pp. 5-63.
- Martín Escorza, C., López J. (1988). *Un modelo geodinámico para el volcanismo neógeno del SE Ibérico*. Estudios Geol. 44; Pág. 243-251.
- Martínez-Martínez, J., Soto, J., Balanyá J. (2002). *Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongate dome (Betics, SE Spain)*. Tectonics, 21 (3) art. no. 1012.
- Morales Ruano, S. (1994). *Mineralogía, Geoquímica y metalogénia de los Yacimientos Hidrotermales del SE de España (Águilas-Sierra Almagrera)*. Tesis doctoral. Universidad de Granada.
- Navarro, A., Viladevall, M., Font, X., Martínez-Frías, J. (1994). *Aproximación a la hidrodinámica de los sistemas hidrotermales "liquido-dominantes" asociado a yacimientos de Au-Ag. Aplicación teorica al sector Almagrera-Herrerías (Almería)*. Estudios Geol., 50; pp. 189-199.
- Palero, J., Gómez, F., Cuesta, J.M. (2000). *Pilar de Jaravía, La geoda Gigante de la mina rica*. Revista Bocamina, 6; pp. 52-67.
- Rytuba, J.J., Arribas Jr., A., Cunningham, C.G., Mckee, E.H., Podwysoki, M.H., Smith, J.G., Kelly, W.C. and Arribas, A., (1990). *Mineralized and unmineralized calderas in Spain; Part II, evolution of the Rodalquilar caldera complex and associated goldalunite deposits*. Mineral. Deposita, 25. pp. 29-35.
- Sanz de Galdeano, C. (1990). *Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present*. Tectonophysics, 172, pp. 107-119.
- Sharp, J. M., Ykyle, J. R. (1988). *The role of groundwater processes in the formation of ore deposits, en W. Rosenshein Back y P. Seaber, (eds.)*. The Geology of North America, Hydrogeology, Geol. Soc. Amer, pp. 461-483.
- Vera, J.A. (1992). *Stratigraphic record and paleogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain*. Basin Research 4, pp.21-36.