



Universitat d'Alacant  
Universidad de Alicante

Génesis de mármoles comerciales "Marrón emperador" y "Marrón imperial" (Cretácico superior, Prebético externo, sector Jumilla-Yecla-Fuente de La Higuera)

M.<sup>a</sup> Concepción Muñoz Cervera



Tesis

**Doctorales**

[www.eltallerdigital.com](http://www.eltallerdigital.com)

UNIVERSIDAD de ALICANTE



Universitat d'Alacant  
Universidad de Alicante

M<sup>a</sup> Concepción Muñoz Cervera

---

GÉNESIS DE MÁRMOLES COMERCIALES  
"MARRÓN EMPERADOR" Y  
"MARRÓN IMPERIAL" (CRETÁCICO  
SUPERIOR, PREBÉTICO EXTERNO, SECTOR  
JUMILLA-YECLA-FUENTE DE LA HIGUERA

---

M<sup>a</sup> Concepción Muñoz Cervera

Universitat d'Alacant  
Universidad de Alicante



Universitat d'Alacant  
Universidad de Alicante

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y MEDIO AMBIENTE  
FACULTAD DE CIENCIAS

GÉNESIS DE MÁRMOLES COMERCIALES “MARRON EMPERADOR” Y  
“MARRON IMPERIAL” (CRETÁCICO SUPERIOR, PREBÉTICO EXTERNO,  
SECTOR JUMILLA-YECLA-FUENTE DE LA HIGUERA)

M<sup>a</sup> CONCEPCION MUÑOZ CERVERA

Tesis presentada para aspirar al grado de

DOCTORA POR LA UNIVERSIDAD DE ALICANTE

Programa de doctorado: Doctorado en Ciencias Experimentales y Biosanitarias

Dirigida por:

JUAN CARLOS CAÑEVERAS JIMENEZ

Profesor Titular de Universidad





Tesis doctoral: GENESIS DE MÁRMOLES COMERCIALES “MARRON EMPERADOR” Y “MARRON IMPERIAL” (CRETÁCO SUPERIOR, PREBÉTICO EXTERNO, SECTOR JUMILLA-YECLA-FUENTE DE LA HIGUERA)

Autor: M<sup>a</sup> Concepción Muñoz Cervera

Tutor: Juan Carlos Cañaveras Jiménez

El tribunal nombrado para juzgar el Proyecto arriba indicado, compuesto por los siguientes miembros:

Presidente: Dra. M<sup>a</sup> Ángeles García del Cura

Vocal: Dr. Sergio Sánchez Moral

Secretario: Dr. David Benavente García

Acuerdan otorgarle la calificación de:

Alicante, 2016

El Secretario del Tribunal



# Agradecimientos

---

Quiero dar las gracias en este espacio a todas las personas que en algún momento me han animado a realizar la tesis doctoral o han contribuido a ello con su apoyo, su tiempo, conocimientos o materiales a su alcance de forma desinteresada.

En especial a Juan Carlos, mi esposo, que siempre ha creído en mí, con todo lo que eso conlleva. Por su amor y generosidad.

A la Dra. M<sup>a</sup> Ángeles García del Cura que fue la que me introdujo en el tema de dolomías brechoides, y siempre ha estado dispuesta a compartir y enseñar sus amplios conocimientos y experiencia en el mundo de la petrología.

De nuevo a mi esposo, mi maestro y director de esta tesis, el Dr. Juan Carlos Cañaveras de la Universidad de Alicante, por su apoyo, sus consejos y su continuo ejemplo, que son un estímulo para que todo el que trabaja con él acabe descubriendo el “encanto” de la investigación geológica.

A Miguel Ángel Rodríguez García, geólogo, investigador y alma de Georock S.L., por acompañarme hasta algunas de las canteras para conseguir los permisos de entrada, por facilitarme parte de su material pétreo para el estudio y por las charlas científicas sobre la geología de la zona de estudio que tanto conoce.

Al Dr. Idefonso Armenteros del departamento de Geología de la Universidad de Salamanca, por brindarme sus conocimientos sobre catodoluminiscencia y enseñarme a utilizar el instrumental del departamento, dedicarme su tiempo, ofrecerme todo su material sobre el tema, por recibirme tan amablemente y estar dispuesto a ayudar en todo momento.

Al Dr. Sergio Sánchez del CSIC, por su generosidad al ofrecerme la oportunidad de realizar las analíticas de mis muestras en el CL-ESEM del Museo Nacional de Ciencias Naturales y por estar siempre dispuesto a colaborar.

Al Dr. David Benavente del Departamento del Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente de la Universidad de Alicante, por contar siempre conmigo en sus proyectos de

investigación y docentes, por animarme y estar siempre dispuesto a la hora de tratar algunos datos analíticos, por enseñarme a manejar programas y ayudarme con la comprensión de algunos textos especializados.

Al Dr. José Vicente Guardiola del Departamento de Ciencias del mar y Biología Aplicada de la Universidad de Alicante, por ayudarme con algunas cuestiones informáticas y por echarme una mano en el ámbito laboral para que pudiera dedicar un tiempo extra a terminar este trabajo.

A Manolo y Feli por preparar con tanto cariño como profesionalidad la ingente cantidad de muestras que se ha necesitado para realizar este trabajo.

A mis compañeros profesores y compañera doctoranda del área de Petrología y Geoquímica y del Laboratorio de Ciencias del Karst, Jaime, Javier y Conchi, por su cariño y por estar siempre dispuestos a echar una mano cuando hace falta.

A mis hijos, porque, en el fondo, todo este esfuerzo es por ellos.

Y, como no, a mis padres, que me inculcaron la curiosidad científica desde bien pequeña.

.



*M<sup>a</sup> Concepción Muñoz Cervera*  
*Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente*  
*Universidad de Alicante*  
*Alicante, 2016*





<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Antecedentes .....	1
1.2 Contexto geológico.....	4
1.2.1 Tectónica.....	7
1.2.2. Historia geológica.....	8
1.3 Justificación.....	9
1.4 Objetivos.....	13
<b>2. Metodología</b>	<b>15</b>
2.1 Revisión bibliográfica.....	16
2.2 Trabajo de campo .....	17
2.3 Técnicas .....	17
2.3.1 Técnicas petrográficas.....	17
2.3.2 Difracción de rayos X (DRX).....	22
2.3.3 Geoquímica de elementos mayores y trazas .....	24
2.3.4 Geoquímica isotópica.....	24
3.3.5 Color.....	25
2.4 Tareas descriptivas y nomenclaturas.....	27
2.4.1 Criterios de descripción de brechas .....	27
2.4.2 Criterios de descripción de brechas .....	28
2.4.3 Vénulas calcíticas: Fisuras, vénulas y venas .....	32
3.4.4 Dolomías: Criterios descriptivos y terminología de fábricas dolomíticas.....	34
<b>3. Caracterización petrográfica</b>	<b>37</b>
3.1 Sector suroeste.....	39
3.1.1 Cantera de Jumilla-JUM.....	40
3.1.2 Cantera Sierra de la Fuente-FUEN.....	49
3.1.3 Cantera NW Sierra de la Cingla-JIM.....	60

3.2 Sector central.....	72
3.2.1. Cantera W Sierra de la MAgdalena-JUM.....	73
3.2.2 Cantera Sierra de la Fuente-FUEN .....	81
3.2.3 Sierra del Príncipe-SP.....	89
3.2.4 Sierra del Cuchillo-SC.....	97
3.3. Sector noreste.....	103
3.3.1 Canteras de La Encina - EN.....	104
3.3.2 Fuente de la Higuera – FHE.....	112
3.4 Grupos petrológicos, sus características y distribución.....	118
3.5 Catodoluminiscencia.....	121
3.6 Análisis de color.....	131
<b>4. Composición mineral y geoquímica</b> .....	<b>139</b>
4.1 Composición mineralógica.....	139
4.2 Geoquímica de elementos mayores y trazas .....	145
4.3 Isótopos estables de oxígeno y carbono.....	157
<b>5. Discusión</b> .....	<b>165</b>
5.1 Distribución espacial de los cuerpos brechoides dolomíticos .....	165
5.2 Las dolomías .....	167
5.2.1 Tipologías.....	167
5.2.2. Estequiometría y orden.....	171
5.2.3. Geoquímica.....	172
5.2.3.1 Estroncio.....	174
5.2.3.2 Sodio.....	175
5.2.3.3 Hierro y manganeso.....	176
5.2.3.4 Isótopos estables.....	177
5.2.3.5 Catodoluminiscencia.....	180
5.3 El proceso de dolomitización.....	183
5.3.1. El origen del magnesio.....	187
5.3.2 Modelo de circulación de fluidos.....	188
5.3.3 Temperatura.....	189
5.3.4. Modelo de dolomitización.....	190
5.4 Brechificación.....	191
5.4.1. Vénulas y rellenos calcíticos.....	192
5.4.2 Interpretación genética.....	193
5.5 Secuencia Diagenética.....	197
5.6 Las dolomías brechoides en el modelo evolutivo de la cuenca.....	196
5.7 Implicaciones comerciales.....	203
5.7.1 Análisis de color.....	203
5.8 Conclusiones.....	206
<b>6. Referencias</b> .....	<b>209</b>

# 1 INTRODUCCION

---

**L**AS rocas dolomíticas brechoides son un tipo de material pétreo utilizado en construcción (roca ornamental) caracterizado por la anisotropía, tanto de sus características estéticas como petrofísicas. El presente estudio se enmarcó originalmente en el proyecto MAT 2003-01823, financiado por el MCYT, en el que se ha pretendido determinar la anisotropía de las propiedades mecánicas, y estéticas, así como la durabilidad, mediante la caracterización petrológica y petrofísica de las rocas. El conocimiento de estas propiedades permitirá optimizar, tanto la extracción como la manufactura de este tipo de rocas. Asimismo, este conocimiento es fundamental para asignar los usos más adecuados en obra de las rocas dolomíticas brechoides.

Debido a su anisotropía se eligió el mármol comercial Marrón Imperial - Marrón Emperador, junto con otras rocas ornamentales que no son objeto de este trabajo, para realizar el citado proyecto. La palabra mármol en este trabajo tiene la acepción de mármol comercial, roca industrial fundamentalmente carbonática, que acepta pulido sin precisar de procedimientos y/o aditivos de tipo químico, según el Marble Institute of America (MIA) y la norma ASTM C119.

## 1.1 Antecedentes

Las rocas ornamentales que se comercializan con la denominación Marrón Imperial (Visemar S.L., Luis Sánchez S.A. – Levantina de Mármoles S.A., Bermarmol S.A., Hermanos Jiménez, S.A.) y Marrón Emperador (Esteve & Mañez S.A.) (García del Cura et al 1999; Muñoz Cervera, 2008), son dolomías brechoides de color oscuro que de acuerdo con la clasificación del MIA pertenece al Grupo C de mármoles comerciales.

Las canteras del mármol comercial denominado “Marrón Imperial” (FPD, 1994 y ROC MAQUINA, 1998) se localizan en los municipios de Yecla y Jumilla en la provincia de Murcia. Las explotaciones se concentran principalmente a lo largo del lado sur de la Sierra de la Magdalena, al NE de dicha sierra, y a lo largo de su prolongación occidental, Sierra de la Cingla, Sierra de la



Fuente y parte oriental de la Sierra de las Cabras. En la provincia de Alicante el mármol con denominación “Marrón Emperador” (Llopis et al, 1992; FDP, 1994) se explota al NO en los cerros El Reocín y El Saltador situados en el término municipal de Villena. En la cantera de La Encina, de la empresa Esteve y Mañez S.A., se extraen materiales que se atribuyen al Senoniense (Lendínez y Tena-Dávila, 1979) y constituyen un fuerte resalte topográfico de potencia superior a los 60 m. Las explotaciones de esta roca ornamental también se localizan en la provincia de Albacete en el cerro Cabezo del Rosario.

Otros mármoles con denominaciones parecidas como “Emperador o mármol Emperador”, extraído en Buñol (Valencia) y el “Piel de Serpiente” o “Piel Serpentina”, extraído en Bullas (Murcia), tienen en común con los primeros su calidad ornamental y el hecho de que se trata también de dolomías brechificadas. También se cita el “Marrón Imperial” como roca extraída en Estepa (Sevilla), por el ITGE (1991).

El área geográfica de explotación de ésta roca ornamental se encuentra entre las provincias de Murcia, Albacete y Alicante, y estratigráficamente corresponde a las zonas en las que la Formación Calizas y Brechas calcáreas de la Sierra de Utiel se encuentra dolomitizada presentando un aspecto masivo, muy brechoide y una coloración que oscila entre el negro y el gris (Martín Chivelet, 1992). La formación de estas dolomías se ha interpretado como un proceso de dolomitización masivo cuyo techo es heterocrónico, hecho que también dificulta la determinación de su caracterización estratigráfica. La Fm. Sierra de Utiel fue definida por Vilas et al. (1982) en la Cordillera Ibérica Suroccidental. Posteriormente Martín Chivelet (1992, 1994) extiende la definición al Prebético en la región del Altiplano de Jumilla-Yecla en donde se encuentran las canteras de explotación del “Marrón Imperial y Marrón Emperador”. Este último autor describe la formación como un tramo bien estratificado de calizas blancas de origen mareal cuyo espesor varía en la zona del Altiplano entre los 60 y los 150 metros (Martín Chivelet y Jiménez, 1992). Estas calizas son esencialmente biopelmicritas y biointramicritas *wackestone - packstone*, con abundantes miliólidos y otros foraminíferos bentónicos. En la zona central del área de estudio aparecen bancos de orden centimétrico de calizas arrecifales (corales y rudistas) y/ bancos calcareníticos que rompen la monotonía de las series tableadas calizas que caracterizan esta formación cuando no está dolomitizada (Martín Chivelet, 1994).

En base al contenido paleontológico (foraminíferos bentónicos) y a la posición estratigráfica-secuencial Ramírez del Pozo y Martín Chivelet (1994) y Luperto Sinni et al. (2000) sitúan la anteriormente mencionada Fm. Sierra de Utiel en la edad Coniaciense superior – Santiense superior (Figura 1.1).

La Formación Sierra de Utiel se encuentra siempre en tránsito gradual y rápido sobre las calizas y margocalizas finamente tableadas de la Fm. Alarcón definida por Vilas et al. (1992) para la Cordillera Ibérica Suroccidental, con extensión al Prebético en Martín Chivelet (1994). En la zona de estudio la Fm. Alarcón está representada por materiales calizos tableados predominantemente. En el techo de las dolomías brechoides se encuentran unas calizas blancas y calizas margoso-arenosas con gran contenido fosilífero. Martín Chivelet (1994) propone esta unidad como correspondiente a la Fm. Calizas de la Rambla de los Gavilanes (Figura 1.2). En otras ocasiones aparece sobre la Fm. Sierra de Utiel, la Fm. Calizas Arenosas del Molar (Martín Chivelet, 1994), formada por calizas arenosas con orbitólidos, calizas biomicríticas y areniscas con cemento carbonático y estratificación cruzada. En ambos casos el límite superior de la Fm. Sierra de Utiel constituye una discontinuidad estratigráfica que

marca el límite entre dos secuencias deposicionales y que marca un cambio importante en la geometría de la cuenca (Martin Chivelet, 1994).

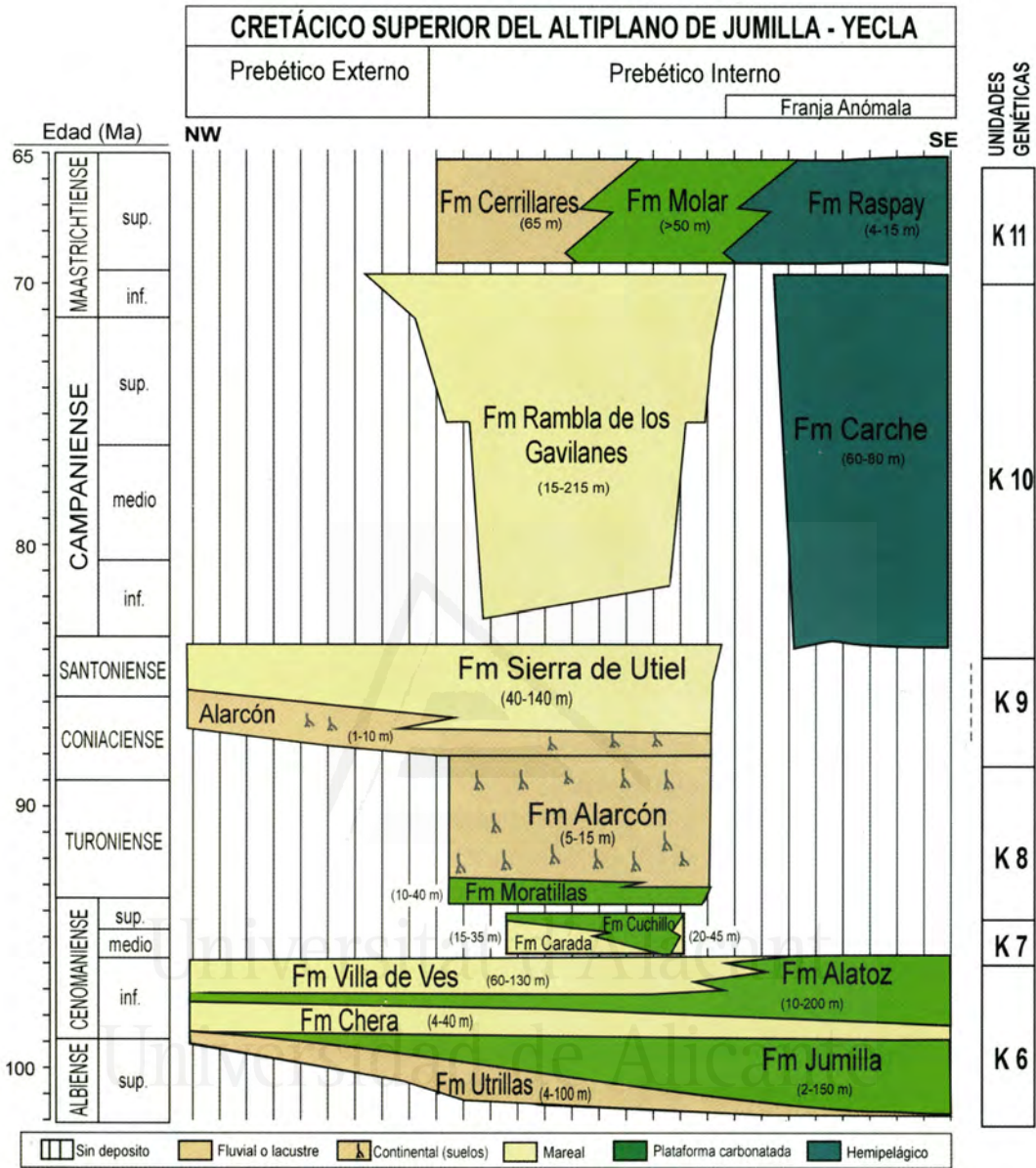


FIGURA 1.1. Cuadro cronoestratigráfico de las unidades litoestratigráficas del Cretácico superior en Jumilla-Yecla. También se incluyen su agrupación en grandes unidades genéticas limitadas por discontinuidades estratigráficas (Vilas et al., 2005; basado en Martín Chivelet 1992, 1995).

En algunos trabajos en los que se analizan diversas características técnicas (petrográficas, petrofísicas) de este mármol comercial, como los realizados por Llopis et al. (1992), Ordóñez et al. (1999), García del Cura et al. (1999), Rodríguez García et al. (2005), García del Cura y Rodríguez-García (2005), Muñoz-Cervera et al., (2008), se expone que estos materiales poseen aspectos petrográficos variables dentro de unas características comunes.

En general, se trata de dolomías en las que se reconocen procesos de brechificación y karstificación, los cuales no aparecen de manera uniforme. El tipo petrológico predominante es el brechoide definido por vénulas claras de calcita y dolomita que delimitan una serie de

clastos de dolomías de color marrón, en tonalidades más o menos claras. Estas dolomías presentan diferentes texturas cristalinas que puede variar desde la micrítica hasta la mesocristalina y macrocristalina (incluso hasta 300µm). Las oscilaciones en el tamaño cristalino pueden presentarse en ocasiones formando bandeados. Además, el grado de dolomitización tampoco es el mismo en todos los afloramientos, ni incluso dentro de la misma explotación, lo cual afecta al grado de conservación de las texturas primarias. Asimismo, se han reconocido texturas de dedolomitización afectando a determinados tipos doloesparíticos. Los estilolitos son bastante comunes y abundantes en esta roca, a veces separan áreas con textura y composición diferentes y, además, en algunos casos, sirven para el desarrollo posterior de vénulas (García del Cura et al., 1999). En dichos trabajos también se encuentran referencias a la porosidad, la cual puede ser en esta facies de tipo intercristalina y de tipo secundario asociado a fracturas, vénulas y/o a procesos kársticos. A macroescala, el aspecto de los frentes de cantera es de un enrejado formado por fracturas y cavidades kársticas con marcado control estructural. Dichas cavidades presentan una disposición subvertical unidas por pequeños conductos oblicuos irregulares, las cuales suelen estar rellenas con espeleotemas bandeados.

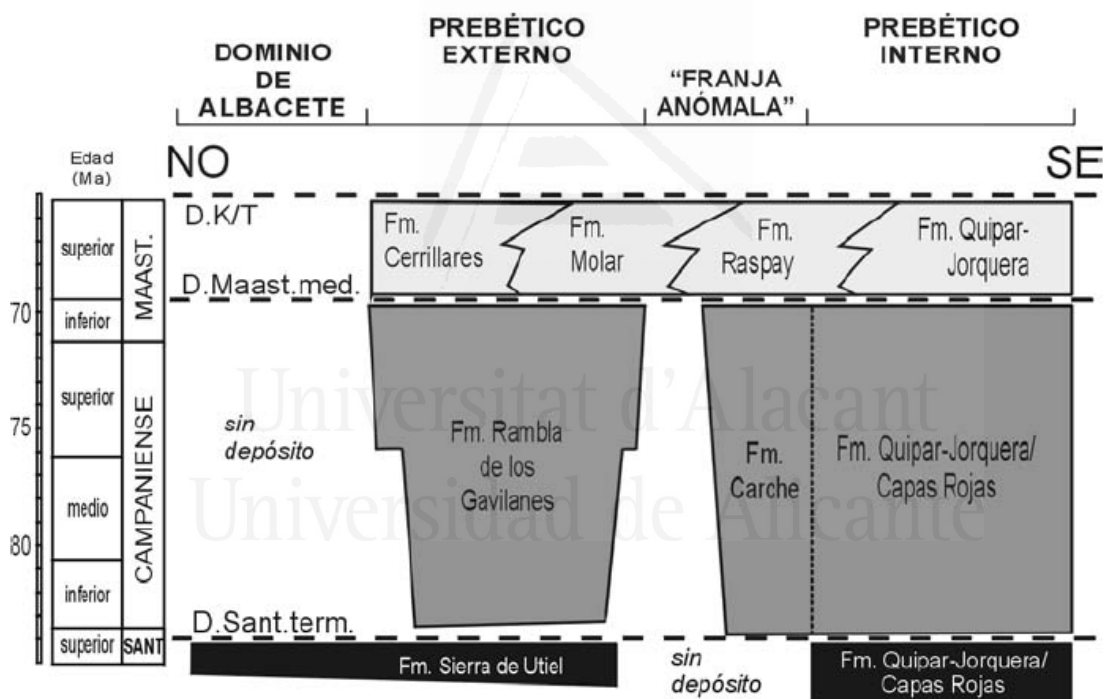


FIGURA 1.2. Cuadro cronoestratigráfico del Cretácico superior para el Prebético Chacón y Martín Chivelet 2003).

## 1.2 Contexto geológico

Las extracciones de los mármoles comerciales “Marrón Imperial” y “Marrón Emperador” se concentran principalmente a lo largo de la Sª de la Magdalena y Sª de Cingla, en el municipio de Yecla, y la Sª de la Fuente y del Alto Doncel en el municipio de Jumilla, en la provincia de Murcia. En la provincia de Albacete, las explotaciones se realizan en la Sª del Cuchillo, en el término municipal de Caudete y en la provincia de Alicante, al NO en los cerros El Reocín y El Saltador

situados en el término municipal de Villena. Estas sierras bajo el punto de vista geológico se localizan en la parte más septentrional de la Zona Oriental de la Cordillera Bética.

La Cordillera Bética forma parte de una cadena montañosa que se originó durante el plegamiento alpino y que presenta una dirección dominante OSO-ENE. Todas sus cordilleras se formaron durante el Mioceno como consecuencia de los movimientos horizontales de tres fragmentos de la litosfera: la Placa ibérica, la Placa africana y la Subplaca mesomediterránea. En la Cordillera Bética se pueden diferenciar cuatro unidades en función de la edad de las rocas y el grado de deformación que les afecta: las Zonas Externas Béticas, las Zonas Internas Béticas, el Complejo del Campo de Gibraltar y las Cuencas Neógenas postorogénicas. De estas cuatro unidades, el área de estudio se localiza en las Zonas Externas Béticas (Figura 1.3).

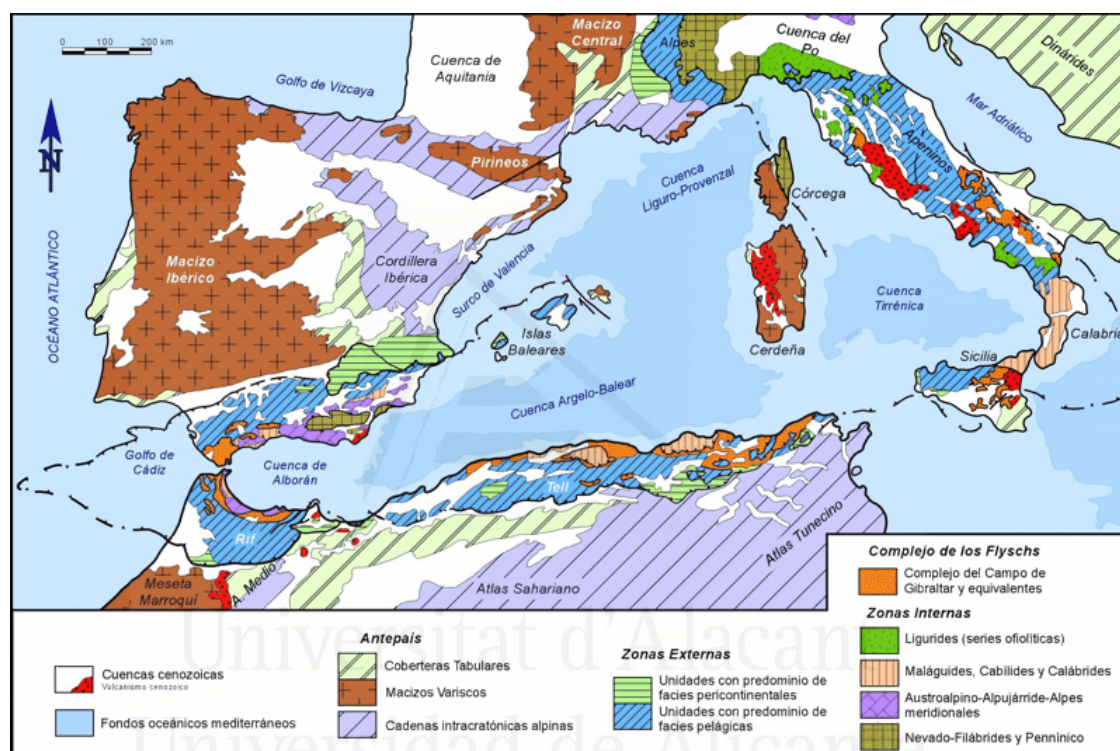


FIGURA 1.3. Mapa geológico del segmento occidental del Orógeno Alpino Perimediterráneo (Vera et al., 2004)

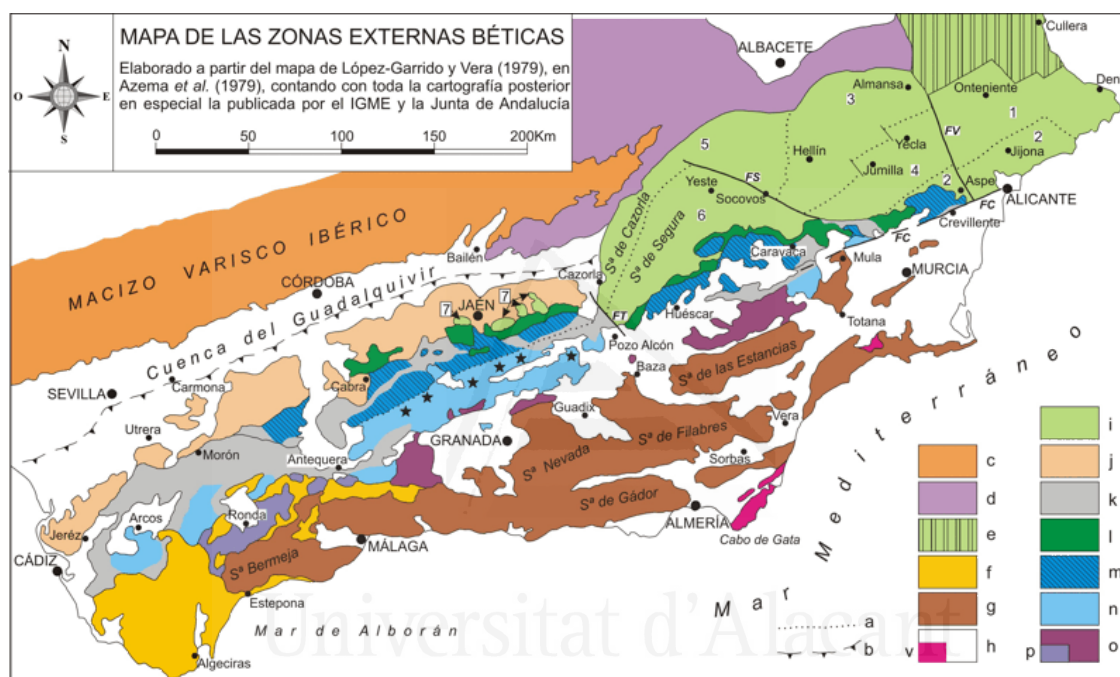
Las Zonas Externas se sitúan en la parte septentrional de la Cordillera Bética y están formadas por rocas sedimentarias mesozoicas y cenozoicas cabalgadas y plegadas. Estos materiales, en su mayoría de origen marino, se depositaron en una cuenca sedimentaria en el borde continental del S de Iberia, con sedimentación hasta el plegamiento alpino. Presentan una estructura caracterizada por un despegue generalizado entre el zócalo (Paleozoico hercínico) y la cobertera deformada (pliegues, fallas y mantos de cabalgamiento), en los que el Trías arcilloso-evaporítico actúa como material de despegue y los cabalgamientos tienen vergencia general hacia el N.

A partir de criterios tectónicos y estratigráficos, las Zonas Externas Béticas se dividen en dos grandes unidades: Zona Subbética al Sur y Zona Prebética al Norte (Blumenthal, 1927; Fallot, 1948; Fontboté 1970). Esta división se explica por la existencia de un frente de cabalgamiento (Mioceno medio-superior) que sirve de límite entre ellas. La Zona Subbética presenta un área de materiales



alóctonos consistentes en facies pelágicas a partir del Lías medio coincidiendo con el inicio de la fase principal de fracturación intracontinental (Vera, 2001). Representa la zona de depósito marino más alejada del continente, con materiales de cuenca oceánica y eventualmente rocas volcánicas efusivas durante el Mesozoico.

La Zona Prebética está formada por materiales para-autóctonos o moderadamente alóctonos, que se corresponden con facies depositadas en medios marinos poco profundos, con episodios continentales e intervalos erosivos en algunos sectores (Figura 1.4). El Prebético está constituido por rocas sedimentarias del Triásico al Mioceno, plegadas y despegadas de su basamento prealpino.



**FIGURA 1.4.** Mapa de las Zonas Externas Béticas (en Vera et al., 2004). Leyenda: a.- Límites entre las unidades morfoestructurales delimitadas en el Prebético y límite entre dominios paleogeográficos del Subbético, cuando no coincida con un límite tectónico. b.- Frente norte del Complejo Olistostrómico del Guadalquivir detectado en el subsuelo. c.- Macizo Ibérico. d.- Cobertera Tabular. e.- Cordillera Ibérica. f.- Complejo del Campo de Gibraltar. g.- Zonas Internas Béticas. h.- Cuencas Neógenas postorogénicas (v.- rocas volcánicas neógenas). i-p: Zonas Externas Béticas. i.- Prebético (1.- Prebético de Onteniense-Denia. 2.- Prebético de Aspe-Jijona-Alicante. 3.- Prebético de Hellín-Almansa. 4.- Prebético de Jumilla-Yecla. 5.- Prebético de las Sierras de Cazorra y Alcaraz. 6.- Prebético de la Sierra de Segura. 7.- Prebético de Jaén). j.- Afloramientos del Complejo Olistostrómico del Guadalquivir. k.- Complejos Caóticos Subbéticos (Subbético con estructura interna caótica). l.- Dominio Intermedio. m.- Subbético Externo. n.- Subbético Medio (asteriscos: principales afloramientos de rocas volcánicas jurásicas). o.- Subbético Interno (p.- Penibético). Abreviaturas de estructuras geológicas: FC.- Falla de Crevillente. FS.- Falla de Socovos. FT.- Falla de Tíscar. FV.- Falla del Vinalopó.

Durante la mayor parte de su historia geológica constituyó un dominio de plataforma adyacente al continente, con depósito predominante de materiales carbonatados. A esta plataforma accedieron sedimentos terrígenos procedentes del continente (Macizo Ibérico) que en algunos puntos pudieron expandirse por la mayor parte del dominio. El área de estudio comprende materiales depositados en la Zona Prebética (Figura 1.4). Los diferentes autores que han estudiado la

estratigrafía del Prebético (Jerez, 1973; Azéma et al., 1979; Rodríguez Estrella, 1979; de Ruig, 1992; García Hernández et al., 1980; Baena y Jerez, 1982; entre otros) han establecido divisiones del mismo con nomenclaturas similares, pero interpretándolo de diferentes formas. Desde el punto de vista de la continuidad del registro sedimentario, y en concordancia con el criterio de cercanía al continente, el Prebético se divide en los siguientes dominios:

- **Prebético externo**, sin registro sedimentario desde finales del Jurásico hasta el Barremiense, Hellín-Almansa, al norte; y
- **Prebético interno**, con continuidad sedimentaria Jurásico-Cretácico, Jumilla-Yecla, al sur.

Entre un dominio y otro se encuentra una falla, llamada **falla lítrica de borde (FLB)**, la cual se considera que se produjo durante la sedimentación de los materiales depositados en el Cretácico.

Atendiendo a las características sedimentarias y estratigráficas en el Prebético interno se separan los materiales del Cretácico superior en: **septentrional**, materiales situados al Norte y **meridional o de Alicante**, los materiales situados al Sur de un accidente paleogeográfico llamado **franja anómala** (Martínez del Olmo et al, 1982) (Figura 1.5). Los materiales situados al Norte, se caracterizan por representar áreas marinas someras, mareales y en ocasiones continentales y los materiales al Sur de dicha franja representan materiales de zonas marinas profundas situadas en la parte distal de la plataforma. En el paso de una subunidad a otra no coincide la zona de Aspe-Jijona-Alicante, con el de las zonas Jumilla-Yecla, Onteniente-Denia.



**FIGURA 1.5.** Mapa indicando la separación del Prebético externo y el interno por la denominada 'franja anómala'. (Chacón y Martín Chivelet 2003).

### 1.2.1 Tectónica

La Fm. Sierra de Utiel aflora en una alineación morfoestructural de dirección NNE-SSO a NE-SO formada por las Sierras del Príncipe y del Cuchillo entre los límites de las provincias de Albacete, Murcia y Alicante.

Esta alineación morfoestructural está constituida por una potente serie carbonática de edad Cretácico superior, y ligada al accidente tectónico de la falla de Jumilla-Caudete (Jumilla-Yecla-Caudete-Font de la Figuera), con una extensión de más de 30 km. La falla de Fuente de la Higuera se extiende en dirección NE-SO, es de tipo inverso y se produce como respuesta a los empujes Alpinos con dirección comprendida entre ENE-OSO y NNE-SSO (IGME, 1981; Hoja 1:50.000: 819, Caudete).

Los materiales de la serie carbonática (calco-dolomítica) forman parte de una cobertera que está “despegada” de un basamento de edad Paleozoica. El resultado es que se forman una serie de anticlinales y sinclinales, y algunos cabalgamientos, que afectan a esta serie carbonática. La dirección principal de las estructuras geológicas se conoce como dirección bética.

Posteriormente a la primera fase de plegamiento fueron atravesados por alineaciones diapíricas transversales (NO-SE), ligadas a fracturas y fallas con un componente de desgarre sinistral que separan las estructuras anticlinales y sinclinales (Figura 1.6), causando el que los materiales de la sierra del Cuchillo, Rosario y Caparucho sean para-autóctonos.

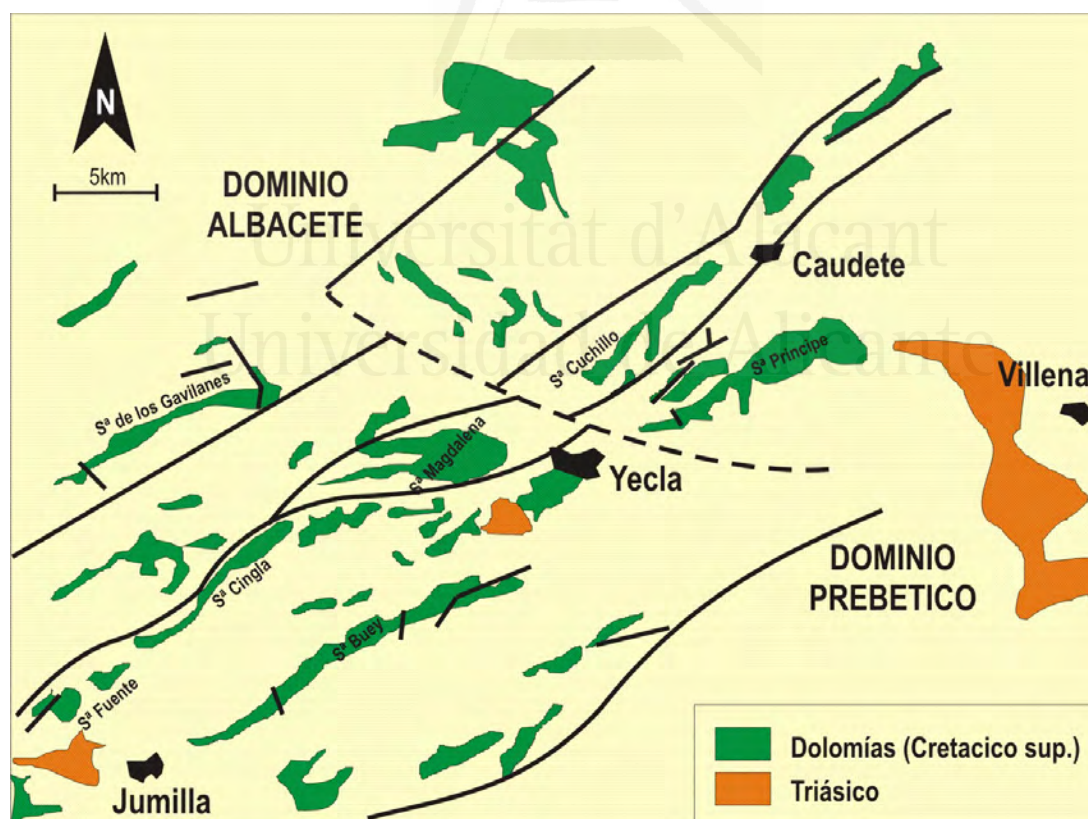


FIGURA 1.6. Distribución de los afloramientos del Cretácico superior en la zona de estudio (basado en Martín-Chivelet 1994 y García del Cura et al., 1999). Se marcan los dominios tectosedimentarios Mesozoicos del Margen Bético en la actualidad y las principales accidentes tectónicos

## 1.2.2 Historia geológica

En la figura 1.7 se muestra la evolución geológica de la Cordillera Bética y dominios adyacentes desde el Triásico hasta la actualidad. El Cretácico superior constituye una etapa individualizada en el Prebélico que supuso el tránsito entre un intervalo de tectónica extensional (Cretácico inferior) y uno de tectónica comprensiva (Paleógeno y Neógeno).

Durante el Cretácico superior la paleogeografía de la zona estudiada sufrió grandes cambios controlados por la actividad de fallas, pudiéndose diferenciar varias etapas (Vilas et al., 2005) (Figura 1.8).

## 1.3 Justificación

Las rocas constituyen medios muy heterogéneos derivados de la complejidad de los ambientes sedimentarios y contextos diagenéticos y tectónicos con los que han interactuado a lo largo de su génesis. El estudio de las características petrográficas y de las propiedades petrofísicas de estas rocas sirve para establecer criterios petrográficos de calidad de las mismas para su empleo como roca ornamental, suministrando importante información a considerar, tanto para su emplazamiento en obra, como para su manufactura. El conocimiento de la distribución espacial de estas propiedades en el litotecto a explotar permite la optimización de su explotación.

De forma genérica, las rocas son materiales esencialmente anisótropos. El concepto de anisotropía en rocas ornamentales y de construcción, puede establecerse inicialmente y a escala de elemento constructivo, como *anisotropía visual*, debida a laminaciones sedimentarias, pizarrosidad, esquistosidad, cambios de color, acumulaciones de minerales, etc. Estas propiedades observables directamente, deben influir en la disposición de la roca dentro de la obra de construcción de manera que, en elementos estructurales, deben disponerse con la superficie de máxima anisotropía (laminaciones, estilolitos, esquistosidad) perpendicular a la tensión máxima de carga.

En rocas ornamentales de pavimentación o revestimiento, con el objeto de aprovechar al máximo las posibilidades estéticas del material, se suelen disponer de forma que los elementos constructivos (losas o aplacados) se corten en la dirección perpendicular a la anisotropía y por lo tanto la losa o placa, presente su parte mecánicamente más débil a la superficie en la que se coloca. Ello plantea no pocos problemas en acabados y sobre todo en la durabilidad de estas rocas de revestimiento, y máxime cuando en caso de pavimentos están sometidas a cargas puntuales elevadas, o en el caso de aplacados en fachadas verticales ventiladas implican no pocos problemas de sujeción y de seguridad de la fijación.

Las rocas brechoides dolomíticas son un tipo petrológico relativamente abundante en series marinas de diferentes periodos geológicos. Se trata de facies complejas con un amplio historial diagenético que se plasma en la presencia, tanto de características clásticas y adquisición de porosidad secundaria, como de diferentes fases cementantes, generalmente de distinta composición y textura, que conllevan diferencias de color que afectan muy positivamente a las características ornamentales de las rocas en las que se desarrollan.

Por tanto, vemos como unos mismos factores genéticos condicionan el carácter ornamental de un tipo de rocas al tiempo que pueden afectar a sus propiedades físicas y estéticas.

De ahí el interés de analizar dichas propiedades y su relación con factores petrológicos anisotrópicos como son la porosidad adquirida a lo largo de su historial diagenético-



CAPÍTULO 1

hipergénico, con el fin de, una vez bien conocidos y modelizados, aminorar su influencia negativa sobre la calidad de la roca, es decir, sobre sus parámetros mecánicos, cromáticos y durabilidad.

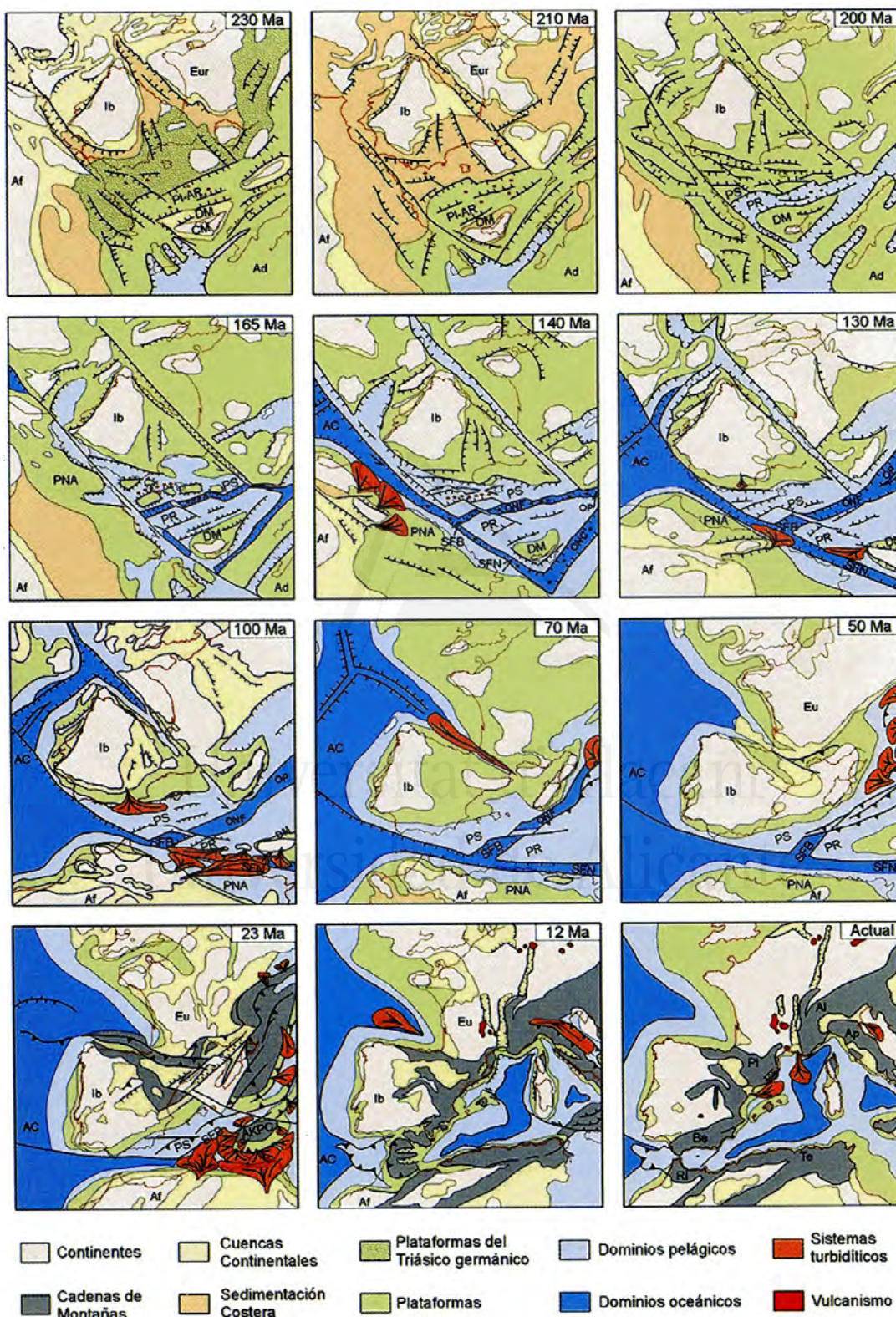


FIGURA 1.7. Evolución paleogeográfica de la Cordillera Bética (modificada de Ziegler, por Martín-Algara et al., 2004).



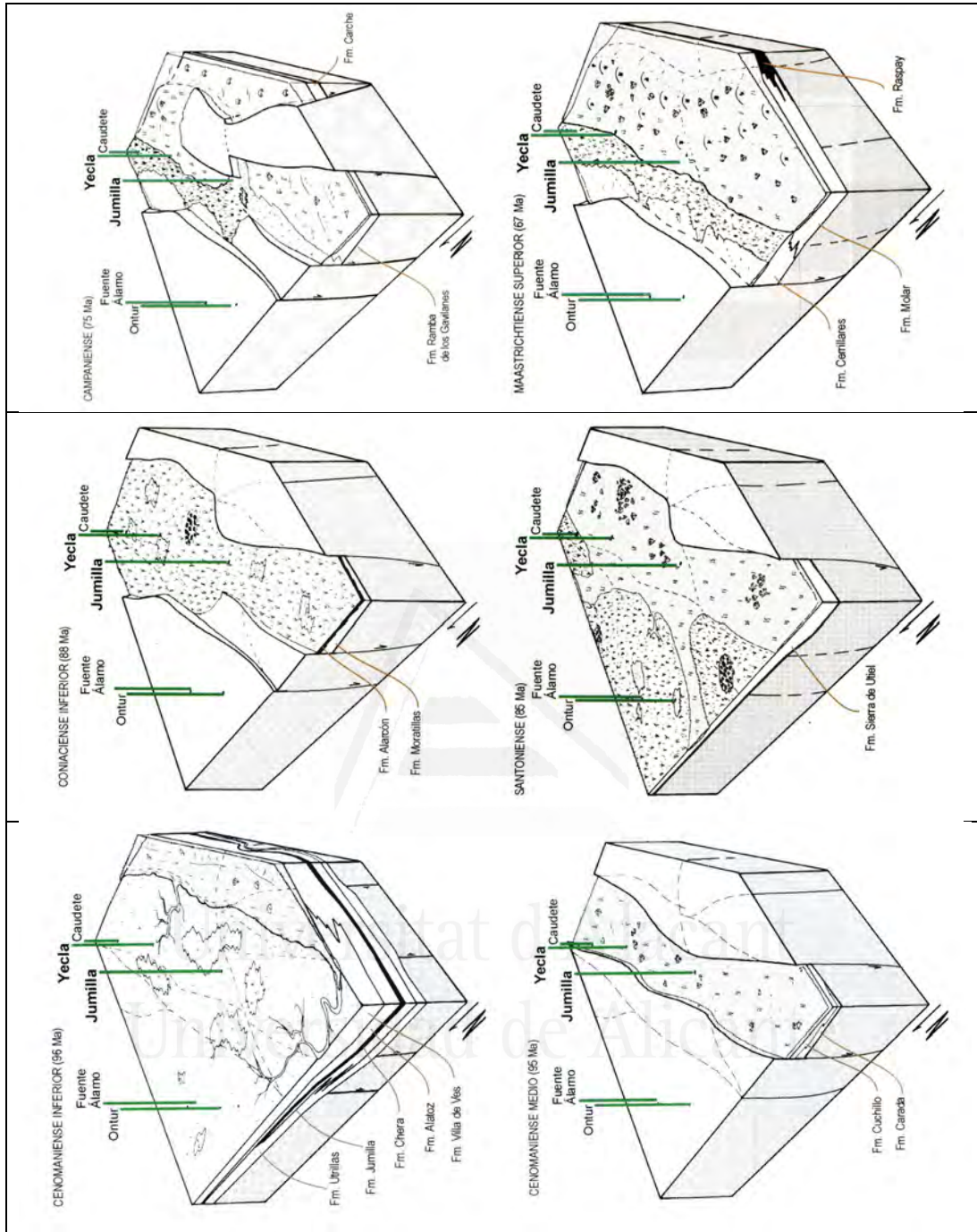


FIGURA 1.8. Reconstrucciones paleogeográficas del Cretácico superior para el Altiplano Jumilla-Yecla (basado en Martín-Chiriolet., 1992).

De las dolomías brechoides que forman parte del proyecto que se cita al principio de este capítulo, las que hemos seleccionado para este estudio son los mármoles comerciales “**Marrón Imperial**” (Yecla-Jumilla) y “**Marrón Emperador**” (La Encina-Villena) (García del Cura et al., 1999) y sus materiales asociados. Se trata de dolomías micro y mesocristalinas con diferentes grados de dedolomitización y variadas fases cementantes tanto calcíticas como dolomíticas. Representan un gran volumen de las explotaciones de la zona de estudio. Su comercialización es tanto nacional

como internacional. Las tipologías del Marrón se pueden encontrar en todo tipo de fachadas, paredes y suelos.

La durabilidad de los materiales pétreos, entendida como la capacidad de un material para mantener en obra sus propiedades cromáticas, mecánicas y de acabado, está esencialmente ligada a sus propiedades mecánicas, hídricas, y a la distribución, tanto cuantitativa, como de tamaño, de los poros. En los materiales pétreos que acabamos de citar, que han sido elegidos como objeto de estudio en este trabajo, elementos texturales y estructurales secundarios van a tener una gran influencia en la durabilidad. Entre estos elementos se pueden destacar:

- Porosidad tipo vénula, de fractura y estilolitos.
- Variaciones mineralógicas diagenéticas (reemplazamientos, neomorfismo, recristalización, etc.).
- Procesos kársticos, de disolución y de reconstrucción (formación de espeleotemas).

La caracterización de las propiedades físicas de las rocas anisotrópicas se puede realizar con métodos dinámicos (no destructivos) y estáticos (destructivos), el estudio de los mismos ha sido objeto de otros trabajos y líneas de investigación dentro del proyecto citado.

El mármol comercial Marrón Emperador presenta unas variaciones cromáticas y texturales tanto lateral como verticalmente, que hacen imposible una correlación (litológica). Sin embargo, ésta extrema variabilidad cromática y textural es muy vistosa y constituye una de las características más apreciadas en el material.

No todas las variedades cromáticas que presenta este material son comerciales, las preferencias tienden a texturas brechoides en mosaico, con colores marrón oscuro a muy oscuro. La presencia de vénulas de calcita blanca es otra de las características de éste material, prefiriendo el mercado que éste enrejado de vénulas sea más bien escaso o poco abundante. En la clasificación por categorías los entramados excesivamente abundantes de vénulas blancas se asignan a una 3ª categoría o categoría Comercial.

Las texturas de grano fino (aspecto arenoso), colores claros y no brechoide son así mismo excluidas en la preferencia comercial.

Entre las diferentes “patologías” no deseables o perjudiciales podemos citar las siguientes:

- Nódulos gigantes de calcita. En ocasiones se pueden presentar enclaves o nódulos de calcita de hasta 10 cm de diámetro, a veces sin relleno alguno, por lo que exige la adicción en fábrica de resinas incrementando los costes de elaboración. Estos nódulos son, asimismo, zonas de debilidad por donde se parten las tablas durante las labores de aserrado.
- Vénulas rojizas. En ocasiones las vénulas se presentan, no con el relleno de calcita blanca característico de éste mármol, sino con arcillas, generalmente de colores rojizos, de descalcificación. El aspecto rojizo y sin brillo de ésta patología la convierte en no deseable.
- Rellenos y zonas arcillosas. Conocidas en el argot minero como “secas”, corresponde a rellenos e incluso niveles milimétricos de arcillas sinsedimentarias. Estas zonas son de debilidad extrema y producen gran cantidad de roturas tanto en telar como en losetas

## 1.4 Objetivos

El objetivo fundamental y la línea de investigación en el cual se incluye este trabajo es el conocimiento de las propiedades petrológicas, mineralógicas y geoquímicas de rocas dolomíticas brechoides y su influencia en la calidad de estas rocas como material de construcción, siendo el objetivo final aplicado, la optimización de la extracción, manufactura y asignación de usos más adecuados en obra de estas rocas brechoides. Dentro de este objetivo principal podemos delimitar una serie de objetivos concretos:

- Estudio de materiales pertenecientes a canteras, es decir, comercializado como roca ornamental, así como de afloramientos pertenecientes a zonas análogas sin desarrollo minero-industrial.
- Caracterización de la geometría de los cuerpos dolomíticos brechoides
- Caracterización mineralógica de los elementos constituyentes de las dolomías brechoides y de los materiales asociados.
- Caracterización petrográfica de alta resolución de las dolomías brechoides y de los materiales asociados.
- Definición de grupos texturales y de su distribución espacial en la zona de estudio.
- Caracterización geoquímica (elementos mayores, menores e isótopos estables de oxígeno y carbono) de las principales fases minerales componentes de materiales en estudio.
- Establecimiento de un modelo diagenético de la formación de estos materiales que incluya: i) la interpretación de los fluidos que intervienen en los procesos de dolomitización y dedolomitización (composición, temperatura, salinidad, etc.) y ii) la determinación de los movimientos de migración de los fluidos, generando un modelo conceptual de circulación de fluidos en la cuenca.
- Encuadre de los aspectos petrogenéticos establecido en la evolución geológica (estructural y/o deposicional) general de la zona.
- Establecimiento de las implicaciones que tienen los aspectos petrogenéticos en su comportamiento como materiales de construcción.





## 2. METODOLOGÍA

---

En este capítulo se desarrollarán brevemente los métodos utilizados durante la realización de la presente Tesis Doctoral. Se incluyen también unos apartados en los que se expresa, y justifica su uso, y las terminologías científicas específicas empleadas para la elaboración de esta memoria, en lo referente a materiales dolomíticos y brechas carbonáticas.

Los materiales empleados para la realización de este trabajo han sido extraídos de las propias canteras donde se produce su explotación. Se ha ampliado la zona de muestreo fuera de las canteras para obtener una perspectiva de las variaciones en las características de la formación en la que se encuentran, a medida que se aleja el muestreo de la zona de explotación. Asimismo, en algunos casos, se ha podido disponer también de muestras provenientes de sondeos de prospección.

Dado el carácter petrogenético de los objetivos de este estudio, no solamente se ha centrado en los muestreos en las rocas brechoides comercializadas o susceptibles de serlo en el futuro, según los avances de los frentes de explotación activos, sino que también, y desde un primer momento, se consideró necesario estudiar material asociado a los tipos texturales normales y/o mayoritarios en busca de datos valiosos sobre la génesis del conjunto. Por este motivo el muestreo no se ha restringido a los mármoles comerciales estrictamente.

No solamente se ha centrado el estudio y los muestreos en las rocas brechoides comercializadas o susceptibles de serlo en el futuro, según los avances de los frentes de explotación activos. Dado el carácter petrogenético de los objetivos de este estudio, desde un primer momento se consideró necesario estudiar material asociado a los tipos texturales normales y/o mayoritarios, en busca de datos valiosos sobre la génesis del conjunto. Por este motivo el muestreo no se ha restringido a los mármoles comerciales estrictamente.

El esquema metodológico básico seguido comprende una primera etapa de reconocimiento y caracterización de los materiales y una segunda etapa de modelización del proceso genético (diagenético), enmarcándolo en su contexto regional. De este modo, los métodos y técnicas

empleados han ido encaminados a resolver óptimamente esta primera etapa, aplicando los criterios de caracterización de los materiales brechoides con diferentes escalas y disciplinas. De forma más detallada, esta primera etapa comprende:

- Comprensión de la geología regional. Basada en dos aspectos principales: Documentación bibliográfica y trabajo de campo. Enfocadas a: i) contextualizar geológicamente los afloramientos y canteras de las dolomías brechoides explotadas como mármol “marrón Imperial”; ii) delimitar la geometría de los cuerpos brechoides y iii) realizar los muestreos.
- Estudio detallado y caracterización de materiales a diferentes escalas y con diferentes técnicas (mineralógicas, geoquímicas y petrográficas) que se detallarán más adelante.

La segunda etapa abarca la elaboración y tratamiento de los datos obtenidos, así como la modelización de los procesos de formación de los materiales estudiados, tal y como se detallaban en el apartado 1.4 (Objetivos).

## 2.1. Revisión bibliográfica

La revisión bibliográfica se ha orientado en dos aspectos principales:

- Revisión bibliográfica de carácter regional, que incluye la consulta de publicaciones, tesis doctorales y tesis de licenciatura relativas y/o referidas a la zona de estudio; cartografías publicadas (MAGNA 1:50.000 y 1:200.000); informes y registros de sondeos, etc...

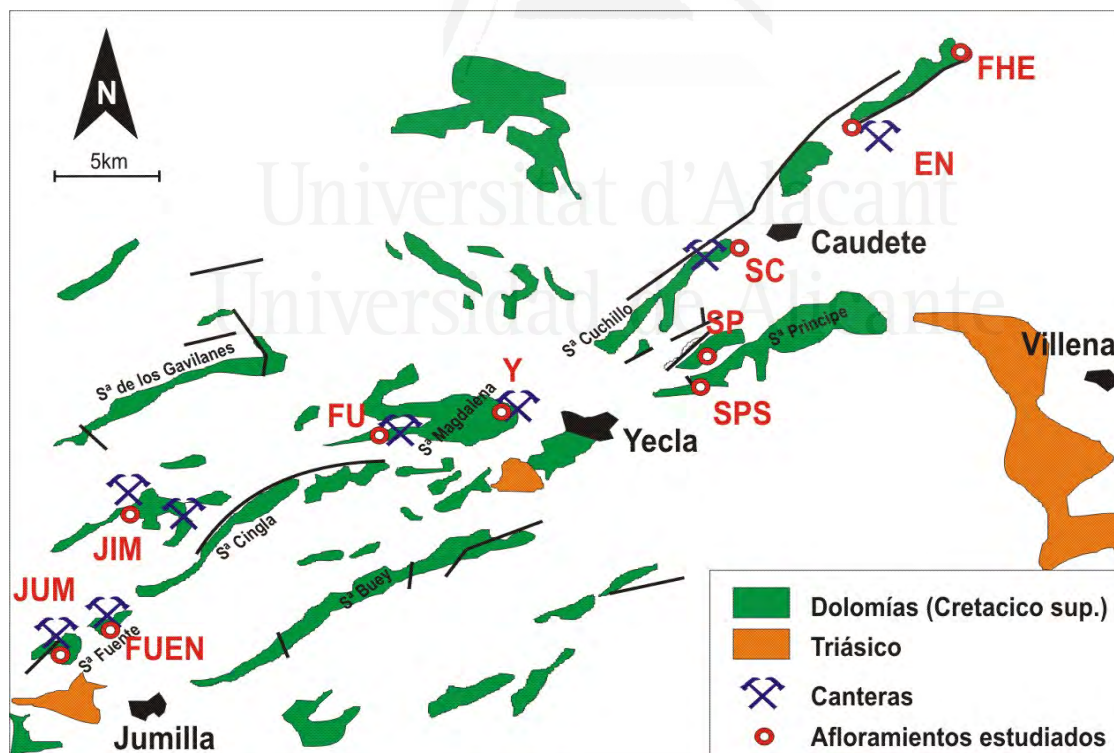


Figura 2.1. Situación de las secciones estudiadas. FHE: Fuente la Higuera (Valencia); EN: La Encina (Alicante); SC: Sierra del Cuchillo (Albacete); SP y SPS: Sierra del Príncipe (Murcia); Y: Sierra de la Magdalena Este (Yecla, Murcia); FU: Sierra de la Magdalena Oeste (Murcia); JIM: Sierra de la Cingla (Murcia); FUEN: Sierra de la Fuente (Murcia); JUM: Jumilla (Murcia). Mapa de afloramientos del Cretácico superior modificado de Martín-Chivelet (1989).

- Revisión bibliográfica temática. Temas básicos: Dolomitización, dedolomitización, brechificación, karstificación, diagénesis, geoquímica elemental e isotópica de materiales carbonáticos, etc.

## 2.2. Trabajo de campo

Como se ha indicado en la introducción de este capítulo, los materiales estudiados pertenecen tanto a canteras, activas e inactivas, como a afloramientos y a sondeos de exploración. Los trabajos de campo en esta Tesis Doctoral, si bien se han centrado en el muestreo de materiales, se iniciaron con un reconocimiento de la geología regional de la zona de estudio a fin de seleccionar las zonas de afloramiento del litotecto que alberga las dolomías brechoides objeto de estudio (Figura 2.1).

Se ha perseguido abarcar toda la extensión de los afloramientos de las dolomías brechoides de las Zonas Externas Béticas, por lo que el trabajo de campo se ha extendido a las provincias de Alicante, Albacete, Murcia y Valencia. El trabajo de campo, tanto en los afloramientos específicos donde se realizaron los muestreos como en otros afloramientos, se centró en: i) situar los materiales dolomíticos brechoides dentro de la estratigrafía general que constituye los afloramientos; ii) delimitar la geometría de los cuerpos brechoides; iii) describir las tipologías dolomítica y/o brechoides identificadas; iv) seleccionar y/o situar los muestreos dentro de las series; y v) documentar la relación espacial de los materiales brechoides con otro tipo materiales (ej.: karstificaciones posteriores).

## 2.3. Técnicas

El procedimiento experimental de esta Tesis se ha diseñado en función de los objetivos establecidos inicialmente, esto es, la caracterización petrológica, mineralógica y geoquímica de los materiales objeto de estudio (Tabla 2.1).

### 2.3.1. Técnicas petrográficas

Posteriormente al muestreo en campo de los materiales brechoides y asociados, se seleccionaron las muestras recogidas para realizar el estudio mineralógico y petrográfico, y se prepararon en torno a 200 láminas delgadas en el laboratorio de preparación de muestras de la Nave de Petrología Aplicada (UA) siguiendo la metodología estándar. Buena parte de estas láminas fueron pulidas a calidad espejo para no necesitar cubre-objetos y así poder ser analizadas por catodoluminiscencia, CL-ESEM y SEM EDS.

#### 2.3.1.1. Microscopía de polarización de luz transmitida

Gran parte de las láminas delgadas fueron teñidas con ferricianuro potásico y rojo de Alizarina siguiendo el método de Lindholm y Finkelman (1972), para poder distinguir la calcita de la dolomita, así como los carbonatos ferrosos de los carbonatos no ferrosos. Estas láminas se examinaron utilizando un microscopio óptico binocular (Zeiss Axioskop) equipado con un dispositivo fotográfico (Photometrics Cool SNAP cf) conectado a un ordenador con un programa para captar imágenes. Estos estudios se enfocaron a la descripción en detalle de las características

petrográficas de los materiales: mineralogía, tipos texturales, tamaño de cristales, tipo de porosidad, tipos de cementos, etc.

*TABLA 2.1. Secciones estudiados y técnicas aplicadas para el estudio de los materiales muestreados*

	Sigla	Sección	DRX	MO	CL	MEB	CL-ESEM	EDS	FRX	$\delta^{13}C / \delta^{18}O$
<b>Sector SW</b>										
Jumilla	JUM	C								
S <sup>a</sup> de la Fuente	FUEN	C								
S <sup>a</sup> de la Cingla	JIM	C								
<b>Sector CENTRAL</b>										
S <sup>a</sup> de la Magdalena W	FV	C								
S <sup>a</sup> de la Magdalena E	CY	C								
S <sup>a</sup> del Príncipe	SP									
S <sup>a</sup> del Cuchillo	SC									
<b>Sector NE</b>										
La Encina	EN	C								
Fuente de la Higuera	FH									

C: Cantera

### 2.3.1.2. Microscopía de catodoluminiscencia

La Microscopía de Catodoluminiscencia (CL) es una técnica de análisis no destructiva que permite hacer un análisis espectral de la luminiscencia de emisión que posee la muestra dando información analítica y estructural específica de cada muestra. Esta técnica se basa en aprovechar la luminiscencia que emiten las diferentes fases minerales cuando son excitadas por alguna fuente de energía. En concreto, en el caso de la catodoluminiscencia, procede del resultado de bombardear la superficie pulida de una muestra con un chorro de electrones en una cámara de vacío, de forma que se produce la emisión por parte de algunos minerales de energía luminosa (catodoluminiscencia), debida a las transiciones electrónicas entre los niveles de energía de los átomos o iones excitados. En catodoluminiscencia aplicada a geología sólo interesan las radiaciones luminosas cuya longitud de onda se encuentre dentro del espectro visible. El color de la luminiscencia dependerá de la longitud de onda de cada radiación. Las características de esta emisión son función del tipo de mineral, de su estructura cristalina y de su contenido en diferentes elementos traza o impurezas. La respuesta de estas impurezas es función de los modos de absorción y excitación y de emisión de energía, de este modo existen cationes que incluidos dentro de la red cristalina del mineral actúan como activadores o inhibidores de esta propiedad (Boggs y

Krinsley, 2006). En la tabla 2.2 se resumen las características de catodoluminiscencia de los principales minerales carbonáticos.

El conocimiento de las características luminiscentes topomórficas de minerales puede usarse para reconstruir los procesos de formación mineral, alteración y diagénesis. La estrecha relación entre las propiedades cristaloquímicas y las características de CL de minerales es la base de estudios detallados de texturas internas, crecimiento zonal y distribución de elementos traza dentro de fases sólidas. En el caso concreto de rocas carbonáticas, esta técnica aporta datos sobre fases cementantes, recristalizaciones, reemplazamientos y las relaciones entre su precipitación y el quimismo de las soluciones asociadas, la temperatura y la presión de formación, las condiciones de enterramiento, la existencia de materia orgánica y la reconstrucción de la historia diagenética (Groover y Read, 1983; Tucker y Wright, 1990; Boggs y Krinsley, 2006). Para una mejor explicación de las diferentes posibilidades y de los aspectos teóricos de esta técnica dentro del campo del estudio de los carbonatos se recomienda revisar los aspectos metodológicos recogidos en Valero (1990), Valero y Gisbert (1993), Benito (2001) o Boggs y Krinsley (2006).

En el presente trabajo se ha analizado la intensidad y el color de la luminiscencia emitida por los cristales de dolomita y calcita que componen los materiales objeto de estudio. Esto nos permitirá visualizar características de los materiales que no se puede observar en microscopía óptica convencional (de polarización) y elaborar modelos de evolución diagenética a partir de los datos de variaciones de la luminosidad y el color que están en función de las concentraciones de los diferentes cationes activadores e inhibidores de la luminiscencia, la naturaleza de las soluciones que precipitan (EH, interacción agua/roca...).

**TABLA 2.2.** Posición de los picos y colores de luminiscencia de los principales minerales carbonáticos (Boggs y Krinsley, 2006).

Mineral	Longitud de onda (nm)	Ion Activador	colores CL	Referencia
Calcita	590, (605–620)	Mn <sup>2+</sup>	Naranja-amarillo, amarillo-naranja, violeta (?)	Habermann et al. (2000), Richter et al. (2003), Marshall (1988)
	~500, 545, 580, 600, 650, 680, 710, 760	REE (en particular Sm <sup>3+</sup> , Dy <sup>3+</sup> , Tb <sup>3+</sup> )	CL activada por Sm <sup>3+</sup> = CL activada por Mn <sup>2+</sup> ; Tb <sup>3+</sup> activa CL verde; Dy <sup>3+</sup> activa CL blanco-crema	Machel (2000), Habermann et al. (1996)
Aragonito	~(400–700)	intrínseco	Azul (débil)	Habermann et al. (2000)
	540, 560	Mn <sup>2+</sup>	Amarillo-verde, verde	Marshall (1988), Richter et al. (2003)
Dolomita	Dos picos principales (570–583), (649–659)	Mn <sup>2+</sup>	Amarillo, rojo	Richter et al. (2003)

Las características de luminiscencia de los minerales de carbonato se controlan principalmente por la abundancia relativa de los elementos manganeso, de las tierras raras (REE), y el hierro. El principal elemento activador de la luminiscencia dentro de los carbonatos (tanto en calcita como en dolomita) es el Mn<sup>2+</sup>, aunque otros elementos de transición (Mn<sup>4+</sup>, Ag<sup>+</sup>, Sn<sup>2+</sup>, Tl<sup>+</sup>, Pb<sup>2+</sup>, Cr<sup>3+</sup>) y determinadas tierras raras (Eu<sup>3+</sup>, Sm<sup>3+</sup>, Tb<sup>3+</sup>, Dy<sup>3+</sup>) también son activadores (Habermann et al., 2000)

(Tabla 2.2). Todos estos elementos sustituyen al  $\text{Ca}^{2+}$  y al  $\text{Mg}^{2+}$  en la calcita o la dolomita, dando lugar a la emisión de luminiscencia de color variable entre el rojo, anaranjado, y amarillo (Machel, 1985; entre otros).

La mayoría de los autores consideran al  $\text{Fe}^{+2}$  como el principal inhibidor de la luminiscencia en carbonatos (Meyers, 1974; 1978; Machel, 1985; Miller, 1988; Machel y Burton, 1991), aunque otros iones como  $\text{Co}^{2+}$ ,  $\text{Ni}^{2+}$  y el  $\text{Fe}^{3+}$  también tienen efecto inhibidor (Fairchild 1983; Machel *et al.*, 1991). Las proporciones necesarias, o cantidades mínimas, para que tanto  $\text{Mn}^{2+}$  y  $\text{Fe}^{+2}$  ejerzan su papel activador e inhibidor en materiales naturales han sido muy discutidas. La cantidad de  $\text{Mn}^{2+}$  necesaria para producir luminiscencia es relativamente pequeña (20-100ppm) (Mason y Mariano, 1990; Budd *et al.*, 2000). Varios autores han construido gráficas relacionando luminiscencia y cantidad total de activador y/o inhibidor o la relación entre ambos (Figura 2.2.).

Solamente para algunos elementos pertenecientes al grupo de la Tierras Raras, como  $\text{Dy}^{3+}$ ,  $\text{Eu}^{3+}$  y  $\text{Sm}^{3+}$  es posible identificar, e incluso cuantificar, inequívocamente su influencia en la catodoluminiscencia de fases carbonáticas, ya que sus picos CL (o sus bandas de absorción) no solapan con otros elementos (Boggs y Krinsley, 2006). Por otro lado, si bien está claro el papel fundamental del manganeso como activador, algunos autores remarcan la importancia de la relación  $\text{Fe}/\text{Mn}$  como regulador de la luminiscencia (Frank *et al.*, 1982; Fairchild, 1983).

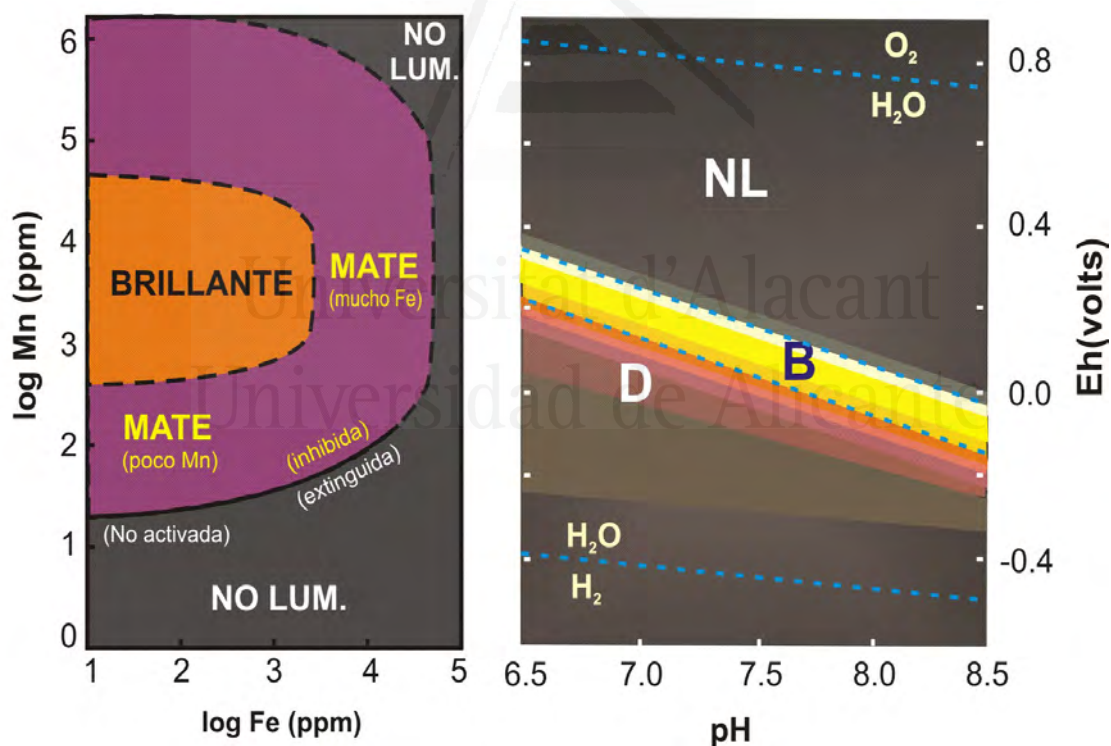


FIGURA 2.2. Relación entre los contenidos en Mn y Fe y la luminiscencia con CL de calcita y dolomita Izquierda: Gráfico basado en Machel *et al.* (1991). Derecha: Gráfico basado en Barnaby y Rímstidt (1989).

El análisis de CL se llevó a cabo en las instalaciones del Área de Estratigrafía del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca. El equipo consiste en una cámara de vacío de catodoluminiscencia Citl Cold Cathode Luminiscence 8.200 mk 3 acoplado a un microscopio óptico petrográfico Nikon Labophot 2-Pol al que se le ha colocado una platina de catodoluminiscencia y



que, a su vez, está conectado a una cámara Nikon D5-Fi1. Como el estudio está centrado en carbonatos no era necesario pre-tratar las muestras y se requerían bajos niveles de energía para producir luminiscencia, por lo que se emplearon voltajes de 15 – 20 kV, 200-400 mA y 0,2 a 0,1 torr.

### 2.3.1.3. Microscopía electrónica de barrido

Con el objeto de complementar el estudio petrográfico se hizo una selección de unas 20 muestras para analizar la distribución microestructural y la morfológica de los cristales de dolomita. Se utilizó un microscopio electrónico de barrido (MEB), modelo Hitachi S-3000N de los Servicios Técnicos de Investigación de la Universidad de Alicante (Figura 2.3). Este microscopio consta de un detector de electrones secundarios tipo centelleador-fotomultiplicador con resolución de 3.5 nm, un detector de electrones retrodispersados tipo semiconductor con resolución de 5 nm y un detector de rayos X tipo XFlash 3001 de Bruker para microanálisis (EDS) y mapping, con el que se han llevado a cabo análisis químicos semicuantitativos de las muestras estudiadas.

Asimismo, para complementar el estudio de microscopía óptica de catodoluminiscencia, que utilizamos en un principio para conocer más a fondo las texturas de las rocas dolomíticas que componían nuestra zona de estudio, se analizaron 8 muestras seleccionadas con un microscopio electrónico de barrido con detector de catodoluminiscencia (FEI INSPECT) del Servicio de Técnicas no Destructivas del MNCN-CSIC (Figura 2.4).



*FIGURA 2.3. Microscopio electrónico de barrido de los Servicios Centrales de Investigación de la Universidad de Alicante.*



*FIGURA 2.4. Microscopio electrónico de barrido FEI INSPECT con detector de catodoluminiscencia del Servicio de Técnicas no destructivas del MNCN.*

El analizador espectral de Catodoluminiscencia (CL) es una técnica de análisis no destructiva que efectúa un análisis espectral de la luminiscencia que emite la muestra al ser bombardeada por un haz de electrones, proporcionando información analítica y estructural de la muestra. Mediante los detectores de Catodoluminiscencia MonoCL3 empleados, en combinación con el SEM Inspect en el que está instalado, se obtuvieron imágenes (monocromáticas) y espectros de CL de alta resolución incluso en muestras con emisiones muy bajas, conociendo sus defectos cristalinos asociados a emisiones espectrales en el rango lumínico visible e infrarrojo. Las distintas propiedades de la espectroscopia de CL en determinados minerales permiten una rápida identificación de los constituyentes y su distribución espacial dentro de rocas, por ejemplo, asociadas a fisuras, bordes, inclusiones, u otros detalles texturales importantes.

Algunos autores han cuantificado el manganeso responsable de la luminiscencia usando la altura o el área del pico del manganeso en la calcita (ej.: Habermann 1997; Gillhaus et al., 2001) (Figura 2.5); no obstante, aplicarlo a la dolomita es más complicado ya que el  $Mn^{2+}$  puede ocupar tanto sitios del  $Ca^{2+}$  como de  $Mg^{2+}$  en su estructura, lo que hace que se superpongan dos bandas (aproximadamente en rojo -656nm- en el sitio  $Mg^{2+}$  y en amarillo -575nm- en el sitio  $Ca^{2+}$ ) en el espectro CL (El Ali et al., 1993) (Figura 2.6.).

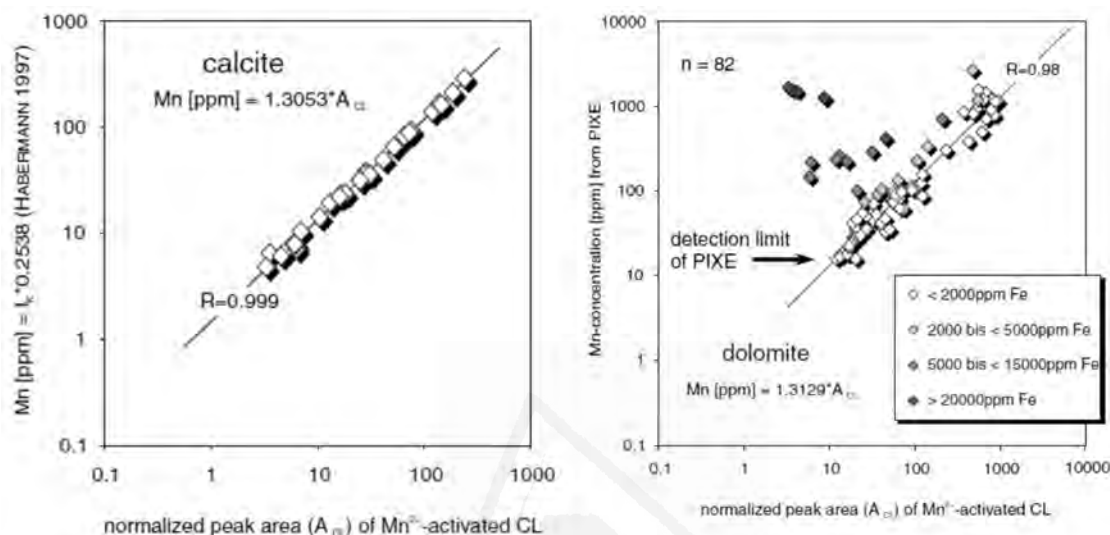


FIGURA 2.5. Izquierda: Correlación entre las intensidades CL de los picos de la calcita mediante la fórmula de Habermann (1997) y la fórmula de Gillhaus et al. (2001) con las áreas de los picos para obtener la concentración de Mn. Derecha: Grafica de concentración de Mn mediante la fórmula de Gillhaus et al. (2001) para la dolomita.

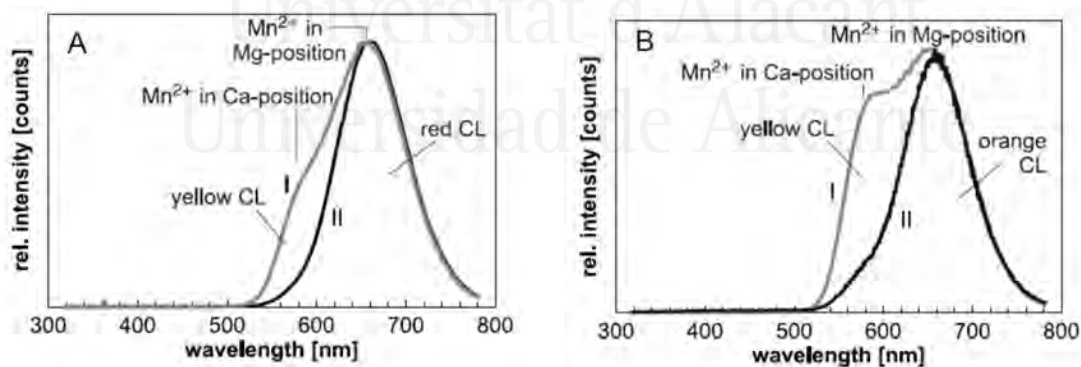


FIGURA 2.6. Espectros de CL activada por manganeso de dolomitas. A) muestra de dolomita asociada a sulfatos del Pérmico (NW Hessen). B) muestra de dolomita hidrotermal (Trieben, Austria). Extraído de Richter et al. (2003).

### 2.3.2. Difracción de rayos X (DRX)

La composición mineral de los materiales muestreados se determinó por difracción de rayos X (DRX) mediante un difractómetro Phillips PW1710/00, (30kV, 25m Å), usando radiación  $CuK\alpha$  (1.54054 Å), en el Laboratorio de Difracción de Rayos X del Departamento de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). Para todas las muestras de roca se han realizado

difractogramas de polvo total, rodados de 2° a 62°. Posteriormente, para el cálculo del %mol MgCO<sub>3</sub> de las distintas fases carbonáticas se ha aplicado el método de Goldsmith y Graf (1958), usando como estándar interno el cuarzo y midiendo la posición del pico d<sub>(104)</sub> de las fases carbonáticas.

La mayoría de las dolomitas naturales no son estequiométricas, es decir, difieren de una relación molar ideal de CaCO<sub>3</sub>/MgCO<sub>3</sub> de 50:50. Esto es detectado en DRX mediante el análisis de las reflexiones reticulares, en especial las de 2θ bajo, según aumente el Ca en la estructura de la dolomita. El método habitual es medir el desplazamiento del pico d<sub>104</sub>, empleado un estándar interno (cuarzo, fluorita). En este trabajo se ha empleado la ecuación de Lumsden (1979) que relaciona el %molCaCO<sub>3</sub> (NCaCO<sub>3</sub>) con d<sub>[104]</sub> en angstroms (d):

$$NCaCO_3 = Md + B$$

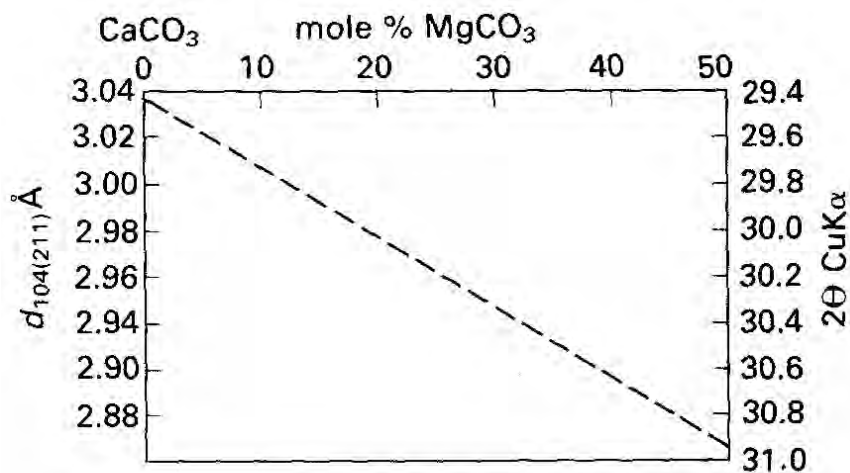
Siendo M 333.333 y B -911.99. El espaciado d<sub>104</sub> para un 50% CaCO<sub>3</sub> se toma como 2.888 Å y para 55%CaCO<sub>3</sub> como 2.901 Å, según Goldsmith y Graf (1958).

Para calcular %molMgCO<sub>3</sub> en la red de la calcita también se emplea la misma técnica de analizar el desplazamiento de d<sub>104</sub>. En este trabajo hemos empleado los gráficos de Goldsmith et al (1961) que relacionan mol%MgCO<sub>3</sub> y d<sub>104</sub> en angstroms (Figura 2.7).

La dolomita es un carbonato romboédrico que se estructura como capas alternantes de aniones (carbonato) y cationes. En una dolomita ideal, es decir, perfectamente ordenada, habría el mismo número de iones Ca que de Mg y perfectamente separados por los planos de CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>. Si a esto añadimos que hay algunos cationes (elementos traza) que pueden substituir al Ca o al Mg en la estructura, como puede ser el hierro, el resultado es que esto también se verá reflejado en el espaciado y la intensidad de los picos de la dolomita en DRX.

La propia estructura en capas de la dolomita se refleja en la aparición de una serie de picos en DRX con respecto a la calcita (como los picos 021, 015 y 101). Estos son los denominados picos de orden; las intensidades relativas entre ellos nos darán idea del grado de ordenamiento de los cristales de dolomita. En este trabajo hemos empleado la relación de intensidades entre los picos 015 y 110, de modo que cuando mayor es la ratio entre ellos, **más** ordenado es el cristal de dolomita (Hardy y Tucker, 1988).

**FIGURA 2.7**  
Desplazamiento de d<sub>104</sub> de la calcita con el incremento de MgCO<sub>3</sub> (basado en Goldsmith et al., 1961).



### 2.3.3. Geoquímica de elementos mayores y trazas

Los análisis de geoquímica elemental y trazas han sido realizados en los Laboratorios ACME (ACME Analytical Laboratories Ltd., (Vancouver) mediante Espectroscopia de emisión atómica de plasma acoplado inductivamente (ICP) y en los laboratorios del Departamento de Geología del MNCN-CSIC mediante Fluorescencia de Rayos-X (FRX). Las muestras se introdujeron en el espectrómetro una vez pulverizadas, compactadas y prensadas para realizar un análisis cualitativo y semicuantitativo con una serie de patrones para calibrar cualquier elemento. La pérdida por calcinación se obtiene calcinando la muestra en mufla hasta 1000<sup>o</sup> C y manteniendo esta temperatura durante 1 hora y para series de muestras con escasa cantidad de muestra se utiliza un equipo DTA-TG automático. Las muestras analizadas por FRX corresponden a los sondeos (Georock s.l.) realizados en la Sierra del Cuchillo (Albacete).

Los elementos mayores analizados han sido Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti, P. Los valores obtenidos para estos elementos están en forma de óxidos. Los elementos traza analizados han sido Zr, Y, Rb, Sr, Cu, Ni, Co, Ce, Ba, Cr, V, Th, Nb, La, Cs, Pb, Mo, As, Sb, U. En la tabla 2.3 se detallan los límites de detección analíticos para cada elemento.

*TABLA 2.3. Listado de los elementos químicos analizados y límites de detección máximo y mínimo para cada uno de los elementos.*

Elemento	Límite de detección	Límite superior (%)	Elemento	Límite de detección	Límite superior (ppm)	Elemento	Límite de detección	Límite superior (ppm)
SiO <sub>2</sub>	0.01 %	100	As	1.0 ppm	10000	Pb	0.1 ppm	10000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01 %	100	Ba	1.0 ppm	50000	Rb	0.1 ppm	10000
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04 %	100	Ce	0.1 ppm	50000	Sb	0.1 ppm	2000
CaO	0.01 %	100	Co	0.2 ppm	10000	Sm	0.05 ppm	10000
MnO	0.01 %	100	Cs	0.1 ppm	10000	Sr	0.5 ppm	50000
MgO	0.01 %	100	Cu	0.1 ppm	10000	Th	0.2 ppm	10000
Na <sub>2</sub> O	0.01 %	100	La	0.1 ppm	50000	U	0.1 ppm	10000
K <sub>2</sub> O	0.01 %	100	Mo	0.1 ppm	2000	V	8.0 ppm	10000
TiO <sub>2</sub>	0.01 %	100	Nb	0.1 ppm	50000	Y	0.1 ppm	50000
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01 %	100	Ni	0.1 ppm	10000	Zn	1.0 ppm	10000
LOI	0.10 %	100	Nd	0.3 ppm	10000	Zr	0.1 ppm	50000

### 2.3.4. Geoquímica isotópica

Una vez las muestras fueron analizadas de forma petrológica y mineralógica se hizo una selección esmerada para estudiar la geoquímica isotópica (isótopos estables de carbono y oxígeno) de las dolomías, los cementos de calcita y diversos materiales asociados (espeleotemas, encostramientos, etc.). En total se ha obtenido la señal isotópica ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  y  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ ) de más de 50 muestras de calcita y/o dolomita. Estos análisis fueron llevados a cabo por el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca.

Para llevar a cabo el análisis de los isótopos de carbono y oxígeno se hizo primeramente una extracción de CO<sub>2</sub> siguiendo la técnica estándar de Craig (1965) y Claypool et al., (1980). Se hicieron reaccionar entre 0,5 y 1 mg de polvo con H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> al 103% durante 10 minutos al vacío hueco en 90 °C utilizando un dispositivo ISOCARB conectado en línea a un espectrómetro de masas modelo

VG-Isotech SIRA IITM. La media de precisión obtenida fue de  $\pm 0,02\%$  para 13C y  $\pm 0,12\%$  por 18O. Se analizó un estándar interno cada 4 muestras para corregir desviaciones internas. Los resultados fueron corregidos utilizando los procedimientos estándares (Craig, 1965). Los resultados han sido dados en valores de ‰ relativos al PDB estándar (VPDB).

### 2.3.5. Color

En la industria de manufacturación de roca ornamental la determinación del color es un aspecto clave para la clasificación y empleabilidad de las rocas. Asimismo, el color de las rocas puede ser indicativo de caracteres composicionales y genéticos de las mismas. En la presente Tesis Doctoral se han usado dos metodologías de determinación colorimétrica de las dolomías brechoides objeto de estudio: La determinación del color mediante el uso de tablas Munsell, tanto en campo como en laboratorio, y el empleo de un colorímetro.

El Sistema Munsell es de los más empleados para la designación del color, no solamente en el ámbito geológico. La metodología de trabajo es simple, consiste en la comparación de la muestra con las placas de colores que componen cada una de las hojas de la carta de colores Munsell, teniendo en cuenta que los factores que influyen en la apreciación del color son la calidad e intensidad de la luz, la rugosidad de la superficie reflectora y la humedad de la muestra.

La carta o tabla de colores Munsell permite, a través de sus propios códigos, clasificar el color empleando tres variables (Figuras 2.8 y 2.9A): Matiz (Hue) que mide la composición cromática de la luz que alcanza el ojo; claridad (Value), el cual indica la luminosidad o oscuridad de un color con relación a una escala de gris neutro; y pureza (Chroma), que indica el grado de saturación del gris neutro por el color del espectro. La expresión genérica del color según este método es el siguiente:

HUE Value/Chroma

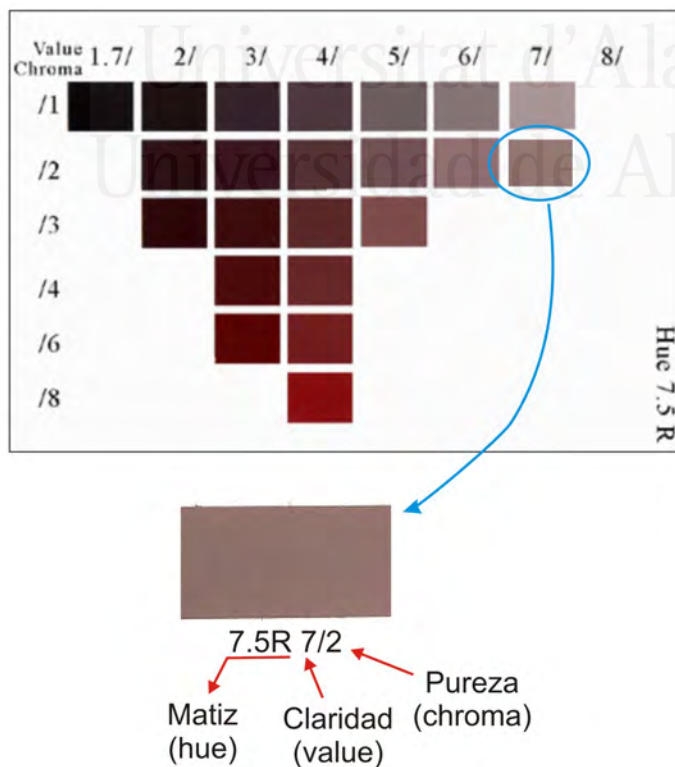


FIGURA 2.8. Detalle de una página de la Tabla de Color Munsell para la asignación de colores a rocas.



El Matiz (Hue) representa el color espectral dominante. Se expresa en una escala angular con un arco de  $3,6^\circ$  para cada hoja, se basa en cinco matices básicos: rojo (R), amarillo (Y), verde (G), azul (B) y púrpura (P); así como los cinco matices combinados de los anteriores (YR, GY, BG, PB y RP), cada uno de los matices tiene diferentes tonalidades que se especifican mediante números entre 0 y 10 colocados antes de la letra correspondiente. La variación en tonalidad se representa a través de números preestablecidos que se encuentran en la tabla y forman el número de página (Figura 2.8).

La Claridad (Value) representa la variación en tintes, pasando desde el oscuro (valores más bajos) al claro. El numerador.

La Pureza (Chroma) determina la mayor o menor fuerza del color espectral. El denominador

Tanto la claridad como la pureza se expresan en una escala lineal con una relación de 2,5:1 entre ellos.

Los colorímetros son instrumentos que nos permiten medir colores y hacer comparaciones. Generalmente los colorímetros miden el color en función de tres variables fácilmente comparables e indispensables para la medición completa y con precisión del color. Estas variables son conocidas como coordenadas o valores triestímulo, cambian en función del método de medición (RGB, CMYK, CIELab, etc.)

En este trabajo se ha empleado un colorímetro Minolta CR300 y se han medido los colores en forma de tres variables,  $L^*$ ,  $a^*$ , y  $b^*$ , utilizando el método de medición CIELab, que es considerado el modelo que más se acerca a la forma que tiene el ojo humano de percibir los colores. Este método fue desarrollado por la *Commission Internationale d'Eclairage* (Comisión Internacional de la Iluminación)

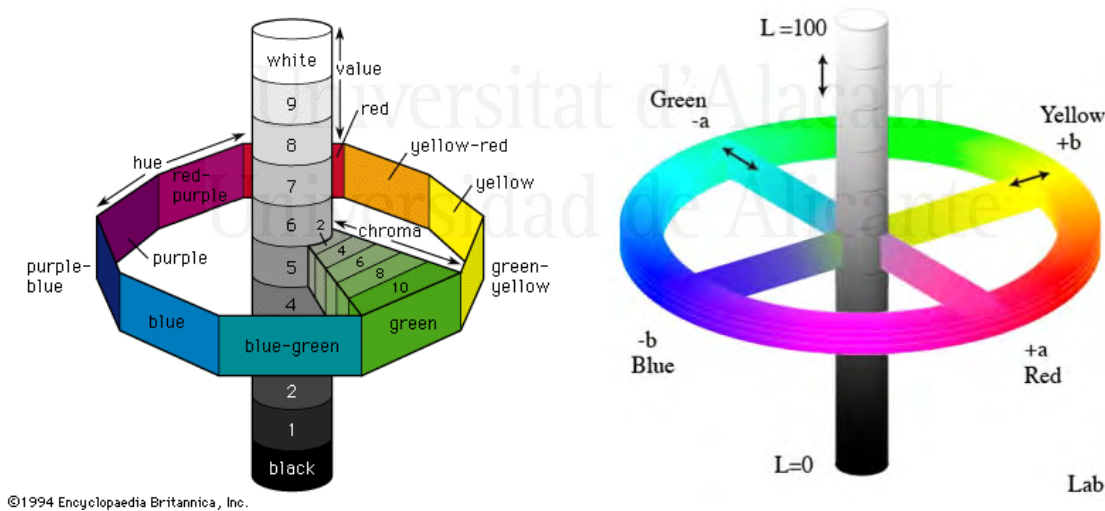


FIGURA 2.9.A) Sistema de color Munsell. B) Espacio de color CIELab

El espacio de color  $L^*a^*b^*$  fue modelado en base a una teoría de color oponente que establece que dos colores no pueden ser rojo y verde al mismo tiempo o amarillo y azul al mismo tiempo (Figura 2.9B). Como se muestra a continuación,  $L^*$  indica la luminosidad y  $a^*$  y  $b^*$  son las coordenadas cromáticas calculadas según la fórmula:



$$L = 116 (Y/Y_n)^{1/3} - 16$$

$$a = 500 [(X/X_n)^{1/3} - (Y/Y_n)^{1/3}]$$

$$b = 200 [(Y/Y_n)^{1/3} - (Z/Z_n)^{1/3}]$$

Estas coordenadas son representadas en un diagrama circular cromático en donde el eje  $-a$  a  $+a$ , representa la transición de color verde a rojo, y el eje  $-b$  a  $+b$ , representa el azul – amarillo (Figura 2.9B).

Esta técnica se ha empleado en las muestras circulares, con un diámetro de 60 mm y un grosor de 20 mm, que se adaptan perfectamente al equipo de medida evitando así la entrada de luminosidad externa. Para el cálculo de las diferencias cromáticas hemos utilizado la siguiente expresión (Georock 2004):

$$\Delta E = \sqrt{(\Delta L)^2 + (\Delta a)^2 + (\Delta b)^2}$$

## 2.4. Tareas descriptivas y nomenclaturas

El material del estudio que nos ocupa en este trabajo es la roca industrial Marrón Imperial- Marrón Emperador que ha sido presentada en el capítulo de la introducción de esta memoria. Para describir estas rocas brechoides dolomíticas ha sido prioritario en todo momento establecer unos criterios de nomenclatura y clasificación que expondremos a continuación.

Las brechas y conglomerados carbonáticos son rocas sedimentarias constituidas por fragmentos de calizas o dolomías embebidas en una pasta formada por matriz de grano fino y/o por cementos (Flügel 2004).

En este estudio nos hemos centrado mayoritariamente en las brechas. Estas se caracterizan por la abundancia (>50%) de cantos angulosos. El estudio de estos materiales requiere la integración de los datos obtenidos en las observaciones de campo con los datos, a mesoescala, de laboratorio (petrografía, mineralogía, geoquímica).

Todos los datos que se puedan extraer del estudio de muestras pulidas y láminas delgadas, junto con los obtenidos de los análisis mineralógicos y geoquímicos de dichas muestras van a ser de suma importancia para descifrar la procedencia de los clastos y para comprender su relación con los procesos deposicionales, diagenéticos y/o tectónicos implicados en su génesis.

### 2.4.1. Criterios de descripción de brechas

Para el análisis de las rocas brechoides objeto de estudio se han considerado una serie de criterios descriptivos básicos y relevantes, es decir, unos caracteres a considerar y a describir (Tucker, 2003; Flügel, 2004; Stow, 2005):

De campo:

- geometría, espesor y extensión lateral de los cuerpos brechoides.
- estratificación, gradación y estructuras sedimentarias.
- límites y relación con rocas adyacentes.

Sobre los clastos:

- Composición: homogeneidad en la litología (mono- polimíctico) y proporciones relativas, con especial atención a las diferentes escalas de observación (simple vista o lámina delgada).
- Fábrica: matriz- o clasto-soportada.
- Tamaño y selección de los clastos.
- Redondez, forma y superficie de los clastos.
- Ajuste (encaje o 'fitting') o grado de casamiento entre clastos.
- Orientación de los cantos.
- Fracturación y venas (o vénulas) de cementos; y sus relaciones geométricas (antes, durante o después de la brechificación).
- Límite clasto-matriz(pasta): abrupto, neto, transicional, etc.

Sobre la matriz:

- Composición, color, textura (ej.: micrítica, calcarenítica, etc.).
- Relación pasta/clastos.

Sobre los cementos:

- Composición, tipología, distribución espacial.
- Fases de cementación, y su relación con otros caracteres (ej.: estilolitos)

En la fase de descripción de los materiales hay que abandonar las implicaciones genéticas de los términos en la medida de lo posible. Siempre hay caracteres que, en principio, nos van a dar más información; por ejemplo, el grado de ajuste entre cantos tiene bastantes implicaciones genéticas; el hecho de que la composición de la matriz coincida o no con la de los clastos es importante para dilucidar el tiempo y ambiente de la brechificación; la naturaleza y tipología de los cementos es importante para comprender la historia diagenética (y tectónica) de los materiales.

### 2.4.2. Criterios de descripción de brechas

Hay una terminología bastante compleja para describir rocas compuestas por clastos carbonáticos. Estos términos tienen implicaciones genéticas (ej.: brechas de impacto) o atienden a propiedades distintivas como el tamaño de los cantos (ej.: megabrechas) o a su situación con respecto al encajante (ej.: brechas intraformacionales).

Ha habido numerosos intentos de establecer una clasificación general para las rocas brechoides. Se han empleado una amplia variedad de criterios, desde los más puramente descriptivos a los genéticos.

#### 2.4.2.1. Clasificaciones descriptivas

En estas clasificaciones los factores más importantes son el grado de encajamiento o ajuste de los fragmentos y la variedad composicional (Richter y Füchtbauer, 1981);

En función de la fábrica (Ridge, 1968):

- Brecha tipo 'crackle': brecha incipiente con fragmentos separados por planos de fractura pero que muestran poco o ningún desplazamiento
- Brecha en mosaico: con fragmentos desarticulados y desplazados, pero no del todo
- Brecha tipo 'rubble': los fragmentos ya no encajan o casan

En función de la proximidad mutua entre fragmentos:

- En contacto: *packbreccia*, clasto-soportada.
- No en contacto: *floatbreccia*, matriz-soportada.

En función de la naturaleza de los clastos:

- Oligomíctico (un solo tipo de componentes).
- Polimíctica.

En función del espacio interfragmental:

- Abierto: vacío: caladas o limpias
- Cerrado: con cemento o con relleno detrítico

La clasificación descriptiva que emplearemos, siempre que sea posible, en este trabajo se basará en la de Morrow (1982), elaborada para descripciones de campo (Figura 2.10).

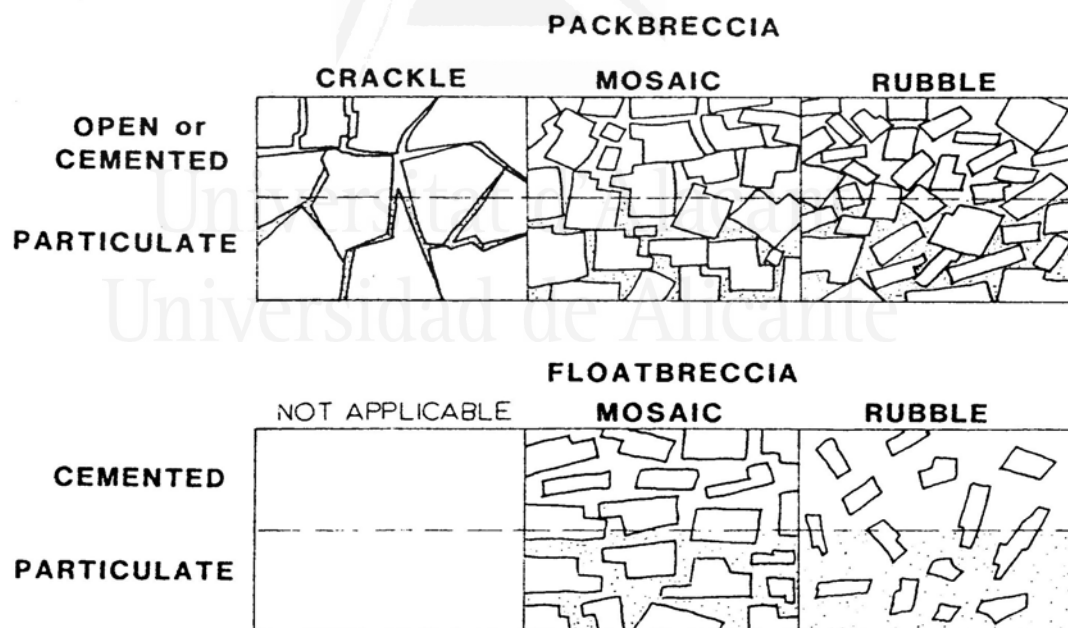


FIGURA 2.10. Clasificación de brechas carbonáticas de Morrow (1982).

Discriminaremos entre brechas clasto-soportadas y brechas matriz-soportadas, así como se atenderá especialmente al grado de articulación de los clastos (desde brechas tipo 'crackle' a brechas en mosaico y brechas tipo 'rubble'). También se tendrá en cuenta a la existencia o no, y su naturaleza, de matriz y o cemento en posición interfragmental. De este modo (tipo 'crackle' o en mosaico) (tipo 'rubble').

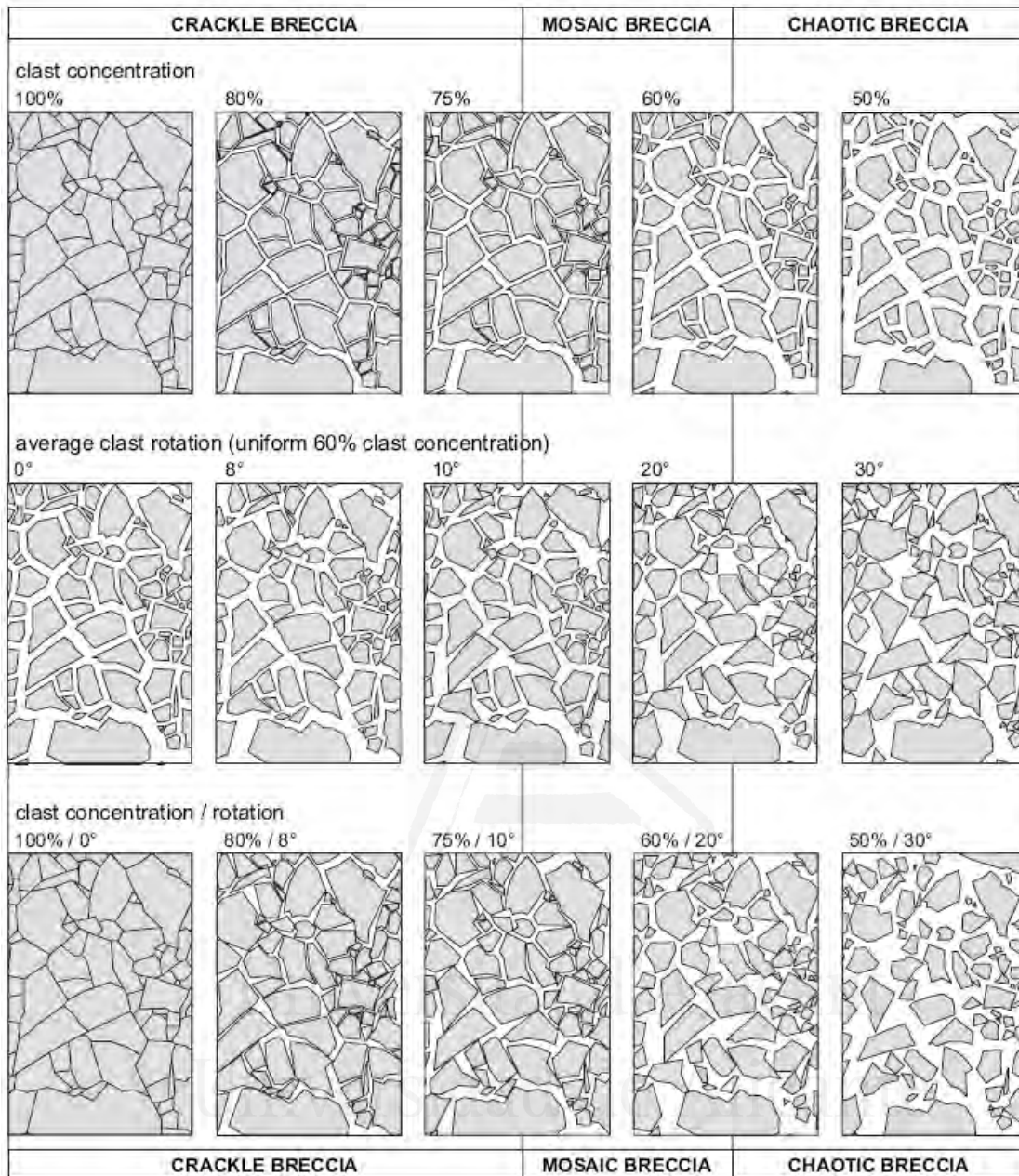


Figura 2.11. Carta de comparación basada en la clasificación de brechas de falla de Mort y Woodcock. (2008)

Asimismo, se emplearán de forma solamente descriptiva los criterios y nomenclatura de la clasificación semicuantitativa para brechas de falla de Mort et al. (2008). Esta clasificación, de forma análoga a la de Morrow (1982) hace tres grupos de brechas: ‘crackle’, mosaico y caóticas, en función una serie de parámetros como la proporción de concentración de clastos, el grado de rotación de los clastos o el grado de encaje o casamiento de los mismos (Figura 2.11). En función de esto las brechas tipo crackle tienen una concentración de clastos de más del 75% y una rotación media de los mismos de menos del 10%. En las brechas tipo mosaico los límites de estos dos parámetros están en 60-75% y 10-20°, respectivamente. Por debajo de ellos, se encuadran las brechas tipo caótico (equivalente a ‘rubble’ en Morrow 1982).



### 2.4.2.2. Clasificaciones genéticas

Füchtbauer (1988) propuso un esquema de clasificación según el cual se establecía una subdivisión en brechas sedimentarias, diagenéticas y tectónicas; existiendo una clara gradación entre las sedimentarias y las diagenéticas y entre éstas y las tectónicas. Flügel (2004) hace una revisión de la clasificación eminentemente genética de las brechas carbonáticas, que aquí resumimos brevemente. Las principales categorías genéticas abarcan las siguientes (ver Figura 2.12):

<b>Depositional breccias</b> (resulting from the deposition of eroded carbonate material)	<b>Mass-flow breccia:</b> Breccia originating from the downslope transport of shallow-marine and (re-)slope sediments moving under the force of gravity. Includes breccias formed by slumps and slides, debris flows, grain flows, and turbidity flows.
	<b>Submarine rockfall breccia:</b> Mass-flow breccia formed by the accumulation of coarse, angular rock fragments derived by falling from a cliff, escarpment or steep rocky slope.
	<b>Peritidal and shallow-marine breccia:</b> Breccia formed by syndepositional deposition of eroded peritidal, shallow subtidal as well as subaerial carbonates, often related to storm events. Deposition takes place in inter- and supratidal settings, and at the beach.
	<b>Foreereef breccia:</b> Breccia deposited on the seaward slope of high-energy reefs. Consisting of eroded reef material and remains of organisms living in the reef or on the foreslope.
<b>Non-depositional breccias</b> (resulting from in-place dissolution)	<b>Caliche breccia:</b> Breccia formed by in-situ brecciation in arid and semiarid climates, controlled by soil-forming processes, and connected with extensive weathering, erosion, solution and shrinkage.
	<b>Solution-evaporite-collapse breccia:</b> Breccia formed by collapse of beds subsequent to the removal of soluble material within some beds (e.g. evaporites).
<b>Tectonic breccias</b> (resulting from internal dislocation of carbonate rocks)	<b>Fissure fill breccia:</b> Breccia formed within submarine neptunian dikes or subaerial fissure infills and karst fissures.
	<b>Internal breccia:</b> Breccia formed by rupture and fracturing of carbonates near the depositional surface. These breccias are products of dilation of slightly lithified limestones caused by tectonics (e.g. hydraulic fracturing, earthquakes). Internal breccias occur in platform and slope carbonates which were brecciated shortly after deposition and before final lithification.
	<b>Shear breccia:</b> Breccia caused by brittle deformation associated with thrust and sliding displacement.
<b>Diagenetic breccias</b> (resulting from early diagenetic processes)	<b>Pseudobreccia:</b> Mottled limestones and dolomites with breccia-like textures caused by patchy recrystallization and cementation, possibly controlled by the distribution of organic compounds.
	<b>Stylobreccia:</b> Breccia in which fragments are bound by stylolites. Caused by fracturing of carbonate rocks, accompanied by pressure solution between the fragments of the breccia.

FIGURA 2.12. Cuadro de clasificación genética de brechas carbonáticas (en Flügel, 2004)

- Brechas deposicionales: de flujo en masa (slumps, deslizamientos, debris flow, flujos turbidíticos), perimareales o marino-someras, de talud, de ante-arrecife, etc.
- Brechas no deposicionales: básicamente las relacionadas con procesos de disolución (ej.: brechas de colapso por disolución de evaporitas; brechas kársticas), aunque también se incluyen otros tipos (de desecación; edáficas o de caliche, etc.)
- Brechas tectónicas: brechas de relleno de fisuras (ej.: diques neptúnicos), brechas internas (de dilatación por fracturación hidráulica), de cizalla, etc.
- Brechas diagenéticas: que incluyen las pseudobrechas (por recrystalización en parches) y las estilolito-brechas.

Este mismo autor, basándose en Richter y Füchtbauer (1981) establece una relación entre la composición de las brechas y el movimiento relativo de los cantos (Figura 2.13).

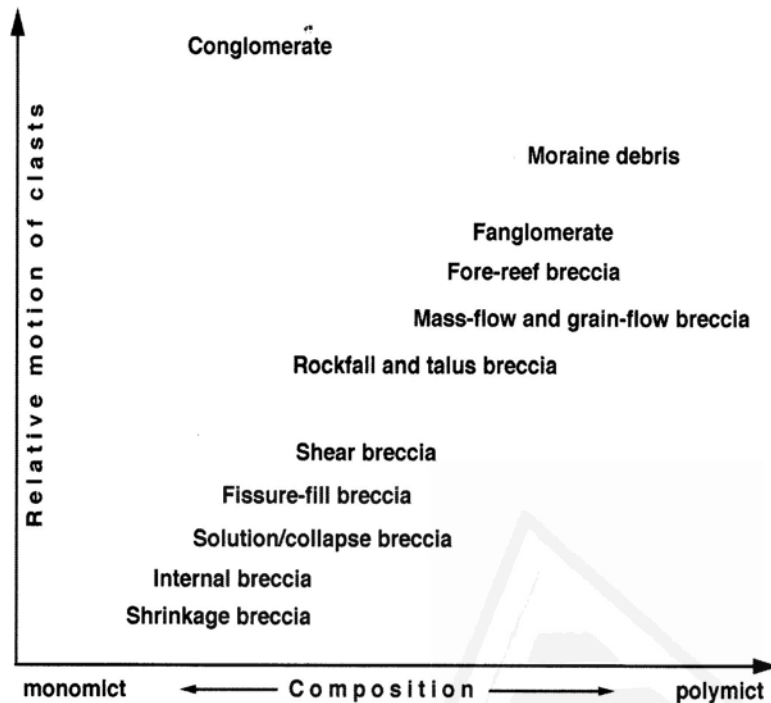


FIGURA 2.13.  
Relación entre caracteres descriptivos y tipos genéticos de brechas carbonáticas.

Una clasificación a tener en cuenta es la que considera un origen hidrotermal de las brechas carbonáticas, en este sentido las brechas hidrotermales se clasifican en 4 categorías: de fractura, en mosaico, caóticas y 'shattered' (Kislak et al., 2001):

- Fractura: clastos no rotados, relativamente grandes y menos de un 5% de cemento.
- Mosaico: clastos que encajan y más de un 20% de cemento.
- Caóticas: clastos orientados al azar y más de un 80% de cemento.
- Shattered: clastos relativamente pequeños, muy apretados (tightly compacted -) y menos de un 10% de cemento

En siguientes capítulos, donde se aborde el origen de los materiales objeto de estudio, se abordará ampliamente la clasificación y las implicaciones genéticas.

### 2.4.3. Vénulas calcíficas: Fisuras, vénulas y venas

Las microfracturas son parte de un sistema de fracturas a gran escala y solamente pueden ser entendidas en el contexto de un análisis estructural regional. Pero no se deben menospreciar en el estudio de microfacies ya que son importantes para descifrar los datos sobre la actividad tectónica, la migración de fluido, la historia diagenética, el potencial como reservorio y las propiedades mecánicas de las rocas.



La fracturación puede deberse a desplazamientos deformaciones (ej.: cizalla), movimientos extensionales o fracturación hidráulica (Flügel, 2004).

La fracturación hidráulica se produce por presión de fluidos anormalmente alta (enterramientos rápidos en cuencas con altas tasas de sedimentación; deformaciones tectónicas por migración de fluidos, transformaciones mineralógicas, etc.).

Entre las características descriptivas se incluyen:

- Geometría de la red de fracturas:
  - Orientación
  - Morfología, anchura y longitud
  - Control en la distribución y desarrollo de fisuras y vénulas por la fábrica (textura y composición):
    - si las fisuras se distribuyen preferentemente en la matriz,
    - si existen zonas con mayor o menor densidad de fracturación
  - Evidencias de desplazamiento
  - Existencia de fases y la relación geométrica (espacio-temporal) entre ellas
- Relleno:
  - Naturaleza y tipología del relleno si lo hubiere (tipos texturales, inclusiones, bandeados, etc.)
  - Si el relleno es simple o poligénico
  - Existencia de fases de relleno
  - Tipo de contacto con el encajante
  - Asociación con otros caracteres (ej.: estilolitos)
  - Relación pasta/clastos (en volumen)

Al igual que en la nomenclatura de las brechas, para las vénulas también es imposible entrar en detalles para cada nombre o término que se ha empleado en la literatura, especialmente en minería (ej. Barton 1991, Dong et al. 1995)

Se pueden diferenciar tres grandes categorías: vénulas de tensión, de cizalla y de brecha.

Las vénulas de brecha o de red forman una matriz entre los clastos en una brecha. Son típicas en yacimientos hidrotermales. Pueden corresponder a un solo episodio de fracturación extensiva, sin orientación preferente significativa, o a la actividad de múltiples episodios de formación de vénulas (incluso de diferentes tipos) (Valenta, 1994).

En este trabajo clasificaremos las fracturas y vénulas del siguiente modo:

- Fisuras: fracturas sin relleno ni evidencias de desplazamiento (comúnmente denominadas 'pelos' en el sector de la cantería)
- Vénulas: fracturas finas (<1mm anchura) rellenas por cemento
- Venas: fracturas de más de 1mm de anchura rellenas por cemento

### 2.4.4. Dolomías: Criterios descriptivos y terminología de fábricas dolomíticas

La textura o fábrica de una roca dolomítica está determinada por el tamaño, forma, distribución y orientación de cristales, granos y poros.

Para el tamaño de los cristales (granos) hemos empleado las siguientes clasificaciones (ver Cuadros 2.1 y 2.2.):

Las clasificaciones basadas en las texturas son apropiadas cuando se está interesado en el origen de las dolomías o en sus características petrofísicas.

*CUADRO 2.1. Terminología para tamaños de cristal en calizas (basado en Folk, 1962)*

Extremely coarsely crystalline	> 4 mm
Very coarsely crystalline	1-4 mm
Coarsely crystalline	250-1000µm
Medium crystalline	62-250µm
Finely crystalline	16-62µm
Very finely crystalline	4-16µm
Aphanocrystalline or Cryptocrystalline	1-4µm

*CUADRO 2.2. Terminología para tamaños de cristal en dolomías (basado en Friedman, 1965)*

Micron-sized	0-10µm		
Decimicron-sized	10-100µm	100-250µm	Fine crystalline
Centimicron-sized	100-1000µm	250-500µm	Medium crystalline
Milimetre-sized	1-10mm	500-1000µm	Coarse crystalline
Centimetre-sized	10-100mm		

La clasificación de dolomías más usada es la de Sibley y Gregg (1987) basada en Gregg y Sibley (1984) dado que es simple y muy descriptiva (aunque tiene implicaciones genéticas) (Figura 2.14). Esta clasificación se basa en la forma del cristal (planar o no-planar) y el grado en el cual se preservan las texturas de cementos y aloquímicos reemplazados (reemplazamiento mimético o no).

La calificación de planar o no planar de los cristales de dolomita se refiere específicamente a la morfología del límite de grano. Una dolomita planar tiene rectos los límites cristalinol dolomita-dolomita. Una dolomita no-planar tiene estos límites curvados o irregulares. No obstante, también se usan términos anhedral (xenotópico) y euhedral (idiotópico).

Distinguir en lámina delgada (2 dimensiones), si el contacto entre dos cristales de dolomita es plano o no es fácil. Una distinción cuantitativa puede hacerse (Gregg y Sibley, 1983), pero la mayoría de las descripciones en la literatura son 'cualitativas'. Las características de extinción de los cristales de dolomita en el microscopio petrográfico ayudan a esta discriminación: las dolomitas planares tienen extinción recta y las no planares suelen tenerla ondulante o segmentada (Gregg y Sibley, 1983).

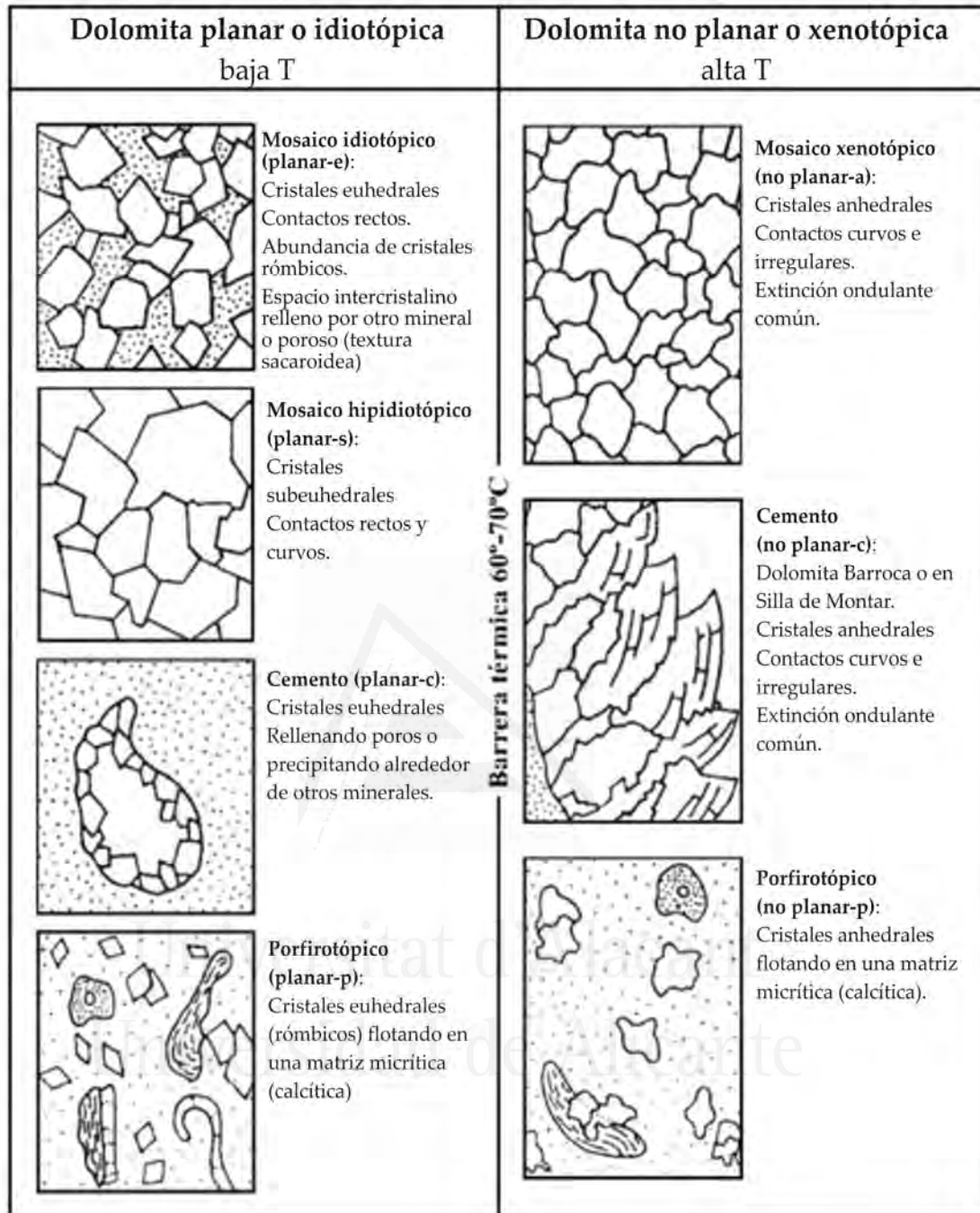


FIGURA 2 14. Tipos de texturas dolomíticas (Gregg y Sibley, 1984)

Los tamaños de cristal en dolomías suelen seguir una distribución normal o log-normal con asimetría hacia tamaños grandes (Sibley et al., 1993). Las dolomitas no planares suelen ser de mayor tamaño y presentar una distribución más log-normal que las planares.

Aloquímicos y cementos pueden estar completamente o parcialmente reemplazados, o incluso sin reemplazarse. Este reemplazamiento puede ser mimético o no. Las texturas no miméticas incluyen los llamados ‘fantasmas’, cuando inclusiones de materiales no carbonáticos delimitan o muestran la estructura interna de aloquímicos o cementos pre-dolomitización.

Otros tipos o términos aplicados a dolomitas son:

- La dolomita tipo 'saddle' o 'en silla de montar' (Radke y Mathis, 1980) o barroca (Folk y Assereto, 1974) es un cemento dolomítico no-planar con cristales de caras curvas y extinción ondulante.
- Las dolomías sacaroideas (sucrocic) son equigranulares, planares y porosas

En resumen: Para describir las fábricas dolomíticas en este estudio emplearemos los siguientes criterios:

- El tamaño de los cristales
- La distribución del tamaño de los cristales se clasifica como equigranulares o equigranulares (unimodales o polimodales).
- La forma del límite entre cristales se denomina planar-e (euhedral), planar-s (subeuhedral) y no-planar (anhedral),
- Cuando sea posible, es decir, sean reconocibles, la descripción incluirá aloquímicos, rellenos, etc., y el grado de preservación.

Aloquímicos y cementos pueden estar completamente o parcialmente reemplazados, o incluso sin reemplazarse. Este reemplazamiento puede ser mimético o no. Las texturas no miméticas incluyen los llamados 'fantasmas', cuando inclusiones de materiales no carbonáticos delinean o muestran la estructura interna de aloquímicos o cementos pre-dolomitización.

## 3. CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA

---

**L**A descripción de las características petrográficas en este capítulo se ha organizado de la siguiente forma. Una primera parte por secciones geográficas, que se ordenan de Sur a Norte y de Oeste a Este del siguiente modo (Figura 3.1):

### Sector SW

Cantera de Jumilla- JUM

Cantera Sierra de la Fuente- FUEN

Cantera NW Sierra de la Cingla- JIM

### Sector CENTRAL

Cantera W Sierra de la Magdalena - FV

Cantera E Sierra de la Magdalena Yecla- Y

Sierra del Príncipe - SP

Sierra del Cuchillo - SC

### Sector NE

Cantera de La Encina- EN

Fuente de la Higuera- FHI

En la segunda parte del capítulo se resume y ordena los principales tipos texturales reconocidos y se hace un análisis del color de las brechas dolomíticas objeto de estudio.



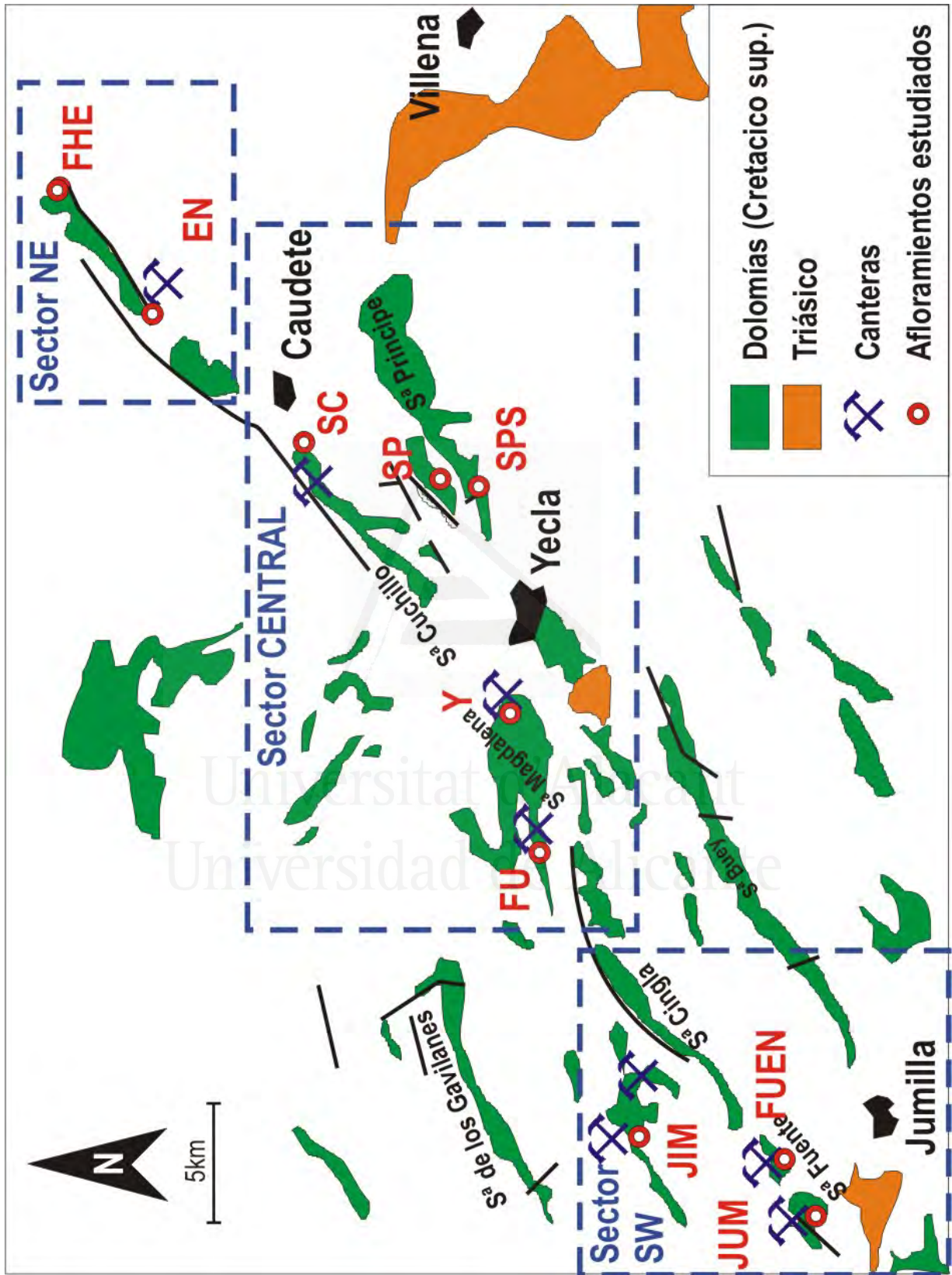


FIGURA 3.1. Localización de zonas de estudio y su distribución por secciones.

### 3.1. Sector suroeste

El sector suroeste de la zona de estudio comprende tres secciones (Figura 3.2) situadas en la provincia de Murcia, que corresponden a tres canteras donde se explota, se ha extraído o se ha prospectado el mármol comercial 'Marron Emperador'.

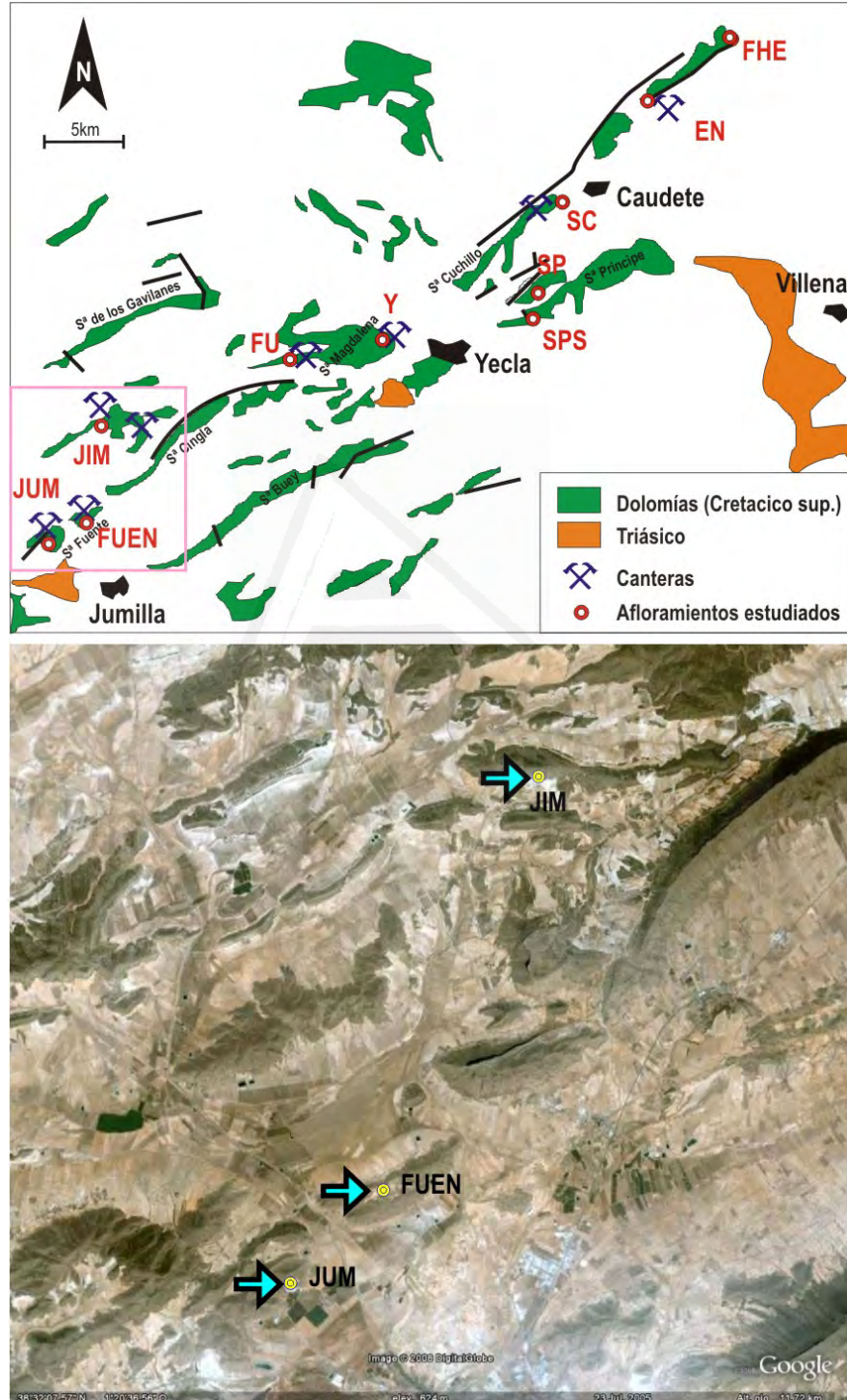


FIGURA 3.2. Localización de las canteras de Jumilla (JUM), Sierra de la Fuente (FUEN) y W Sierra de Cingla (JIM)



### 3.1.1. Cantera de Jumilla-JUM

Esta cantera se sitúa al NW de la población de Jumilla (Murcia).

Coordenadas geográficas: 38° 29' 56'' N; 1° 21' 59'' W. Altitud media: 610m.

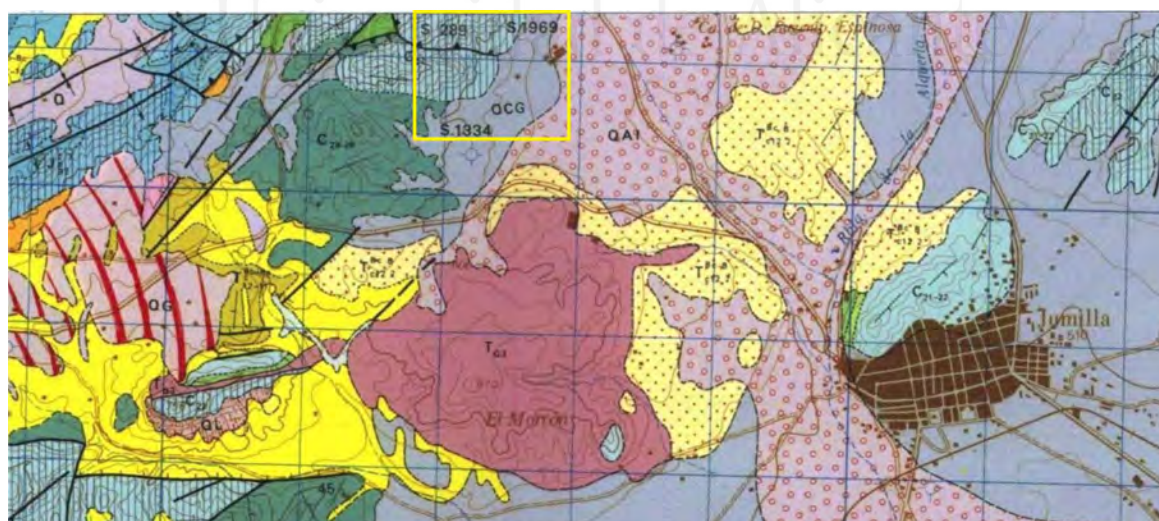


FIGURA 3.3. Vista aérea de la Cantera de Jumilla y detalle del mapa geológico de la zona (hoja 869-Jumilla; IGME)

Según la cartografía del IGME (hoja 869-Jumilla) los materiales explotados corresponden a dolomías masivas de edad Turoniense-Senoniense (Figura 3.3). La cantera está situada en la vertiente meridional de un pequeño cerro al sur de la Sierra de las Cabras, en alineación morfoestructural SW-NE con la Sierra de la Fuente (Figura 3.2). Se trata de una explotación relativamente pequeña (Figura 3.4), activa en la actualidad. El buzamiento de la serie (20-35°N) queda marcado en los frentes de cantera (Figura 3.4); este bandeado, correspondiente a bancos estratigráficos es una de las peculiaridades de los mármoles de esta cantera.



**FIGURA 3.4.**  
*Vista general de la cantera de Jumilla (arriba). Detalle del frente de explotación (derecha).*

### 3.1.1.1. Brechas: Descripción textural general

Se ha reconocido cuatro tipos de dolomías brechoides:

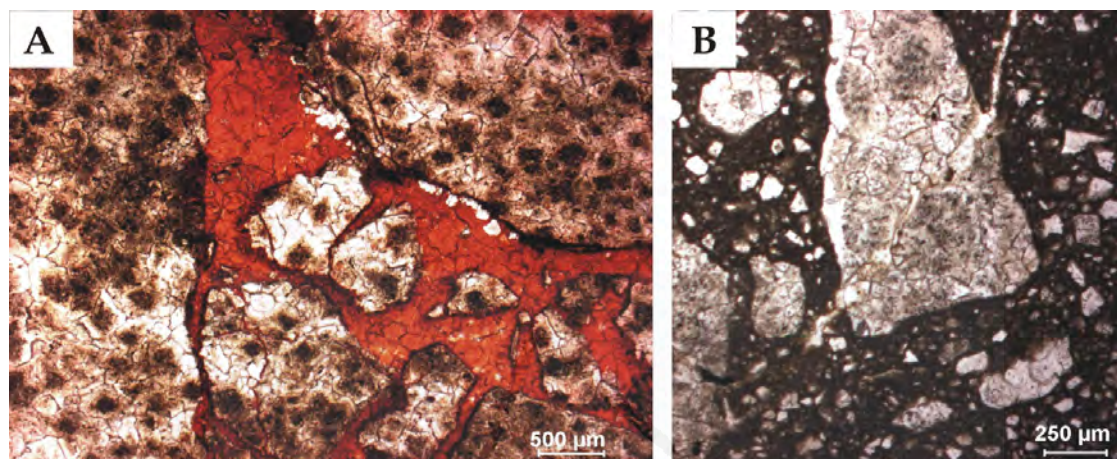
- Brechas tipo crackle, con cantos dolomíticos marrones separados por venas y vénulas calcíticas blancas.
- Brechas clasto-soportadas tipo mosaico, de tonalidad marrón, con pasta compuesta principalmente por cementos calcíticos blancos y escasas cantidades de matriz micrítica (Figuras 3.5A, 3.8).
- Brechas clasto-soportadas tipo mosaico, de tonalidad marrón, con pasta compuesta por cementos calcíticos blancos y por varias generaciones de matriz y/o rellenos detríticos de diversas tonalidades.
- Brechas tipo caóticas o 'rubble', matriz-soportadas con cantos heterométricos (0,5mm a



2cm) marrones oscuros en una matriz micrítica de color marrón claro u ocre (Figura 3.5B).

El color de los componentes texturales de las microfacies brechoides se ha diferenciado en los siguientes términos:

- Clastos marrones con dos tonalidades diferenciadas: oscuros (5YR2/2; 3/2) a muy oscuros (10YR2/2), e intermedios algo rojizos (5YR4/4).
- Venas blancas y vénulas blancas y ocre.
- Matriz ocre (5YR7/2, 10YR8/2) o rojiza (5YR5/6).



**FIGURA 3.5.** A) Brecha tipo mosaico compuesta por fragmentos doloespáriticos (mosaico hipidiotópico – planar-s) en una pasta formada por un cemento calcítico espáritico tipo ‘blocky’. Algunos de los cristales de dolomita presentan núcleos enfatizados, localmente subromboidales. B) Brecha caótica constituida por clastos doloespáriticos flotando en una matriz micrítica.

En las brechas tipo ‘crackle’, la brechificación viene marcada por las venas y vénulas de relleno calcítico y/o dolomítico, así como por fisuras de trazado irregular en las que localmente se observa algún pequeño relleno arcilloso y/o pátinas de cementos ferruginosos. Estas fisuras en algunas zonas muestran una neta morfología estilolítica.

En el caso de las brechas tipo mosaico, la brechificación viene marcada por venas y vénulas de relleno calcítico, que delimitan clastos angulosos de gran tamaño y clastos angulosos a subangulosos de menor tamaño y menor grado de encaje (Figura 3.5A); o por diversas fases de rellenos detríticos y/o matriz que hace que la concentración de clastos sea notablemente mas baja.

La microfacies brechoide matriz-soportada presenta su grado de concentración de clastos menor que en los otros tipos, definido por la alta proporción de matriz micrítica entre los fragmentos doloespáriticos (Figura 3.5B).

### 3.1.1.2. Dolomías

En los tipos clasto-soportados (mosaico y ‘crackle’) los cantos dolomíticos consisten en mosaicos hipidiotópicos (planar-s) compuestos por cristales centimicrométricos (100-300µm) ricos en impurezas (Figuras 3.6A; 3.7A; 3.8A y B). En muchos casos los cristales muestran núcleos enfatizados (Figuras 3.6A y B; 3.8A y B). Se observan fantasmas de fósiles. También se reconocen cementos en forma de venas dentro de los clastos (Figura 3.8).



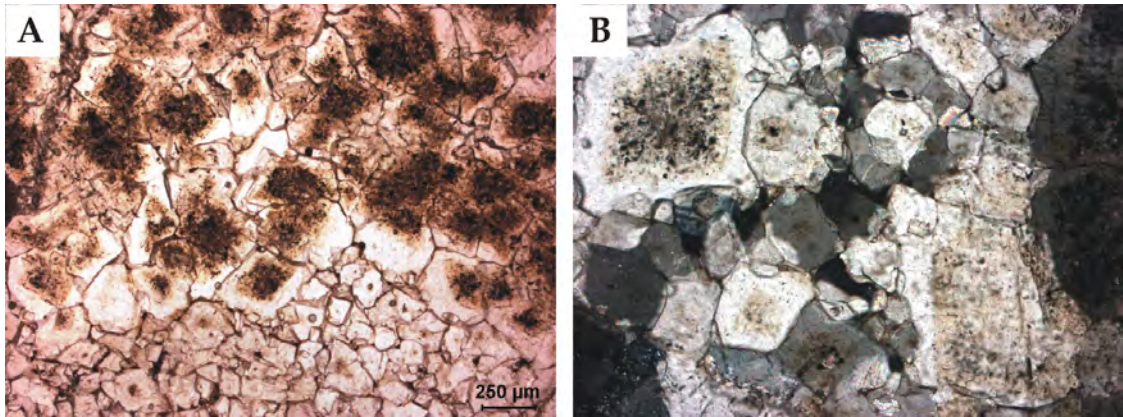


FIGURA 3.6. A) Mosaico doloesparítico hipidiotópico (planar-s, según Sibley & Gregg, 1987). Los cristales presentan una alta cantidad de impureza, en especial los de mayor tamaño. B) Detalle de núcleos rómbicos enfatizados.

En los tipos matriz-soportados los cristales suelen ser más pobres en impurezas. En estos tipos, la matriz es de naturaleza dolomítica (localmente calcítica) y de textura micrítica. Al microscopio se reconoce que esta matriz está también compuesta por clastos dolomíticos de pequeño tamaño. En estas microfacies, la tipología de los clastos de la matriz es idéntica a la de los clastos mayores, es decir doloesparitas centimicrométricas de cristales pobres en impurezas que configuran un mosaico hipidiotópico.

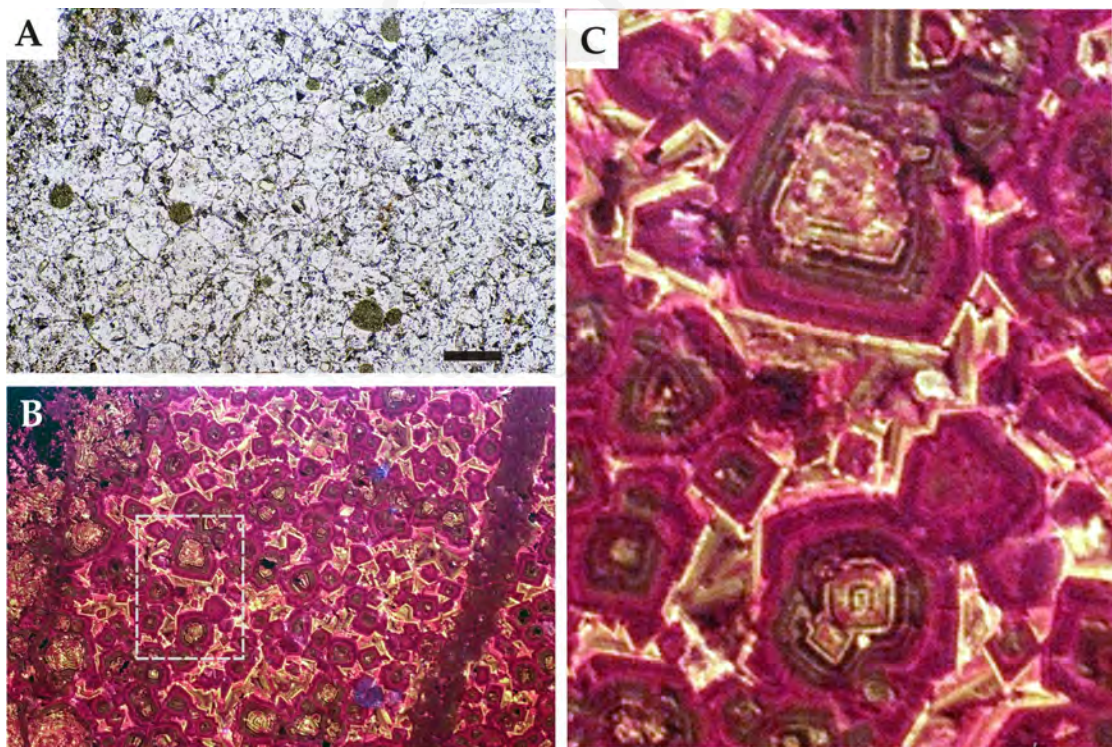
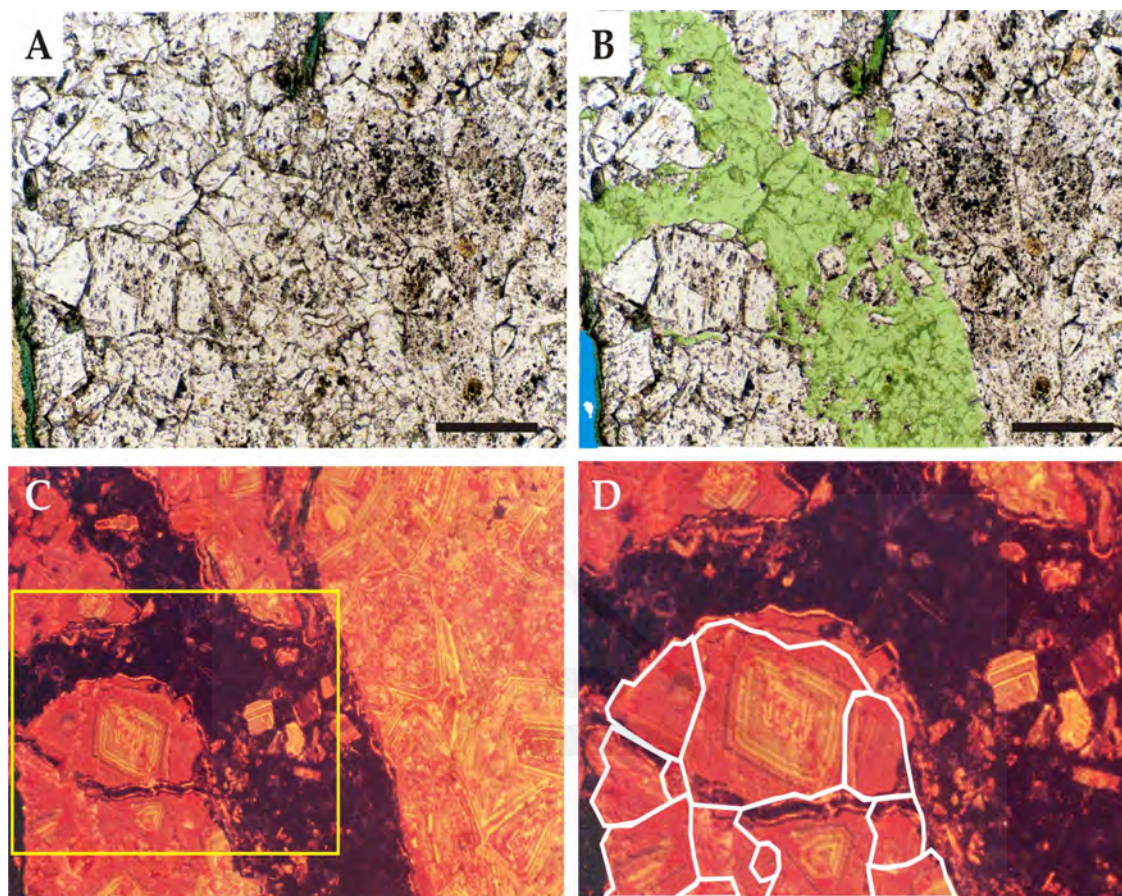


FIGURA 3.7. A) Mosaico doloesparítico hipidiotópico (planar-s). Nícoles paralelos. Escala: 200µm. B) Vista de A con catodoluminiscencia. Se observa cristales subrómbicos con zonados concéntricos, núcleos a veces borrosos D naranja-rojo y otras bien definidos B. Secuencias de zonaciones con bandas D rojas y marrones y alguna B más delgada. Borde de los rombos bien definidos. Englobando el conjunto, zonado con bandas B – D naranja. A la derecha se observa un fantasma de vénula rellena de cristales no luminiscentes (NL). C) Vista ampliada de zona central de B (recuadro blanco).



La tonalidad en los clastos doloespáriticos, independientemente del tipo textural brechoide al que pertenezcan está directamente relacionado con el grado de impurezas de los cristales. A mayor cantidad de impurezas, tono más oscuro.



**FIGURA 3.8.** A) Mosaico doloespáritico hipidiotópico (planar-s). Escala: 200 $\mu$ m. B) En verde se marca fantasma de cemento no luminiscente (NL) con fragmentos de cristales doloespáriticos. C) Vista de A y B en catodoluminiscencia. A la izquierda, la doloespárita presenta núcleos rómbicos con zonado concéntrico B – DB, banda D marrón y banda muy ancha D rojo. A la derecha, los núcleos son más borrosos con luminiscencia D. C) Vista ampliada B (marcado en amarillo). D) Vista ampliada de C (recuadro en amarillo) en catodoluminiscencia. Se marcan los bordes de los cristales doloespáriticos.

Al microscopio de catodoluminiscencia los cristales espáriticos muestran una luminiscencia concéntrica brillante (B) y mate (D), siendo más evidente la B (Figuras 3.7B y C; 3.8C y D). Los núcleos, subrómbicos a redondeados, presentan una luminiscencia B y D brillante, en ocasiones moteada. En algunas zonas puede presentar un borde externo irregular (disuelto) (Figura 3.7B). En algunos casos se reconoce un zonado festoneado D (rojo-marrón) alternando con líneas finas B rodeando núcleos o zonas borrosas (Figura 3.7C). Mosaicos de cristales con luminiscencia zonada pasan a cristales aislados rodeados de un bandeado de luminiscencias D rojo pálido, rojo y marrones (Figura 3.9).

En determinadas áreas, los cristales presentan núcleos rómbicos aislados, más nítidos y con zonados concéntricos D y B. Están rodeados por un bandeado de luminiscencia D (Figura 3.9B). Cuando la distancia entre los rombos es mayor este zonado también presenta bandas luminiscentes brillantes (B). Estas áreas corresponden con cristales de doloespáritas más límpidos (Figura 3.9A)

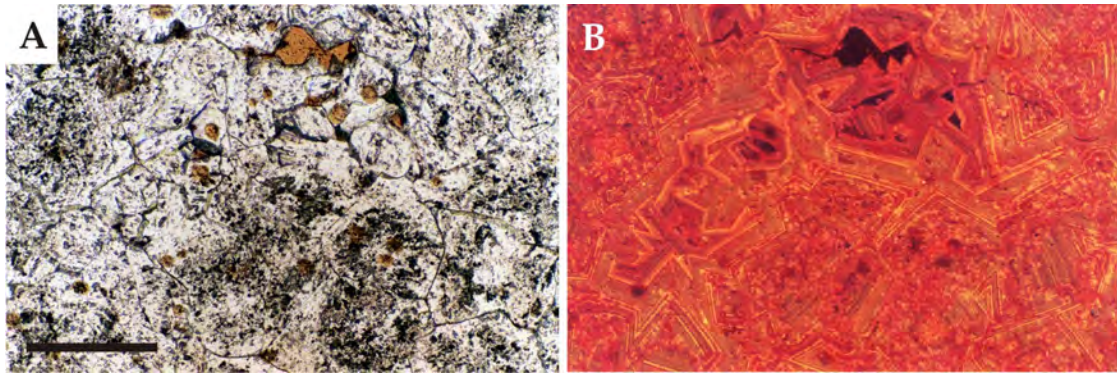


FIGURA 3.9. Mosaico doloesparítico hipidiotópico (planar-s) con núcleos enfatizados. Escala: 100 $\mu$ m. B) Vista de A en catodoluminiscencia. Los cristales con núcleos enfatizados presentan una luminiscencia borrosa o moteada con un fino y débil zonado concéntrico (ver texto). Las áreas con zonados luminiscentes más nítidos (centro-superior) corresponden con cristales doloesparíticos con menor número de impurezas.

### 3.1.1.3. Vénulas y cementos

#### Vénulas dolomíticas:

De tonalidades blanca a beige, compuesto por cristales mesocristalinos (50-250 $\mu$ m) idiomórficos a subidiotópicos (Figura 3.10).

Se puede distinguir entre dos tipos:

- Fantasmas de cementos calcíticos previos a la dolomitización: se observan cristales doloesparíticos con dos zonas diferenciadas: una rica en impurezas (encajante) y una límpida (cemento) (Figura 3.11A).
- Empalizadas de cristales en contacto neto con el encajante doloesparítico que es seguido por una fase de cementación calcítica esparítica (tipo 'blocky') y/o de relleno mixto químico-detritico de textura fina (micrítica) (Figura 3.11C y D).

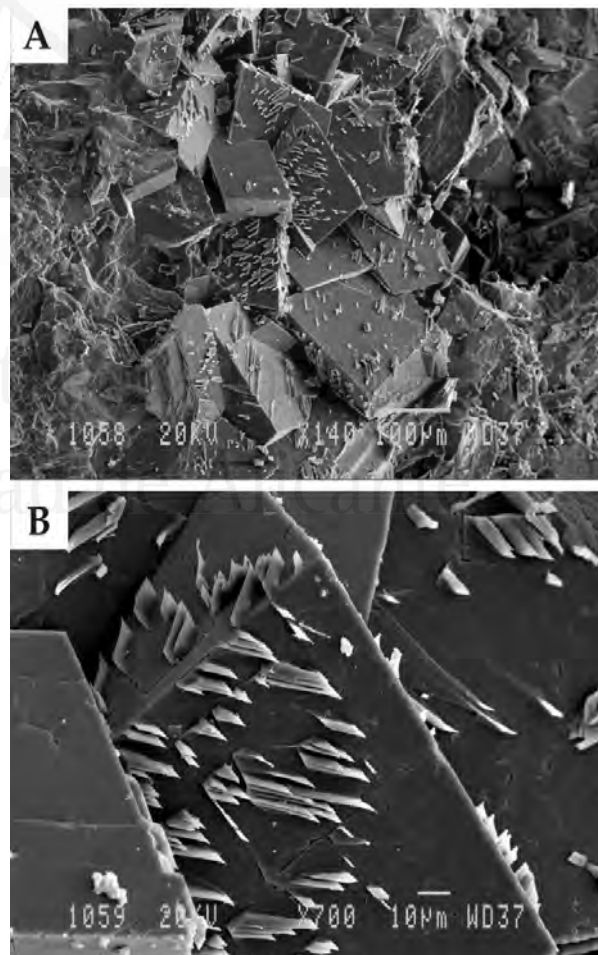
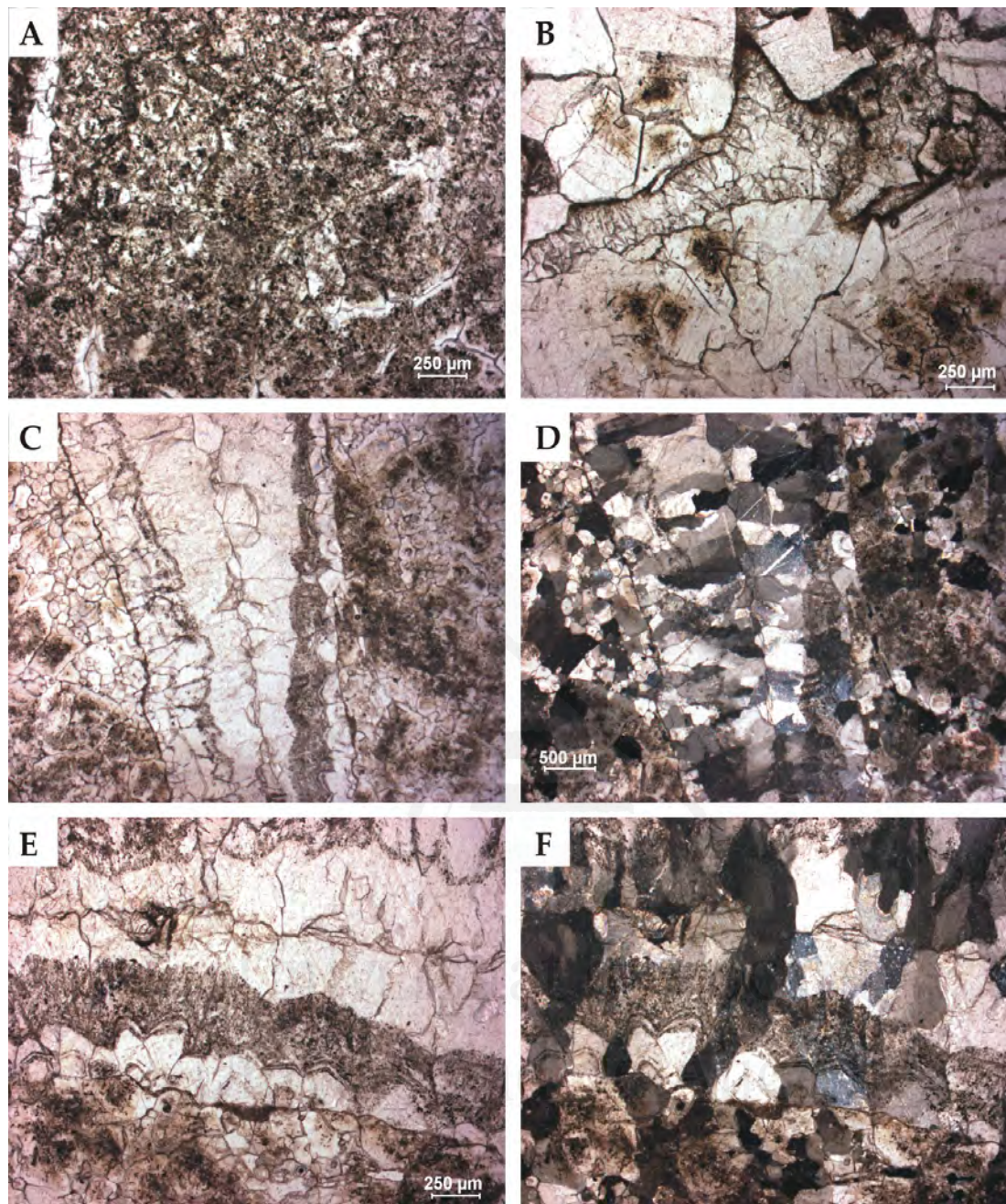


FIGURA 3.10. A) Cristales idiomorfos de dolomita en cementos doloesparíticos. B) Detalle de A.

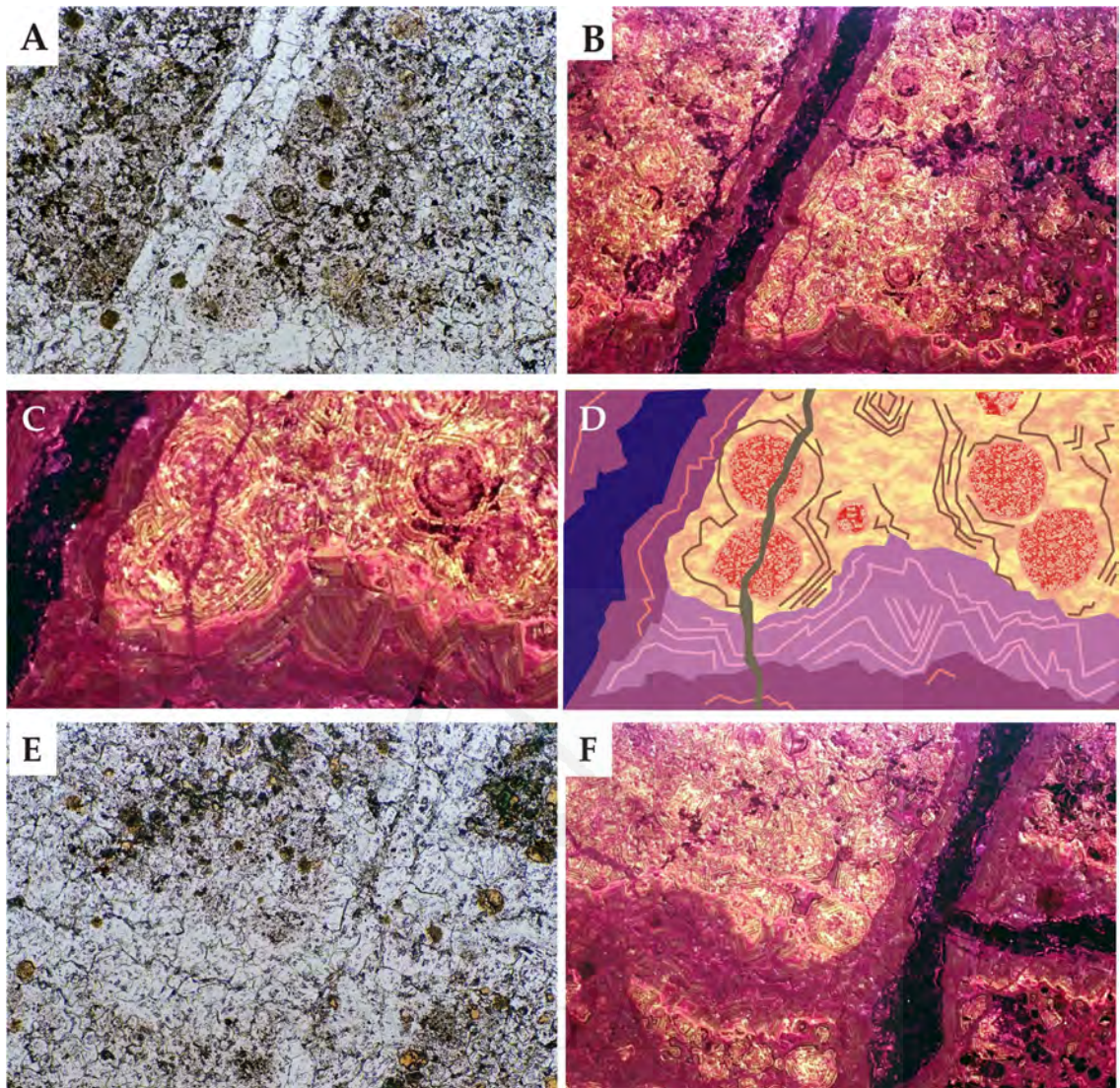




**FIGURA 3.11.** A) Doloesparita con 'fantasmas' de cementos tipo vénula. B) Textura drúsica en cemento calcítico. C y D). Vénula rellena por cemento carbonático compuesto de una fase dolomítica y una fase calcítica posterior (C: nícoles paralelos; D, nícoles cruzados). E y F Vénula calcítica rellena de cemento calcíticos con marcadas bandas de crecimiento (E: nícoles paralelos; F, nícoles cruzados).

Algunos de estos cementos en vénulas (fantasmas), de anchura mayor de 100-150 $\mu\text{m}$ , presentan una luminiscencia D zonada de borde a centro, que conserva, o se sobre impone, a los zonados (B-D) de los cristales doloesparíticos de las paredes, si bien nunca presentan luminiscencia B (Figura 3.12). En otros casos bordeando a la zona central NL y en contacto con la doloesparita de borde se observan una fina secuencia NL-D(naranja)-NL. Cuando su anchura es menor de 150 $\mu\text{m}$  no presentan luminiscencia (NL). (Figura 3.7B).



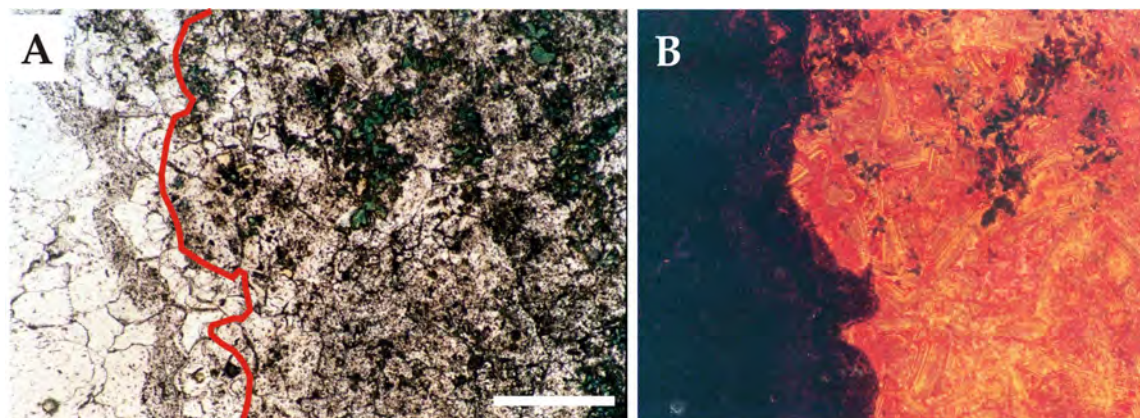


**FIGURA 3.12.** A) Mosaico doloesparítico hipidiotópico (planar-s) con fantasmas de vénulas cementadas. B) Vista en catodoluminiscencia de A. Los cristales de doloesparita presentan núcleos redondeados (moldes de foraminíferos) con luminiscencia D, bordeados por un zonado luminescente concéntrico (ver texto). Se evidencian diferentes generaciones de cementos (dolomita, calcita) (ver texto) y la existencia de fisuras paralelas a las vénulas. C) Zona ampliada de B. D) esquema de cementos. E) Mosaico doloesparítico hipidiotópico (planar-s) con fantasmas de vénulas cementadas. F) Vista en catodoluminiscencia de E. Diferentes generaciones de cementos (dolomita, calcita) (ver texto).

### Vénulas y venas calcíticas

Presentan tonalidades de blancas a beige, y están constituidas generalmente por mosaicos mesocristalinos (50-800 $\mu$ m) tipo 'blocky' o 'drusy' (Figura 3.11.B, C y D), o empalizadas de cristales prismáticos. En estas últimas es común la presencia de bandas de crecimiento en los cristales calcíticos, semejantes a las de rellenos espeleotémicos (Figura 3.11E y F; 3.13A). El contacto es neto entre las vénulas y el encajante doloesparítico. Abundan en las microfacies brechoides clasto-soportadas. En el caso de los tipos texturales matriz-soportados, hay vénulas cuyo desarrollo se restringe a los cantos doloesparíticos, y otras vénulas calcíticas que también atraviesan la matriz. Todos estos cementos no son luminiscentes (NL) (Figura 3.13B).





**FIGURA 3.13.** A) Dolomicrosparita con cemento calcítico. LA línea roja corresponde con el límite no luminiscente del cemento. B) Vista en catodoluminiscencia de A.

### Espelotemas

Estos materiales están a menudo karstificados y presentan rellenos espeleotémicos más o menos complejos. Estos rellenos corresponden a fábricas de coladas (flowstone) y o globulíticas (coraloides) compuestas por la alternancia de bandas compuestas por cristales micríticos, columnares, esqueléticos, etc. A estos rellenos químicos espeleotémicos se asocian rellenos detríticos endokársticos típicos (microbrechas de colapso, terra rosa, rellenos detríticos finos, etc.)

#### 3.1.1.4. Matriz y otros rellenos

La matriz es micrítica, con proporciones variables de arcillas y/o óxidos-hidróxidos de hierro, y clastos dolomíticos de pequeño tamaño. Como se ha mencionado anteriormente en algunos tipos brechoides se han reconocido diversas fases de rellenos detríticos y/o matriz que hace que la concentración de clastos sea notablemente más baja.

Estos rellenos son de dos tipos:

- Rellenos blancos químico-detríticos consistentes en la alternancia de capas de micrita y laminas de granos de dolomita de diverso tamaño (desde tamaño limo a arena media). Estos rellenos presentan ocasionalmente microestructuras de deformación. Tienen una relación de onlap con el encajante (brecha dolomítica) o representan la fase de relleno final de cavidades después de una fase de cemento dolomítico.
- Rellenos microsparíticos rojizos que atraviesan los rellenos blancos descritos anteriormente (Figura 3.14). Consisten en mosaicos de cristales que no suelen alcanzar las 25 $\mu$ m de grosor con abundancia de óxidos y/o finas pátinas de arcillas en posiciones intercristalinas (esto es lo que le da su coloración rojiza). Tienen bastante parecido textural con encostramientos rojizos que se observan en algunas muestras de la cantera (ver más adelante). Es importante destacar que las vénulas calcíticas blancas no atraviesan dichos rellenos, sino que, por el contrario, en algunos casos esas vénulas tienen su origen o continuidad en los rellenos. En algunos casos estos rellenos rojizos están seguidos de una fase de cementos calcítico tipo drusa.



**FIGURA 3.14.**  
*Rellenos poligénicos en microfacies brechoideas*

#### 3.1.1.5. Dedolomías

Son pequeñas evidencias de dedolomitización no selectiva de fábrica en algunos cantos doloespáriticos. También se encuentran en la matriz dolomicrocítica de algunas microfacies.

#### 3.1.1.6. Otros tipos de rocas

Asociado a las brechas beige tipo caóticas se han reconocido encostramientos micríticos homogéneos de tonos rojizos, presumiblemente de origen edáfico.

### 3.1.2. Cantera Sierra de la Fuente-FUEN

La cantera localizada en la Sierra de la Fuente se corresponde con un pequeño accidente morfoestructural de orientación SW-NW (Figura 3.15), que se alinea con la estructuración general de los afloramientos cretácicos del Altiplano Jumilla-Yecla hacia la Sierra de la Cingla hacia el NW.

Coordenadas geográficas: 38° 30' 41'' N; 1° 21' 06'' W

Altura media: 645m.

Según la cartografía del IGME (hoja 844-Ontur) los materiales explotados corresponden a una unidad de dolomías masivas negras de edad Turonense (Figura 3.16).

La cantera está situada en la vertiente septentrional de la Sierra de la Fuente, hacia el paraje de Fuente de la Villa. Se trata de unas pequeñas cortas o catas de prospección que no llegaron a explotarse comercialmente de forma extensiva. En los frentes abiertos se reconocen facies brechoideas típicas del mármol 'Marrón Emperador', así como facies conglomeráticas, menos comunes (Figura 3.17A).





FIGURA 3.15. Vista aérea de la Sierra de la Fuente. Véase zona central de actividad minera.

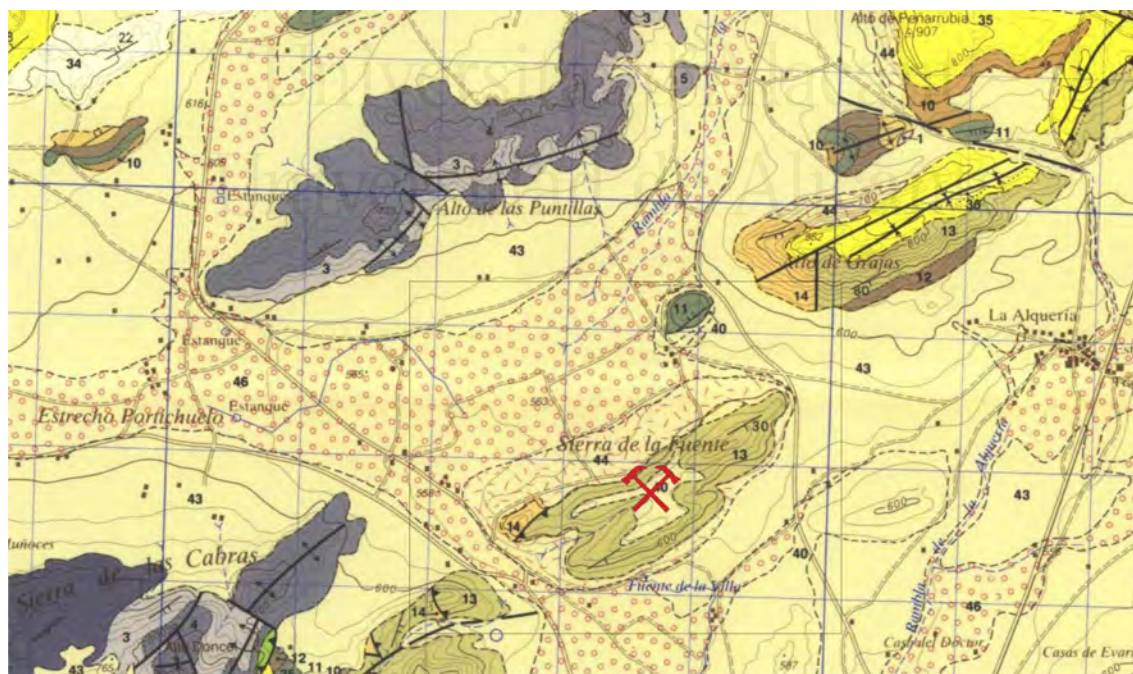
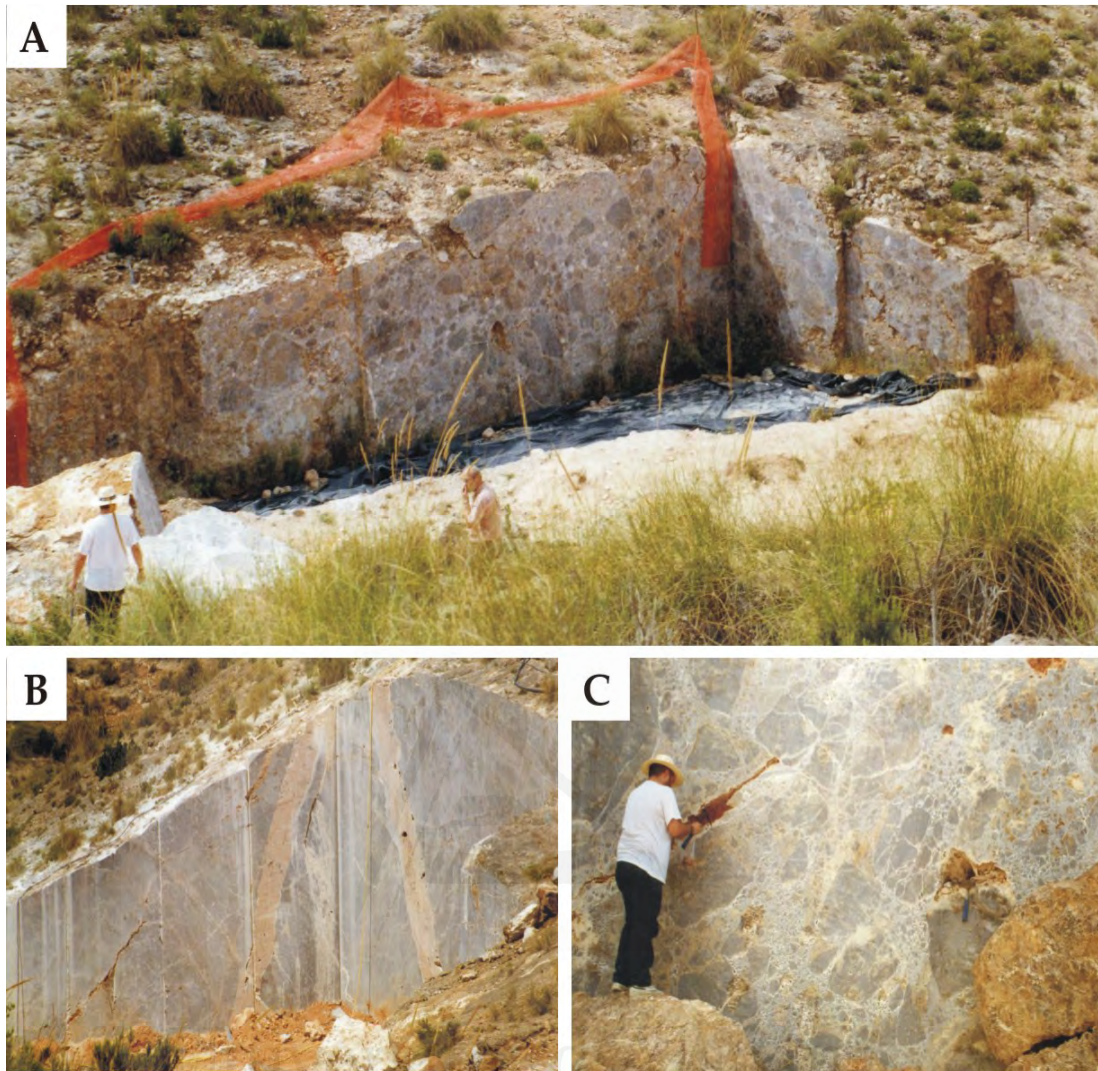


FIGURA 3.16. Detalle del mapa geológico 1:50.000 de la zona de estudio (Hoja 844 –Ontur- del IGME).





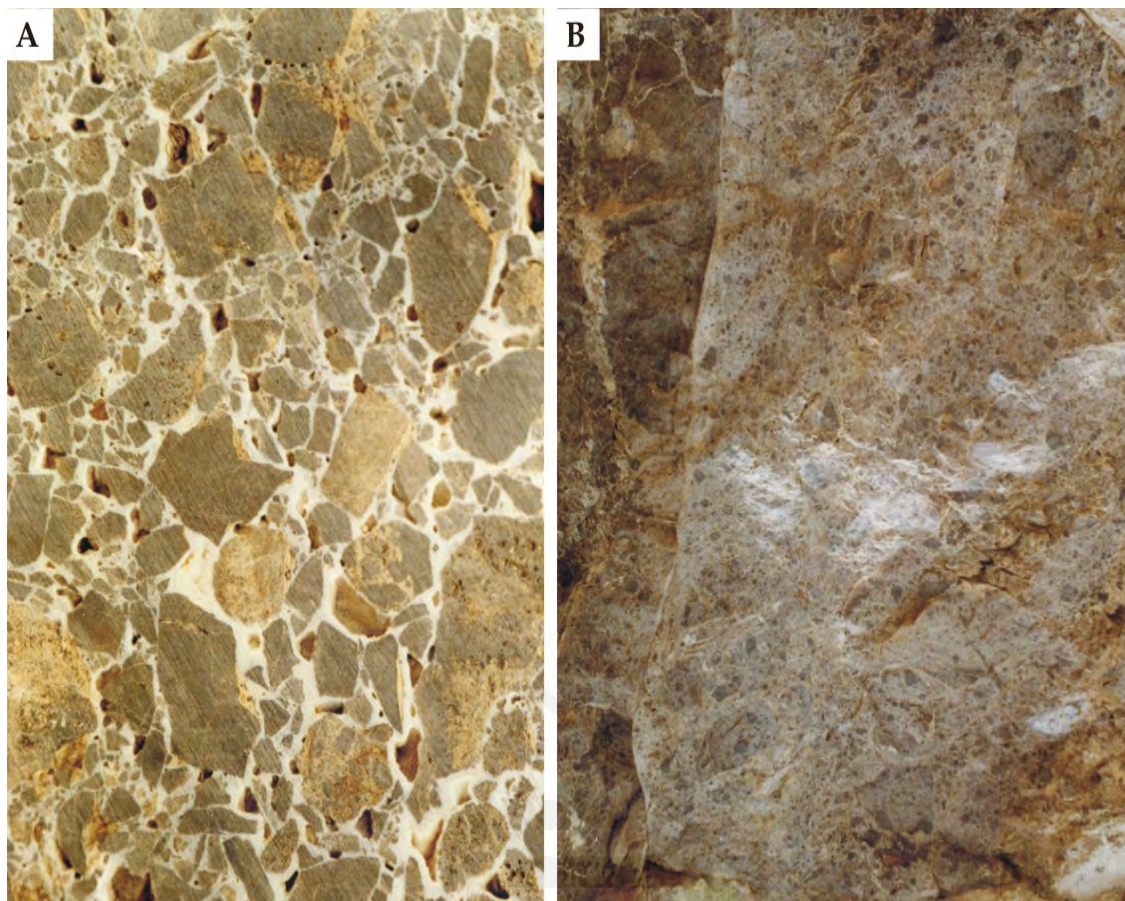
*FIGURA 3.17. Vistas de diferentes frentes de la cantera de Marrón Emperador de la Sierra de la Fuente. A) Frente con facies conglomeráticas. B) Detalle de dique relleno por material espeleotémico. C) Frente con facies brechoides.*

### 3.1.2.1. Brechas: Descripción textural general

Se han reconocido dos tipos de microfacies brechoides:

- Brechas clasto-soportadas tipo mosaico, con cantos dolomíticos marrones oscuros separados por venas y vénulas calcíticas blancas (Figura 3.18A).
- Brechas tipo rubble, matriz-soportadas con cantos heterométricos (0,5mm a 2cm) marrones oscuros en una matriz micrítica ocre (Figura 3.18B; 3.17; 3.25).

En el caso de las brechas tipo mosaico, la brechificación viene marcada por las venas y vénulas de relleno calcítico y/o dolomítico, así como por fisuras de trazado irregular en las que localmente se observa algún pequeño relleno arcilloso y/o pátinas de cementos ferruginosos. Estas fisuras en algunas zonas muestran una neta morfología estilolítica.



*FIGURA 3.18. A) Detalle de microfacies brechoide clasto-soportada tipo mosaico con abundancia de cementos calcíticos blancos en venas. B) Aspecto general de microfacies brechoide matriz-soportada tipo caótico.*

En el caso de las matriz-soportadas la variedad de clastos dolomíticos es amplia, abarcando fragmentos de doloeparita, dolomicrita y fragmentos de brechas dolomíticas.

El color de los componentes texturales de las microfacies brechoides:

- Clastos marrones oscuros (5YR3/2, 3/4) a muy oscuros (10YR2/2).
- Clastos marrones claros (10YR7/4, 5/4, 6/2).
- Venas blancas y vénulas blancas y ocre.
- Matriz ocre (5YR5/6, 10YR7/4)

### 3.1.2.2. Dolomías

Los cantos dolomíticos consisten en mosaicos hipidiotópicos (planar-s) compuestos por cristales centimicrométricos (100-300µm) ricos en impurezas (Figuras 3.19 ,3.20, 3.21). Los cristales con núcleos enfatizados por la acumulación de impurezas son relativamente comunes. Se observan fantasmas de fósiles (Figura 3.19). También se reconocen cementos en forma rellenos de venas dentro de los mosaicos doloeparíticos (Figura 3.20).



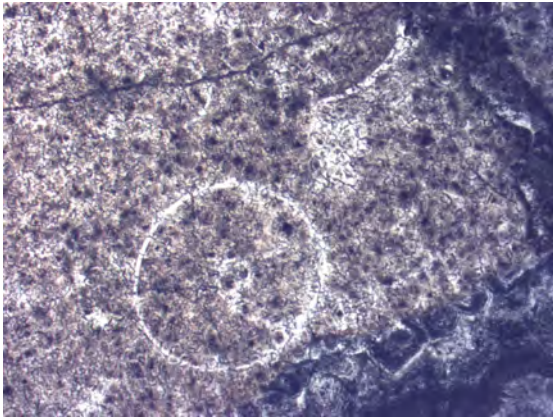


FIGURA 3.19. Fantasma de bioclasto en doloesparita.

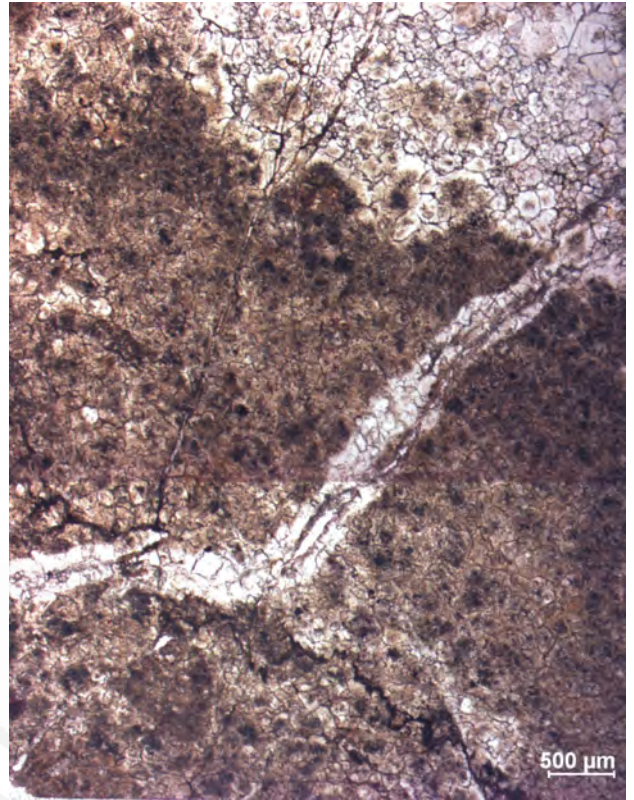


FIGURA 3.20. Vénula dolomítica (fantasma) marcada por zonas cristalinas límpidas den los cristales dolomíticos que forman el mosaico doloesparítico.

Al microscopio de catodoluminiscencia se reconocen formas romboidales con núcleos borrosos D naranja y zonados concéntricos donde las bandas de diferente grosor y luminiscencia se alternan según dos patrones principalmente (Figuras 3.21 B y 3.22 B): (i) DB, D naranja y D marrón; y (ii) DB y B.

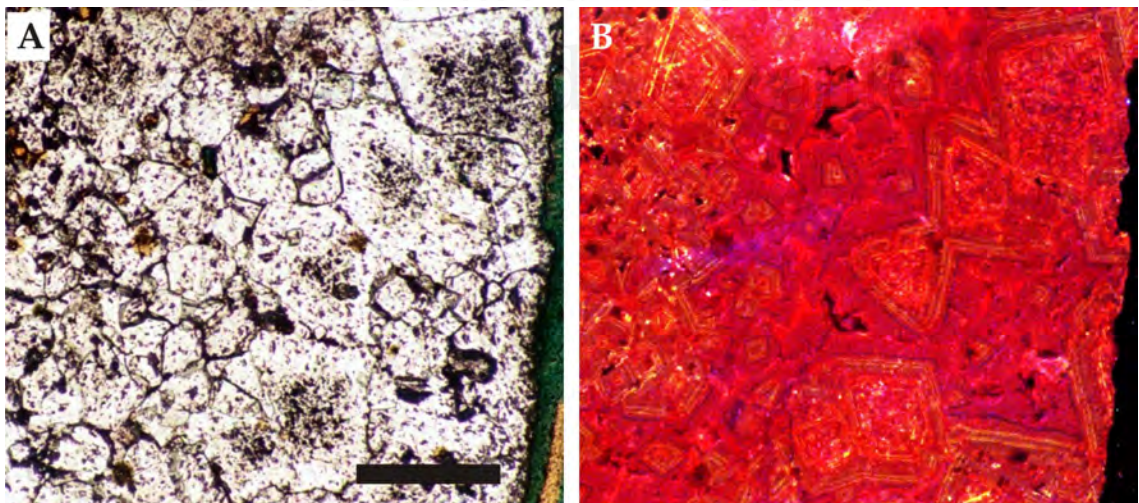
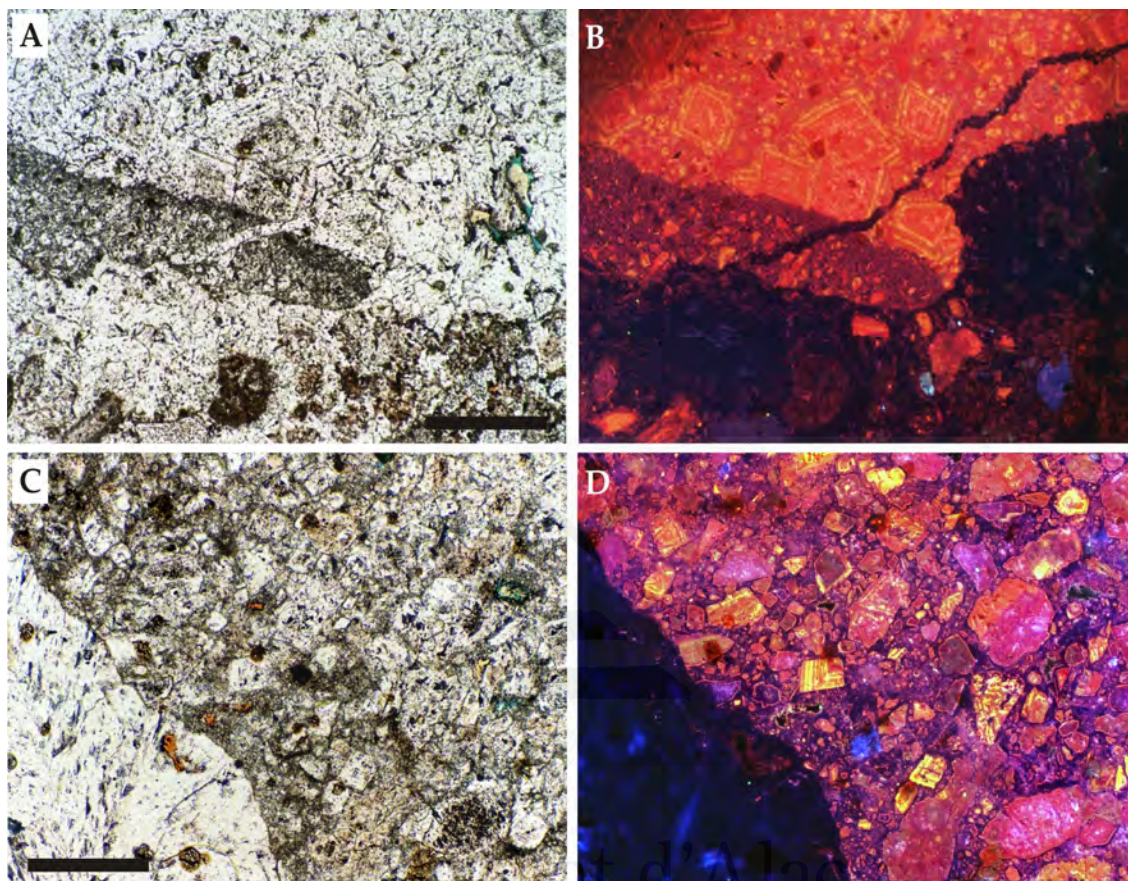


FIGURA 3.21. A) Mosaico doloesparítico con incremento de tamaño de cristal hacia borde de clasto. En los cristales de mayor tamaño se observan claramente núcleos enfatizados. Escala: 150µm B) Vista en CL de A. Nucleos (NL o D) con luminiscencia y bandeo poco definidos, rodeados de un recrecimiento (cortex) con bandeo definido mate (D marrón, rojo).



Englobando estos zonados es común la existencia de una zona con luminiscencia D roja con diferentes anchuras (Figura 3.21B) o una zona de luminiscencia más apagada (con zonado débil) (Figura 3.22B).



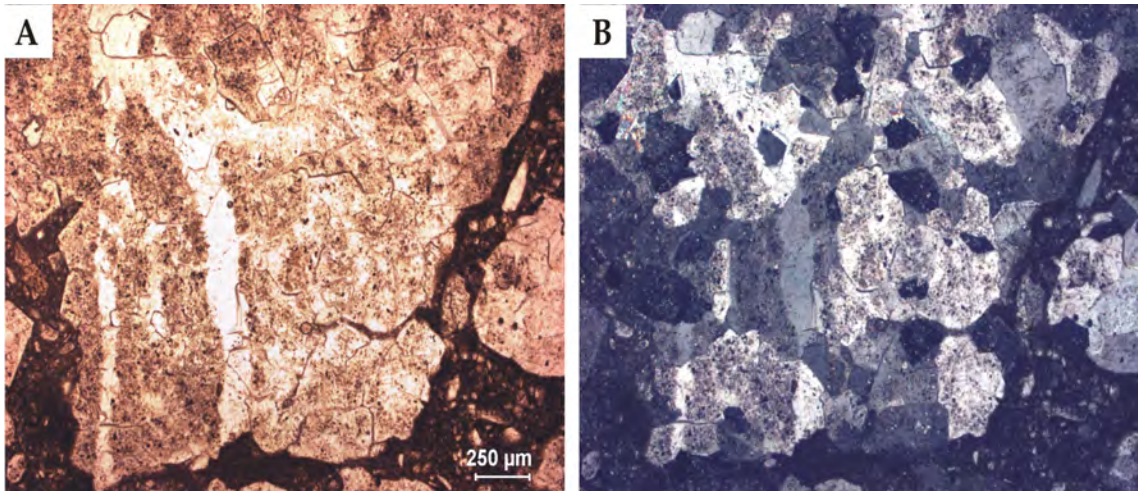
**FIGURA 3.22.** A) Doloesparita con cristales zonados, fantasmas de cementos tipo vénula y zonas con matriz micrítica y cantos esparíticos. Escala 200 $\mu$ m. B) Vista en CL de A. Fragmento de doloesparita heterocristalina con matriz micrítica con fragmentos de cristales doloesparíticos. Cementos calcíticos (NL) que delinear y atraviesan los clastos doloesparíticos. C) Canto de brecha tipo caótica, compuesta a su vez de cantos doloesparíticos en una matriz micrítica con cantos de pequeño tamaño. Escala: 200 $\mu$ m. D) Vista de C en CL. Cemento calcítico (NL) y fragmento de brecha doloesparítica con cantos de diferente luminiscencia: Cantos redondeados con luminiscencia mate (D, rojo, marrón) y moteados brillantes (B) y fragmentos de cristales rómbicos con zonado luminiscente (B-M)

### 3.1.2.3. Vénulas y cementos

#### Vénulas dolomíticas:

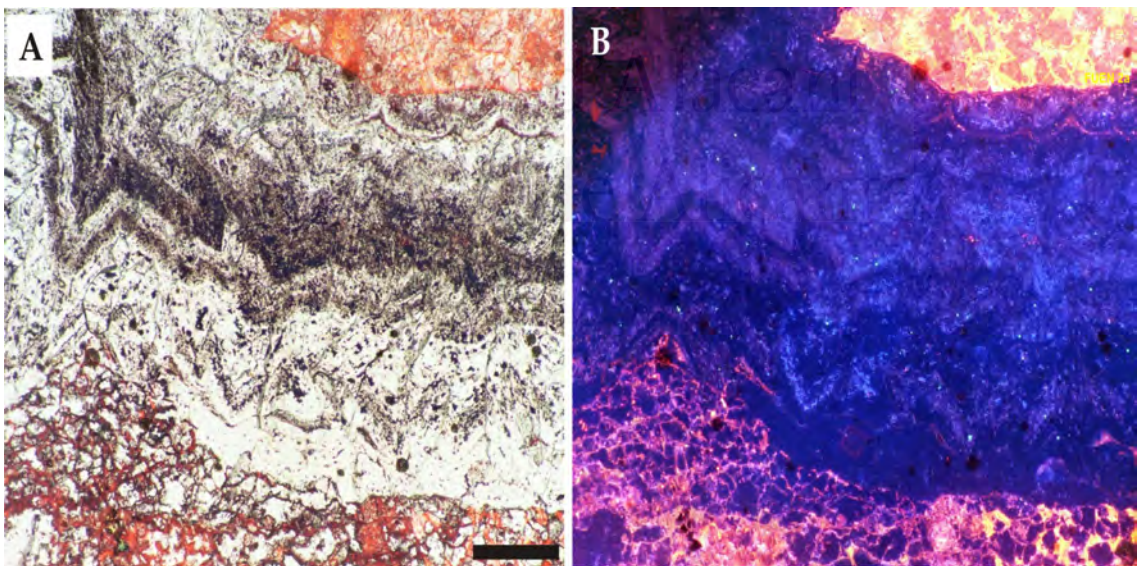
Presentan tonalidades de blanca a beige, y están compuestas por cristales mesocristalinos (sub)-idiotópicos (50-250 $\mu$ m). En algunos casos, este cemento forma parte o rellena totalmente vénulas; en otras estas vénulas dolomíticas son fantasmas de cementos calcíticos previos que se dolomitizaron en la misma fase que el encajante; se observan cristales doloesparíticos con dos zonas claras: una rica en impurezas (encajante) y una límpida (cemento) (Figura 3.20 y 3.23).





**FIGURA 3.23.** Detalle de (pseudo-)vénulas dolomíticas (fantasmas) en clasto doloesparítico correspondiente a una microfacies brechoide matriz-soportada (A: nícoles paralelos; B: nícoles cruzados).

Localmente se han reconocido empalizadas de grosor milimétrico y color blanco que presentan una estructura bandeada delimitada por impurezas (Figura 3.24). Estas bandas están compuestas por empalizadas de cristales dolomíticos hipidiotópicos a xenotópicos, con ligera extinción ondulante en el caso de los cristales mayores. En CL este cemento presenta una luminiscencia mate azul donde se puede observar las bandas de crecimiento (Figura 3.24B)



**FIGURA 3.24.** A) Empalizada de cementos dolomíticos tipo "saddle" o "barroco" con zonados de crecimiento, rodeando clasto doloesparítico. A techo brecha de fragmentos de cementos en pasta calcítica. Escala: 250µm. B) Vista de A en CL. Secuencia: Cemento dolomítico botroidal (luminiscencia mate azul), fina capa de cemento calcítico (luminiscencia mate roja), cemento romboidal (planar-c) con caras levemente curvadas (luminiscencia mate azul).



### Vénulas y venas calcíticas (-espeleotémicas)

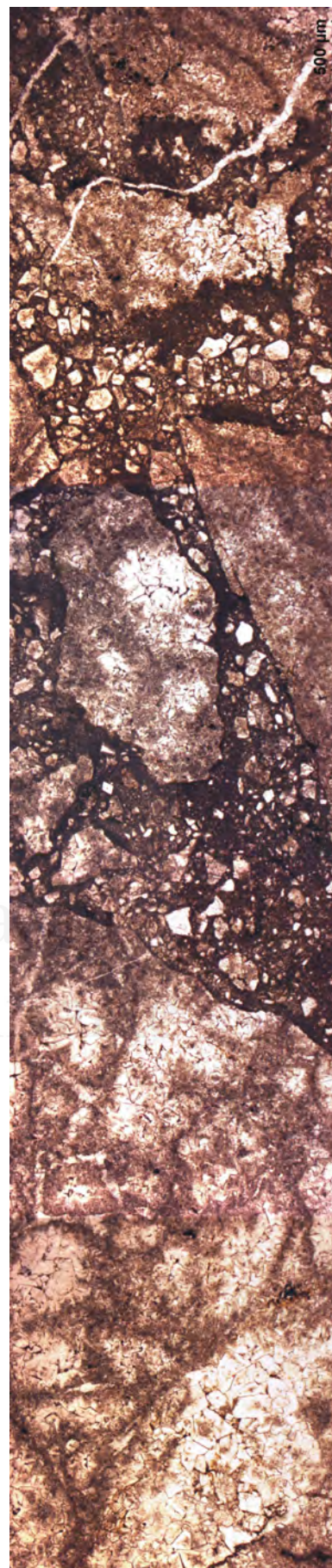
Presentan tonalidad de blanca a beige y están compuestas por cristales equant mesocristalinos (50-250 $\mu$ m). Estas vénulas calcíticas, cuyo contacto es neto con el encajante doloesparítico, suelen presentar una orientación subhorizontal.

Las venas presentan bandeados texturales conformados por la alternancia de empalizadas formadas por cristales columnares y bandas micríticas. Los cristales columnares presenta un zonado en función de la abundancia de impurezas; este bandeado marca las bandas de crecimiento de este cemento tipo espeleotémico. En microscopia de luminiscencia estos cementos no presentan luminiscencia (NL) o la tienen mate, débilmente azul (Figura 3.22 B y D; y 3.26B).

En las brechas clasto-soportadas estas vénulas forman una red que delimita el carácter brechoide del material; en el caso de los tipos matriz-soportados o caóticos, las vénulas suelen restringirse a los cantos doloesparíticos, si bien se observan algunas vénulas calcíticas que también atraviesan matriz (Figura 3.25).

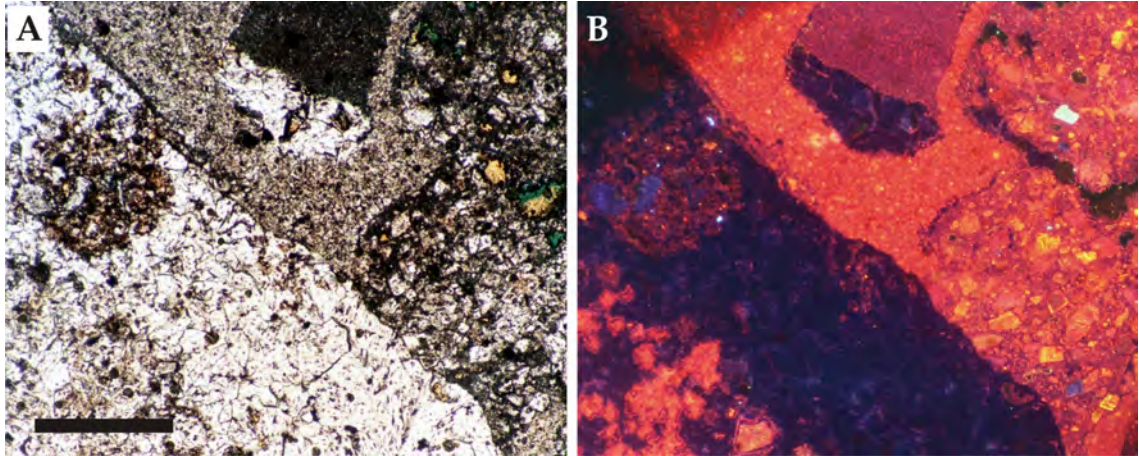
#### Espelotemas:

Estos materiales están a menudo karstificados y presentan rellenos espeleotémicos más o menos complejos. Estos espeleotemas rellenan total o parcialmente diques o pequeñas cavidades (Figura 3.27). Las tipologías más comunes corresponden a coladas (flowstone) y o fábricas globulíticas (coraloides) compuestas por la alternancia de bandas de cristales micríticos, columnares, esqueléticos, etc. (Figura 3.28). A estos rellenos químicos espeleotémicos se asocian los rellenos detríticos endokársticos típicos (microbrechas de colapso, rellenos detríticos finos, etc.).

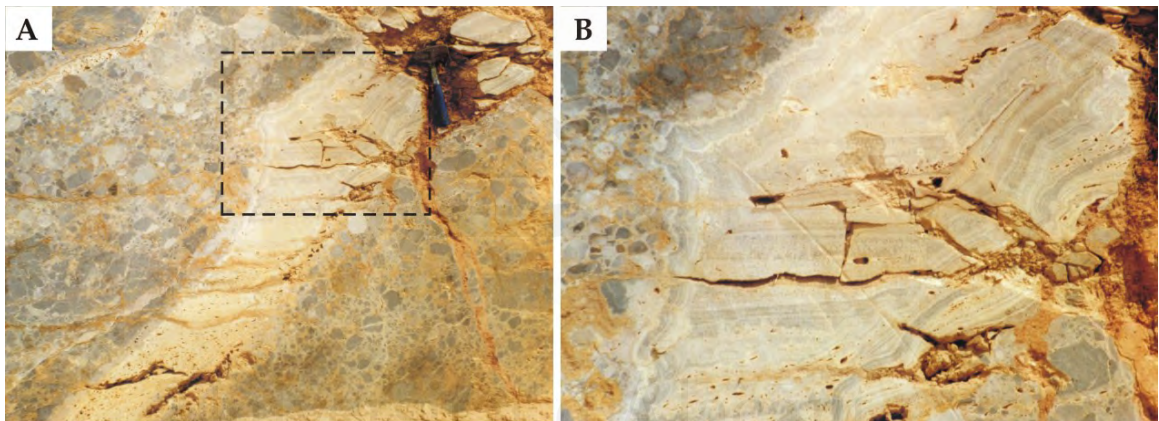


**FIGURA 3.25.** Transición de microfacies brechoide mosaico (zona inferior) a caótico (zona superior). Destaca el carácter heterométrico de los clastos y la composición predominantemente detrítica de la pasta (matriz) en la parte superior. Obsérvese vénulas calcíticas que atraviesan tanto la pasta como los clastos.

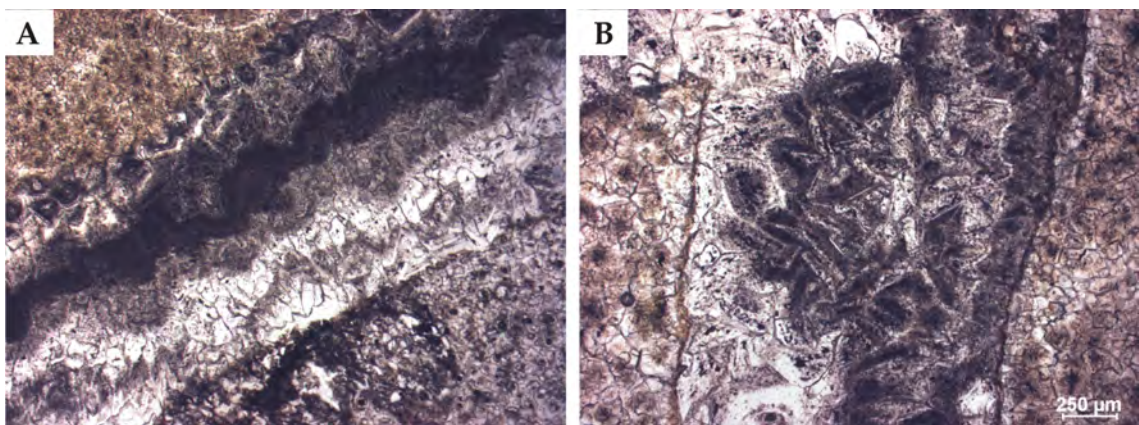




**FIGURA 3.26.** A) Canto brechoide compuesto de varios fragmentos de brecha embebidos en una matriz dolomicroesparítica: dolomicrita con cemento calcítico, doloesparita con terrígenos (cuarzo). Escala: 400 $\mu$ m. B) Vista en CL de A. Cemento esparítico de calcita rodeando fragmentos brechoides.



**FIGURA 3.27.** A) Rellenos espeleotémicos y endokársticos rellenando diques subverticales. B) Detalle de A, en el que se observa el carácter poligénico y polifásico de estos rellenos. Se reconocen, al menos, dos fases espeleotémicas tipo 'flowstone' o colada (una tapizando las paredes del dique, y otra, posterior, subhorizontal) y una fase de brechificación.

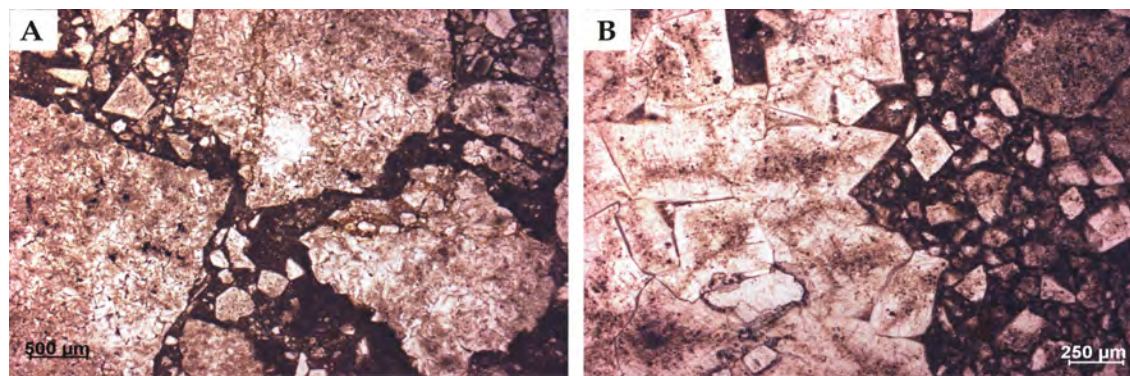


**FIGURA 3.28.** Detalle al microscopio de los rellenos espeleotémicos que conforman algunas venas calcíticas blancas en estos materiales brechoides (especialmente los de tipo mosaico).



### 3.1.2.4. Matriz y otros rellenos

La matriz es de naturaleza dolomítica y de textura micrítica. Al microscopio se reconoce que esta matriz está también compuesta por clastos dolomíticos de pequeño tamaño y algún terrígeno (ej.: cuarzo) (Figura 3.29). La textura de estos cristales dolomíticos es idéntica a lo de los clastos mayores antes descritos: doloesparitas, dolomicritas.



*FIGURA 3.29. Microfacies brechoide tipo caótico compuesta por fragmentos doloesparíticos hipidiotópicos (A) e idiotópicos (B). La pasta está constituida totalmente por matriz micrítica con pequeños clastos dolomíticos embebidos en ella. En B se puede observar la acumulación preferente de las impurezas en la zona interior de los cristales, enfatizando los núcleos de estos y adquiriendo una morfología rómbica. Esto se da en los cristales que conforman los mosaicos que constituyen los clastos o fragmentos brechoides, y también en los cristales sueltos que forman parte de la matriz.*

### 3.1.2.5. Dedolomías

Presentan pequeñas evidencias de dedolomitización no selectiva de fábrica en algunos cantos doloesparíticos.

### 3.1.2.6. Otros tipos de rocas

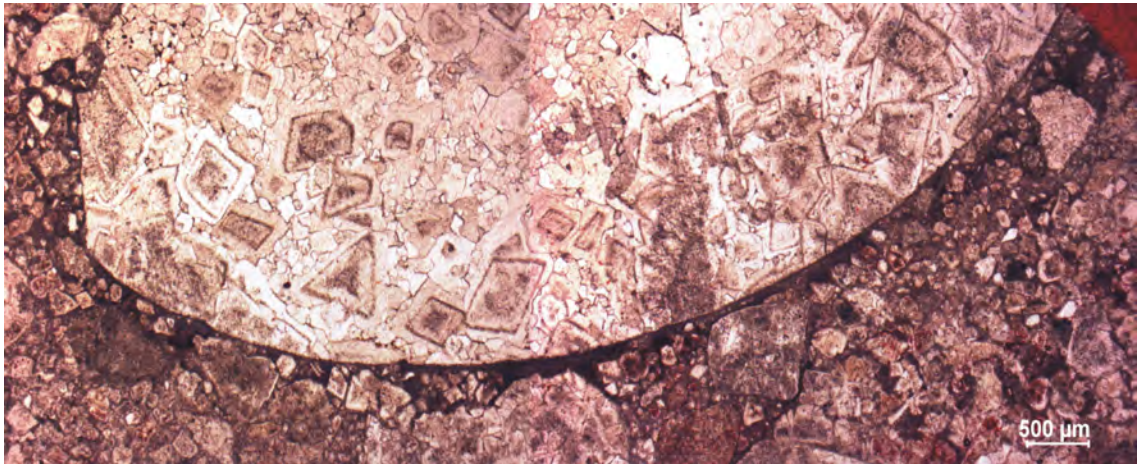
En la cantera, en asociación con los tipos texturales o microfacies brechoides antes descritas se han reconocido conglomerados matriz-soportados polimíticos (doloesparitas, brechas, calizas) (Figuras 3.17A y 3.30) con cemento y matriz calcítica de tonalidades rojizas (5YR5/6).



**FIGURA 3.30.**

*Frente de cantera de facies conglomerática. Obsérvese el carácter heterométrico y polimítico del material*

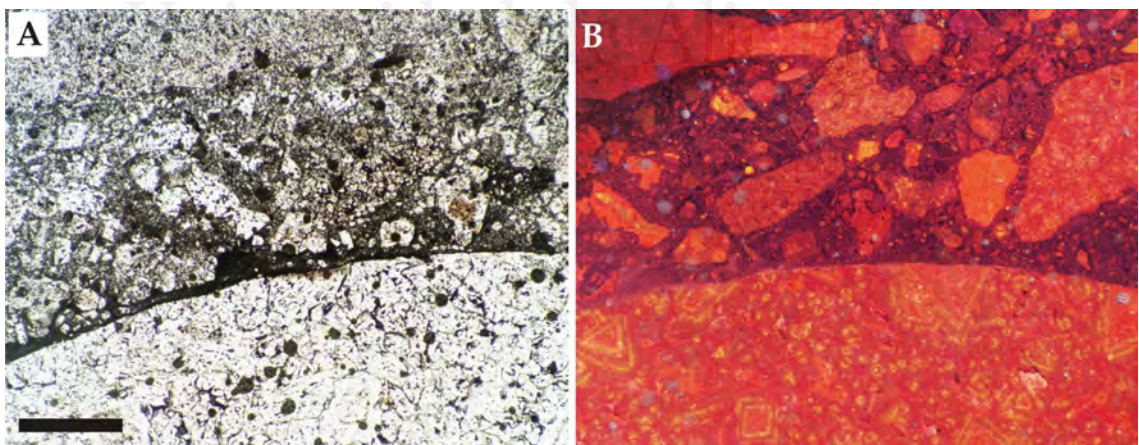
Los cantos de este conglomerado presentan tamaños muy variables (desde mm hasta varios centímetros) y una composición también muy variada, desde cantos constituidos por doloesparitas marrones como las anteriormente descritas a fragmentos de rocas dolomíticas brechoides con mayor o menor evidencia de dedolomitización.



*FIGURA 3.31. Detalle de canto formado por una doloesparita idiotópica con abundancia de cristales rómbicos zonados de gran tamaño. La pasta está formada por matriz micrítica y cantos dolomíticos de menor tamaño y mal seleccionados*

Los tipos texturales de los cantos doloesparíticos (incluidos los que forman parte de los cantos brechoides) presentan texturas mayoritariamente hipidotópicas centimicrométicas, aunque también se han reconocido texturas idiotópicas (planar-e) (Figura 3.31; 3.32A).

Las características bajo microscopio de catodoluminiscencia (Figura 3.32B) que presentan estos materiales son análogas a las ya descritas en párrafos anteriores. El componente micrítico de la matriz muestra una luminiscencia mate roja. Los fragmentos de pequeño tamaño (arena a microconglomerado) presenta luminiscencia variable en función de su naturaleza: carbonática, terrígenos.



*FIGURA 3.32.A) Canto de conglomerado doloesparítico en matriz micrítica con clastos de dolomita. Escala: 300μm B) Vista en CL de A. Doloesparita (clasto) mostrando cristales zonados de doloesparita. Matriz (NL) con cantos doloesparíticos (cementos, fragmento de brecha).*



### 3.1.3. Cantera NW Sierra de la Cingla-JIM

La cantera Hermanos Jiménez está localizada en una alineación morfo-estructural aproximadamente E-W (Figura 3.33) al W de la Sierra de Cingla.

Coordenadas geográficas: 38° 34' 07'' N - 1° 19' 40'' W,

Altura media: 760m



*FIGURA 3.33. Vista aérea de la zona de estudio. Se encuentra situada a la vertiente W de la Sierra de Cingla, al NW del paraje de Casas de la Cingla.*

Los materiales explotados se sitúan en la vertiente meridional del citado accidente morfo-estructural E-W, y se encuadran en la Unidad de Dolomías masivas negras de edad Turonense, en contacto mecánico discordante con otra unidad dolomítica de edad más antigua (Cenomaniense) (Figura 3.34). La cantera Hnos. Jiménez presenta un amplio frente de explotación (Figura 3.35A y B), en los que se extraen dos variedades comerciales principales, Mármol Marrón Imperial y Mármol Emperador Altamira, cuya principal diferencia estriba en la densidad de vénulas /cementos blancos calcínicos y matriz clara, que es significativamente menor en la segunda.

Destaca en la cantera la abundancia de venas y o rellenos calcínicos macrocristalinos ('flores') de desarrollo decimétrico subvertical que resalta la estratificación de la serie en los frentes de cantera (Figuras 3.35C; 3.42 y 3.43).



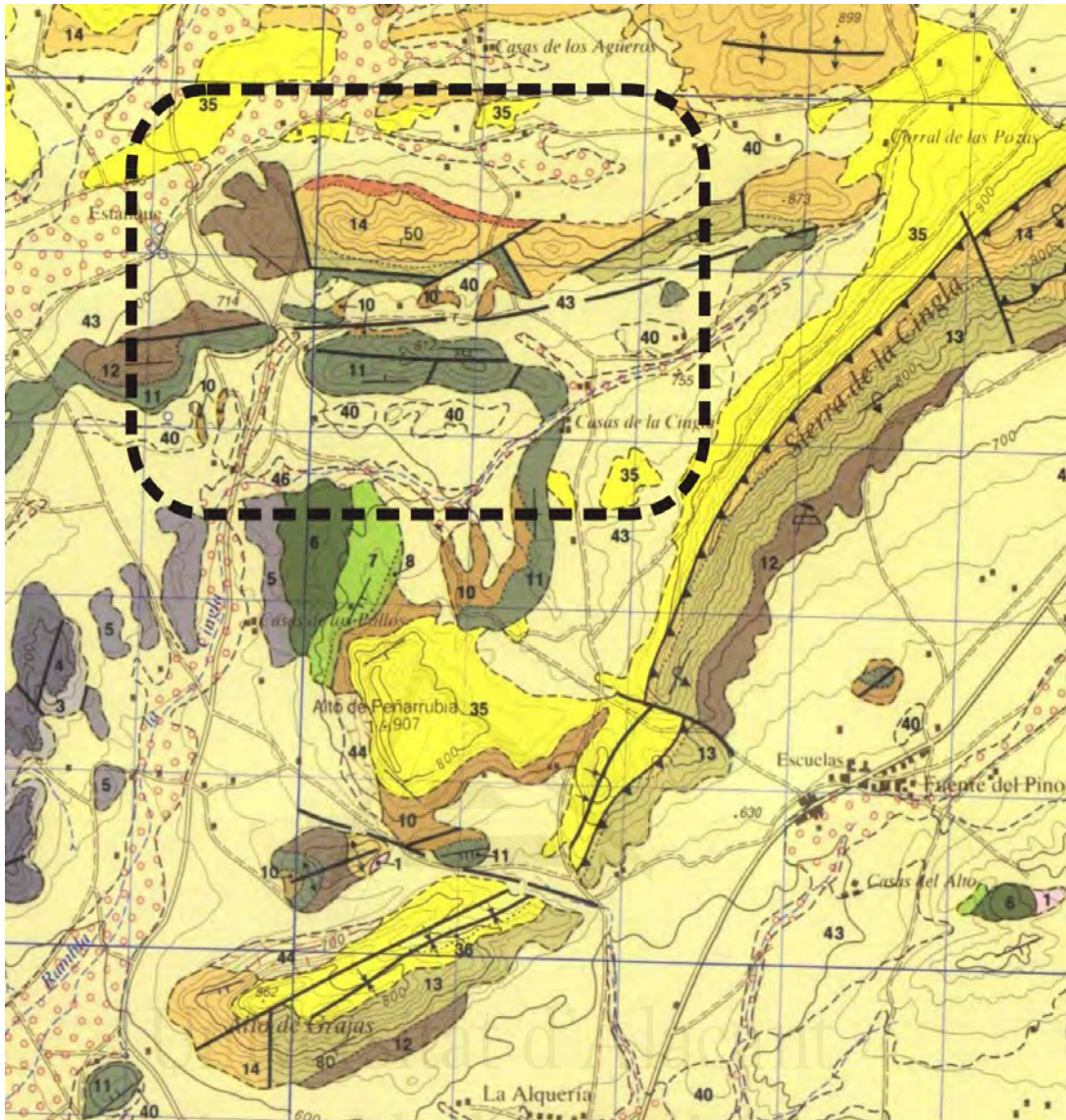


FIGURA 3.34. Detalle del mapa geológico (Hoja 844-Ontur) 1:50.000 del IGME. En el recuadro el área de explotación (figura 3.33).

### 3.1.3.1. Brechas: Descripción textural general

Se han reconocido un solo tipo de microfacies brechoides que consiste en brechas clasto-sostenidas, tipo crackle, con cantos dolomíticos marrones oscuros separados por venas y vénulas calcíticas blancas.

La brechificación viene marcada por las venas y vénulas de relleno calcítico y/o dolomítico, así como por estilolitos y otras fisuras de trazado irregular en las que localmente se observa algún pequeño relleno arcilloso y/o pátinas de cementos ferruginosos.





FIGURA 3.35. Vista general de unos de los frentes de la Cantera de Hermanos Jiménez (Murcia).

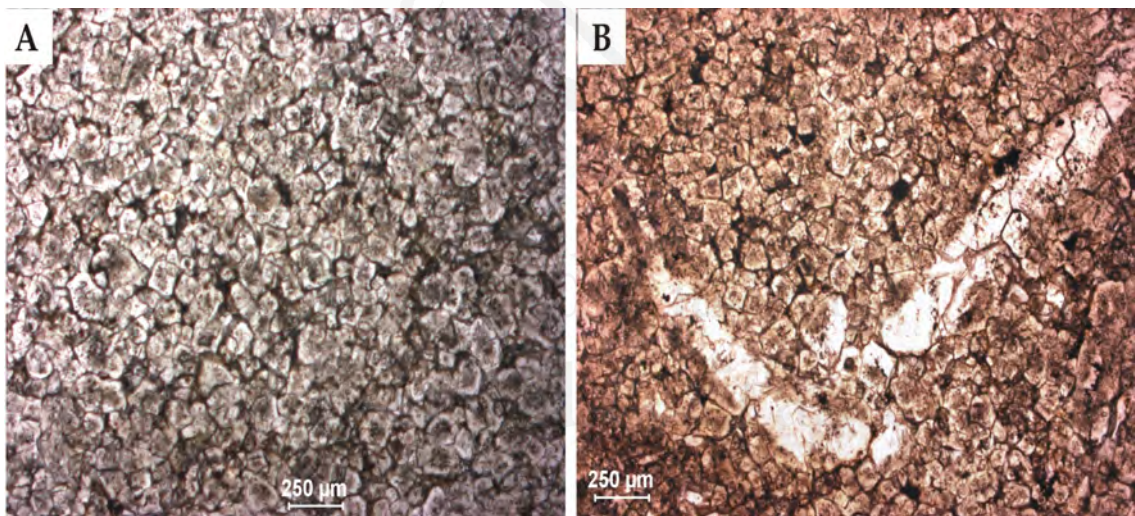
Son característicos en esta cantera rellenos calcíticos blancos de tamaño centimétrico (denominadas ‘flores’ por los canteros) (Figuras 3.35C, 3.42 y 3.43), consistentes en venas o diques de sección cilíndrica formados por microcristales (tamaño milimétrico) de calcita. La disposición de estos rellenos es perpendicular a la estratificación (Figura 3.35C).

El color observado en los componentes texturales de las microfacies brechoides es:

- Clastos marrones oscuros (5YR3/2; 3/4) a muy oscuros (10YR2/2), o incluso pardo-rojizos (5YR4/4).
- Venas y vénulas blancas y ocreas; Rellenos (‘flores’) calcíticos blancos.

### 3.1.3.2. Dolomías

Los fragmentos dolomíticos consisten principalmente doloesparitas compuestas por un mosaico hipidiotópico (planar-s) de cristales deci- a centimicrométricos (20-200 $\mu$ m) ricos en impurezas (Figura 3.36A; 3.38 A, C y E; 3.39 B). En muchos casos los cristales muestran núcleos enfatizados. Se observan fantasmas de cementos en forma de venas dentro de los fragmentos doloesparíticos (Figura 3.36B).



*FIGURA 3.36. A) Doloesparita con cristales con núcleos enfatizados. También son abundantes las impurezas en posiciones intercristalinas. B) detalle de fantasma de vénula de cemento.*

En posición intercristalina localmente se observan acumulaciones de óxidos y/o filosilicatos que enfatizan los bordes de los cristales. Se reconocen también estilolitos (Figura 3.37).

Al microscopio de catodoluminiscencia los cristales que componen los mosaicos doloesparíticos presentan una morfología irregular, subrrombica corroída, con una luminiscencia D roja a marrón, y con los núcleos algo más claros. Bordeando estos cristales aparece un zonado D-B que se hace más abundante en algunas zonas (antiguos poros, bordes de clastos hacia cementos) (Figura 3.38 B, D y E; 3.39 A y C)



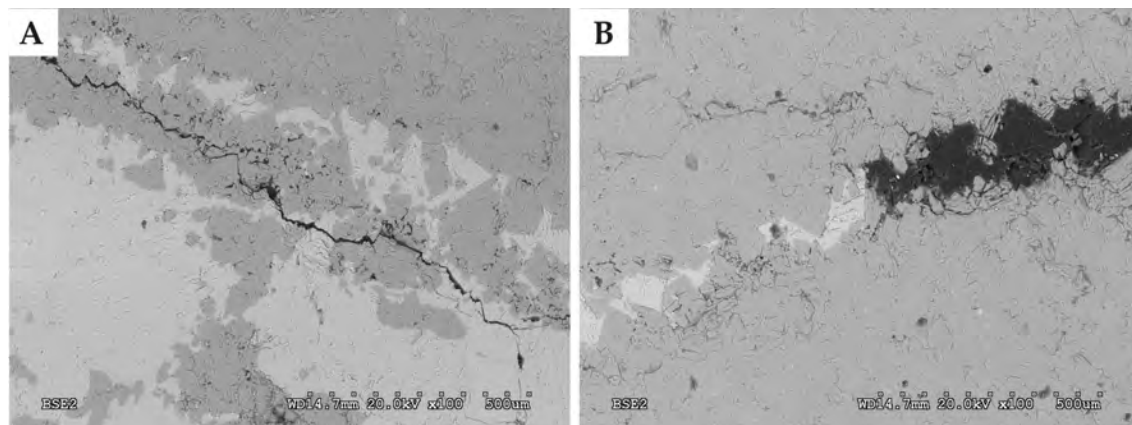


FIGURA 3.37. Micrografías de MEB (en modo BSE) marcando suturas (A) y vénulas parcialmente rellenas de calcita (B). Nótese la morfología estilolítica en ambos casos.

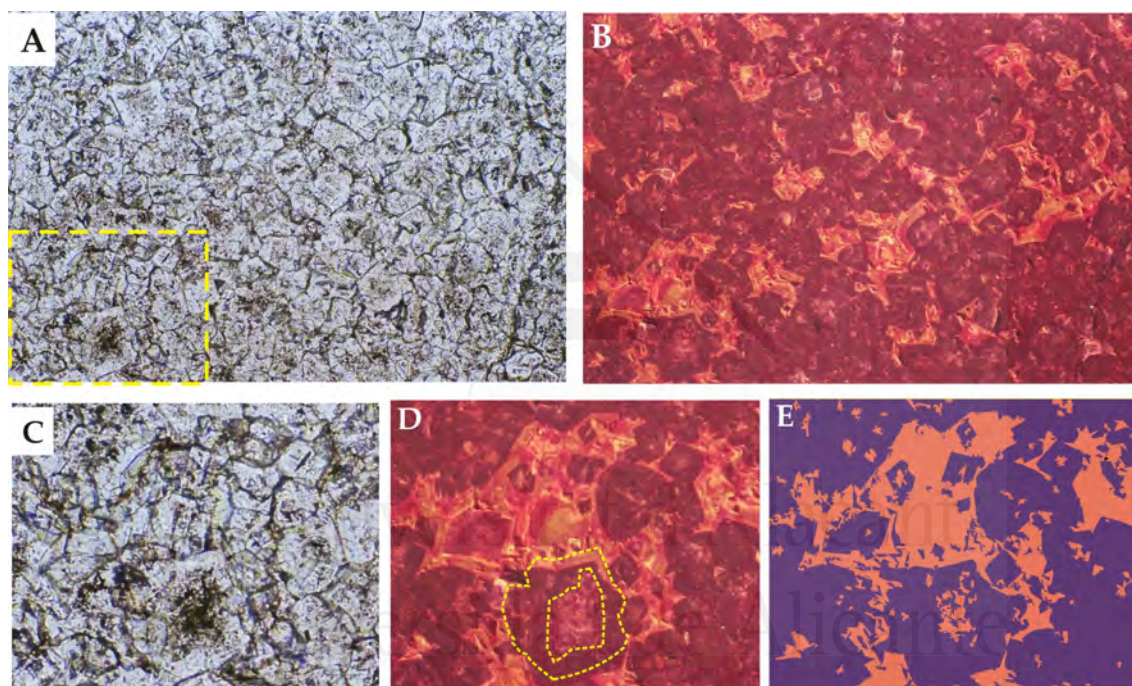


FIGURA 3.38. A) Mosaico doloesparítico con cristales con núcleos enfatizados. B) Vista en CL de A. Cristales subrrombicos mas o menos corroídos con luminiscencia mate (D rojo) y recrecimientos zonados. C) Detalle de A. D) Vista de C en CL. Cristal doloesparítico zonado con núcleo con luminiscencia heterogénea rodeado de dolomita con luminiscencia homogénea mate (D rojo). Recrecimientos dolomíticos zonados delineando/rellenando huecos). E) Distribución de cristales doloesparíticos (reemplazamiento s.s.) y cemento dolomítico.

### 3.1.3.3. Vénulas y cementos

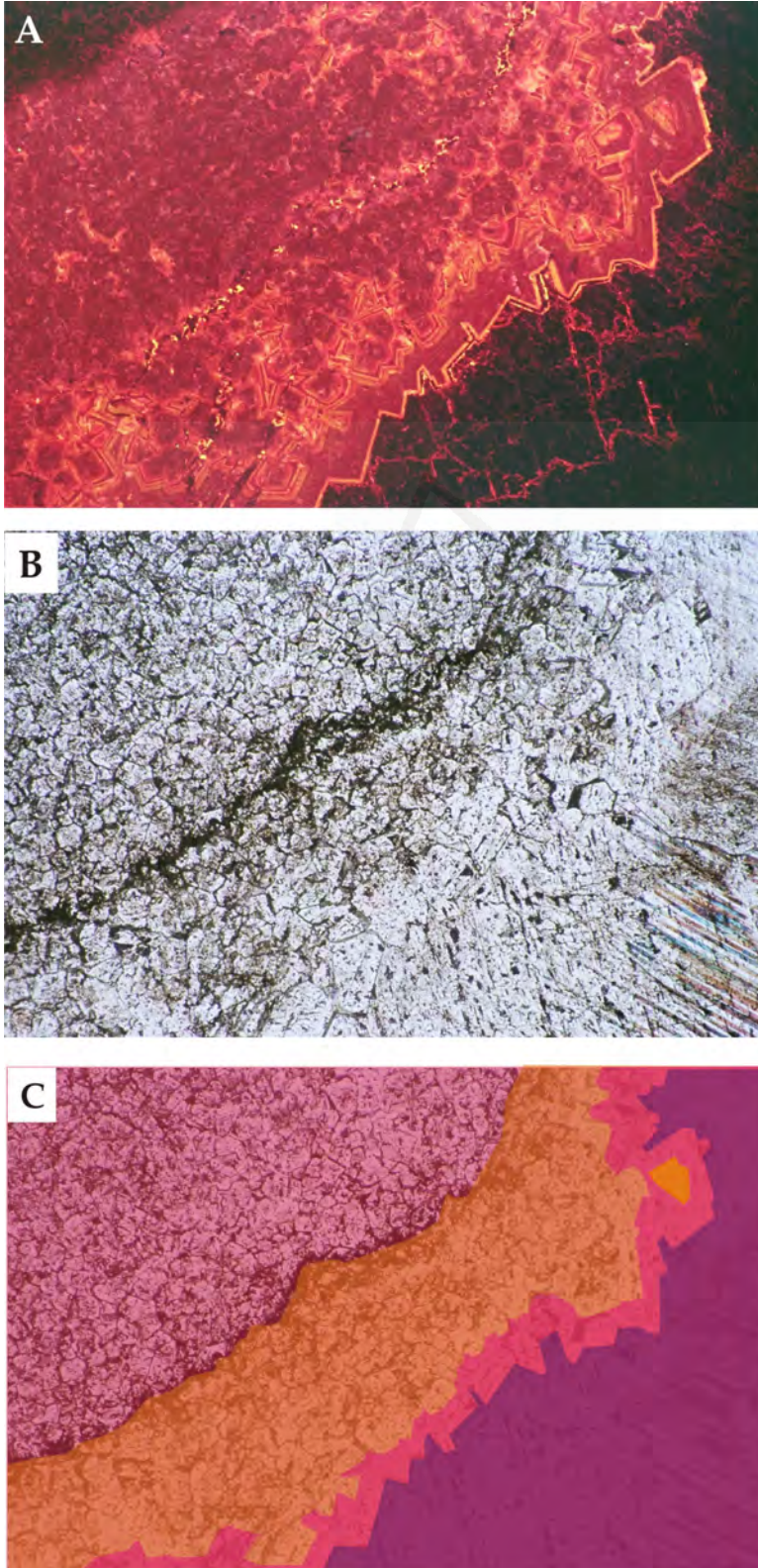
#### Cementos dolomíticos

Se reconocen dos tipologías

- Bandas decimicrométricas isópacas en el borde de clastos doloesparíticos y en asociación con rellenos calcíticos (vénulas). El microscopio de catodoluminiscencia se muestran no luminiscentes NL con finas líneas de luminiscencia D. En el borde exterior puede aparecer



una fina banda luminiscente (B) (Figura 3.39A y C). Este cemento dolomítico ha sido estudiado en detalle con microscopía electrónica con catodoluminiscencia adaptada (ESEM-CL) (Figura 3.40).



**FIGURA 3.39.**

*A) Vista en CL de canto doloesparítico y cemento dolomítico zonado y calcítico no luminiscente. B) Vista en microscopio petrográfico (nícoles paralelos) de A. C) Vista de B con delimitación de cementos.*

- Vénulas dolomíticas (fantasmas, de tonalidades blancas, compuestos por cristales decimicrométricos (50-500µm). El contacto con el encajante doloespáritico está marcado por la proporción de impurezas en los cristales; se observan cristales doloespáriticos con dos zonas: una rica en impurezas (encajante) y una límpida (cemento) (Figura 3.41A).

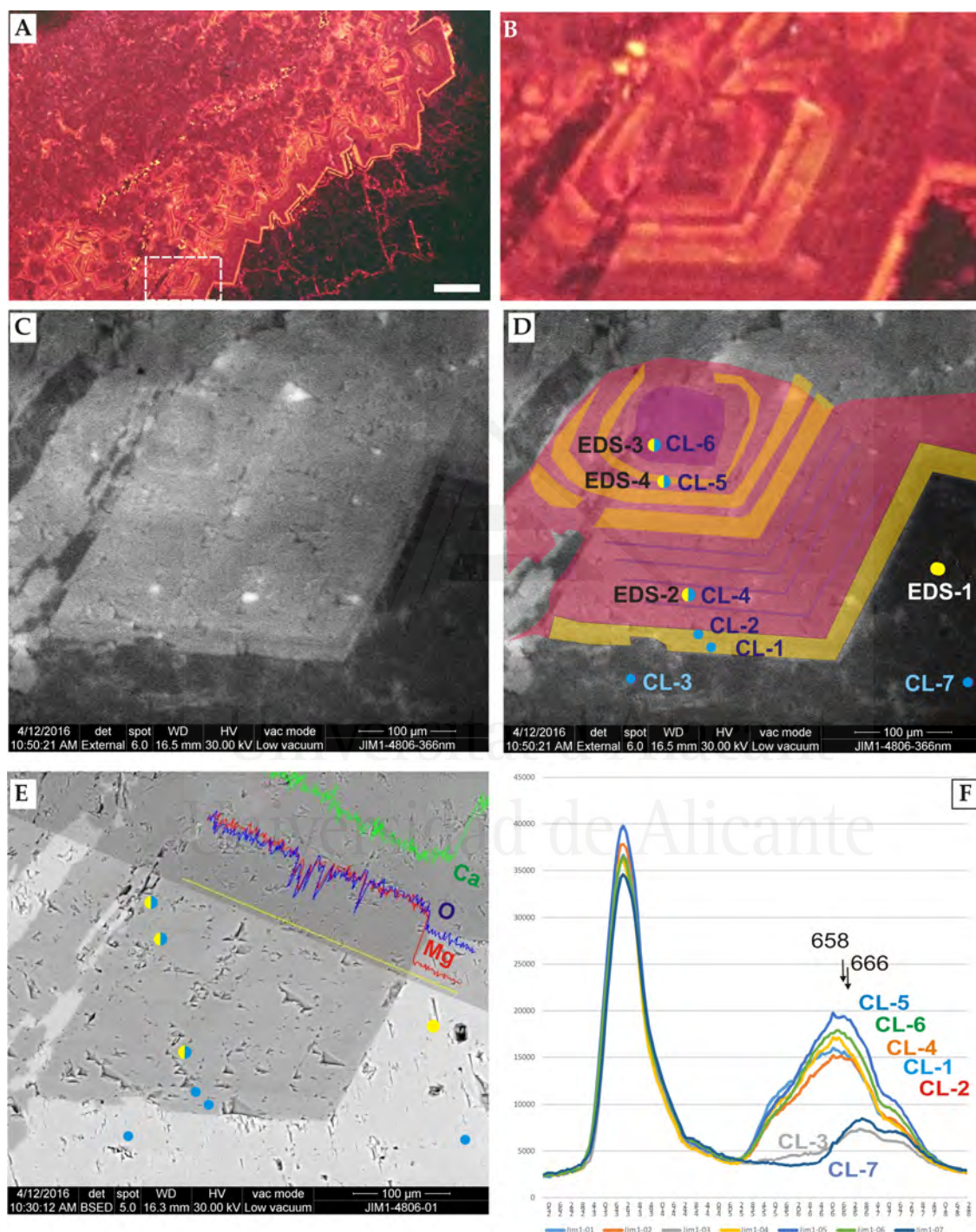


FIGURA 3.40. A) Clasto doloespáritico con cementos de dolomita y calcita (Figura 3.39) Escala: 200µm. Ampliación de cemento dolomítico zonado. C) Vista en CL-ESEM de B. D) Vista de B y C con indicación de bandeo composicional y situación de análisis de EDS y espectros CL. E) Vista de C en MEB (modo BSE, retrodispersados) con perfiles de contenido en Mg y Ca. F) Espectros CL.



TABLA 3.1. Análisis EDS (Figura 3.40)

	%peso		%átomo	
	Mg	Ca	Mg	Ca
EDS-1	2,00	98,00	3,25	96,75
EDS-2	31,31	68,69	42,90	57,10
EDS-4	31,77	68,23	43,42	56,58

### Vénulas calcíticas

De tonalidades de blanca a beige, compuesto por cristales equant mesocristalinos (50-250µm). El contacto es neto con el encajante doloesparítico. No presenta luminiscencia (Figuras 3.39; 3.40; 3.44; 3.45).

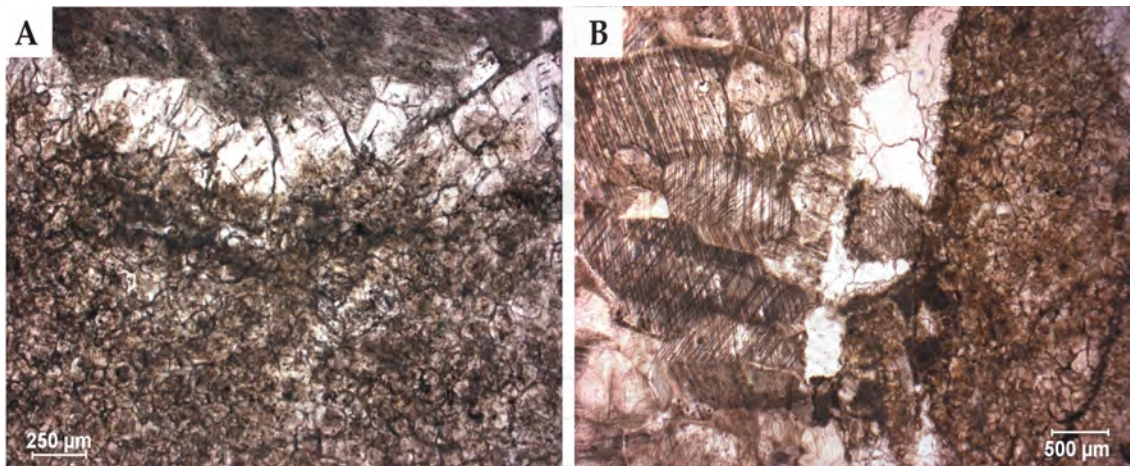


FIGURA 3.41. A) Cemento dolomítico sobre dolomicrosparita. B) Detalle de cementos fibroso-radiales o columnares

### Venas y rellenos calcíticos.

Se observan venas de grosor milimétrico a centimétrico que, en el caso de los mayores, presentan secciones subredondeadas de gran diámetro (incluso mayores de 5cm) denominadas 'flores' por los canteros de esta explotación (Figuras 3.35C; 3.42; 3.43). Estos rellenos ocasionalmente presentan una primera fase de cemento dolomítico formada por una empalizada de cristales columnares de unos 100-300mm de espesor. La segunda fase de relleno consiste en macrocristales calcíticos de orden centimétrico y extinción uniforme (figura 3.44A), o cristales columnares con marcadas familias de exfoliación y extinción también uniforme. Estos cristales tienen una anchura media de unos 500mm, y una altura que puede superar los 5mm, por lo que, en ocasiones presenta una textura fibrosa (Figura 3.41B). Presentan similitud con las fábricas de cementos marinos tipo radial-fibroso citadas en la literatura (véase Tucker y Wright 2005).

En microscopia de catodoluminiscencia se distingue varias tipologías de estos cementos calcíticos:

- NL (Figura 3.39A y 3.40A)
- NL con bordes de crecimientos definidos por finas bandas luminiscentes (B) (Fig. 3.44B).

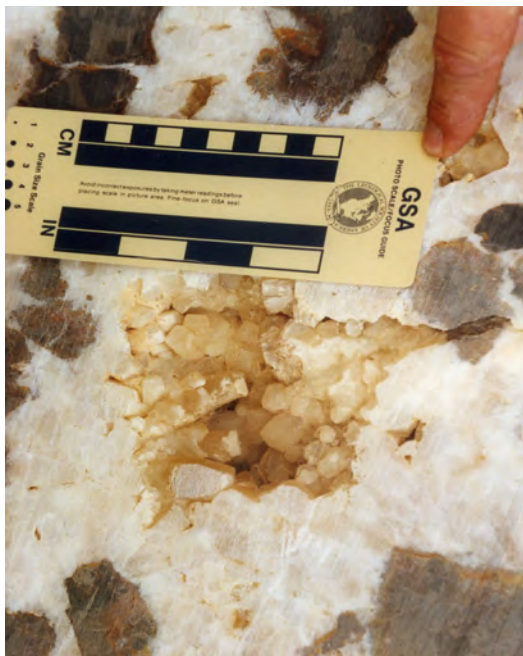


FIGURA 3.42. Detalle de rellenos calcíticos macrocristalinos.



FIGURA 3.43. Rellenos perpendiculares a la estratificación

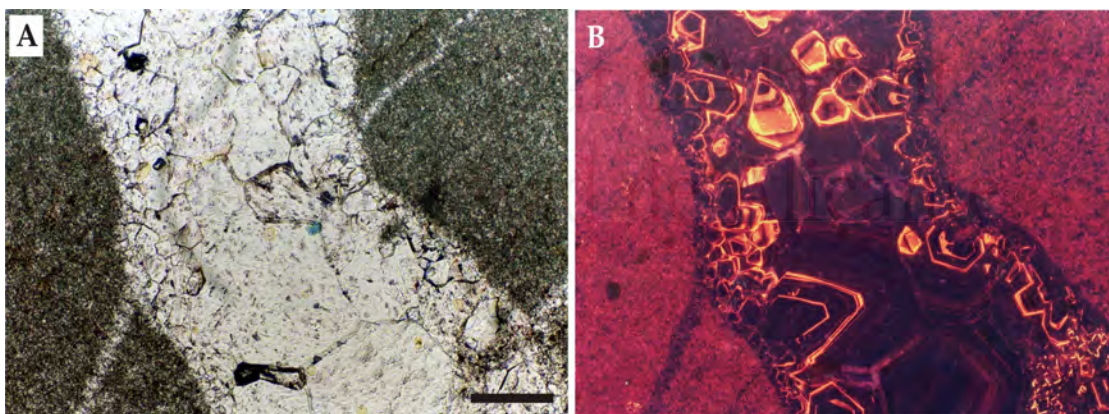


FIGURA 3.44. A) Cemento esparítico (calcita) en dolomicitra. Escala: 250mm B) Vista en CL de A, mostrando luminiscencia NL con finas láminas de crecimiento (B y D rojo).

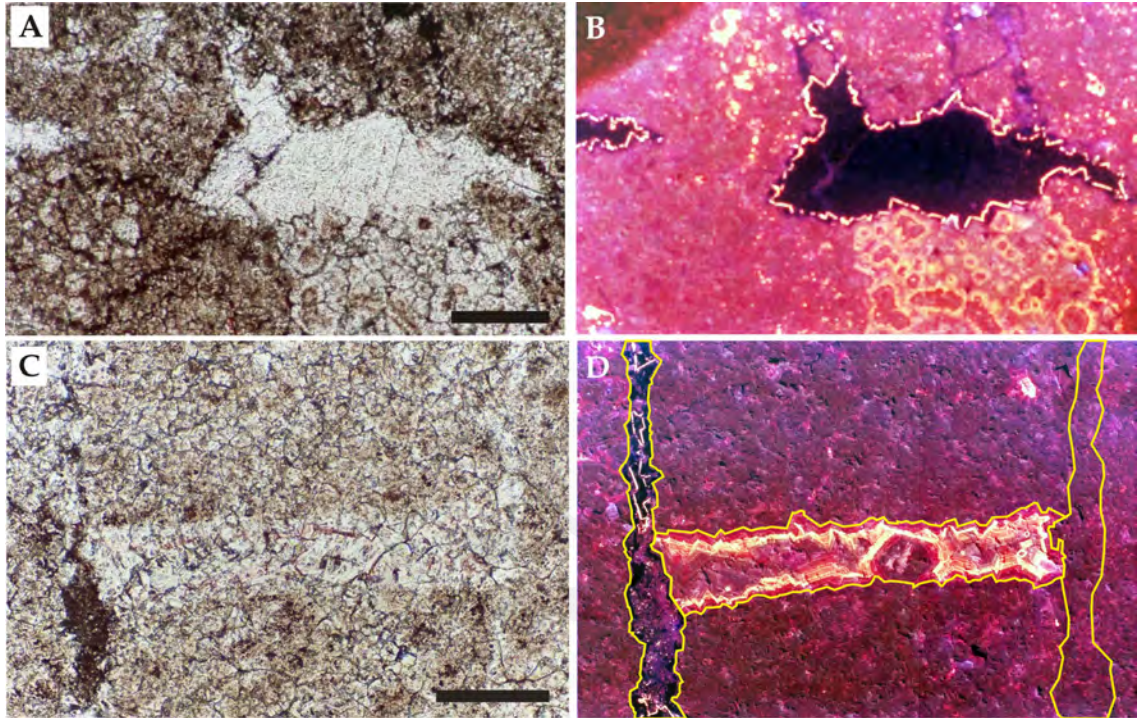
Se observan cementos calcíticos esparíticos relleno grietas (Figura 3.44B). Delineando el borde el hueco una orla de pequeños cristales NL con una banda de luminiscencia BD concéntrica alrededor. Sobre ellos se aprecia otra generación de cristales más grandes que alternan fases NL con fases DB y se van haciendo menos luminiscentes hacia el centro en el que se aprecian levemente.

También se reconocen cementos calcíticos esparíticos relleno huecos de morfología irregular (Figura 3.45A), comienzan con una delgada fase NL seguida de una fina banda luminiscente (B)



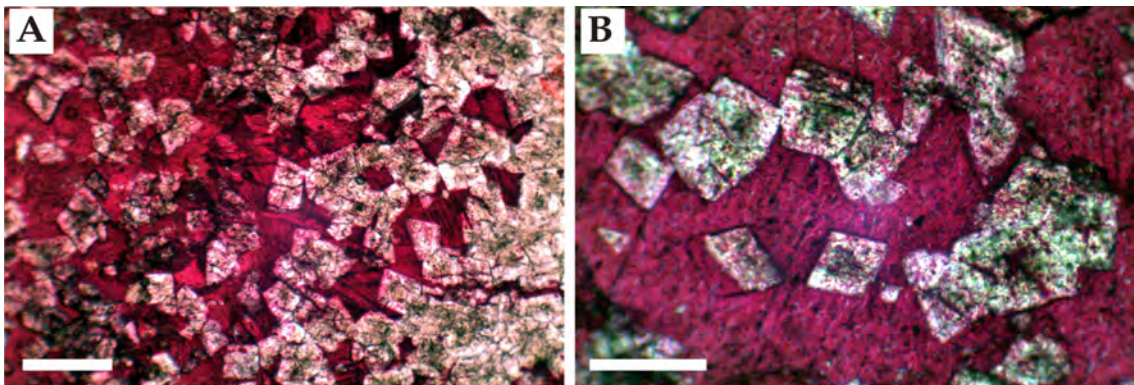
delineando el borde el hueco y una fase masiva no luminiscente (NL) (Figura 3.45B).

Asimismo, en el interior de las masas doloespáriticas que componen los clastos brechoides son comunes fantasmas de cementos que originalmente pudieron ser de calcita o de dolomita (Figura 3.45C). En la figura 3.45D se distinguen un par de estos tipos por sus características luminiscentes: a) relleno no luminiscente; b) con bandeo compuesto por líneas luminiscente brillante amarillo y rojo (B) que termina en una fase masiva mate rojo.



**FIGURA 3.45.** A) Hueco relleno de cemento esparítico calcítico. Escala: 200 $\mu$ m. B) Vista en CL de A. Cemento calcítico NL con fase inicial luminiscente B. C) Fantasmas de cementos calcíticos y dolomíticos en doloesparita. Escala: 200 $\mu$ m. D) Vista en CL de C. Cemento calcítico análogo a B a la izquierda. Cemento dolomítico (D rojo) a la derecha. Cemento dolomítico bandeado (B-M) en el centro.

En la figura 3.46 se observa el carácter desplazante de estos cementos calcíticos que localmente separan los cristales idiomorfos y subidiomorfos de dolomita que componen los mosaicos doloespáriticos.



**FIGURA 3.46.** A) Mosaico de cristales rómbicos doloespáriticos en cemento calcítico poiquilotópico. Escala: 100 $\mu$ m. B) Detalle de A. Escala: 250 $\mu$ m.



3.1.3.4. Dedolomías

Encontramos pequeñas evidencias de dedolomitización no selectiva de fábrica en algunos cantos doloespáriticos.

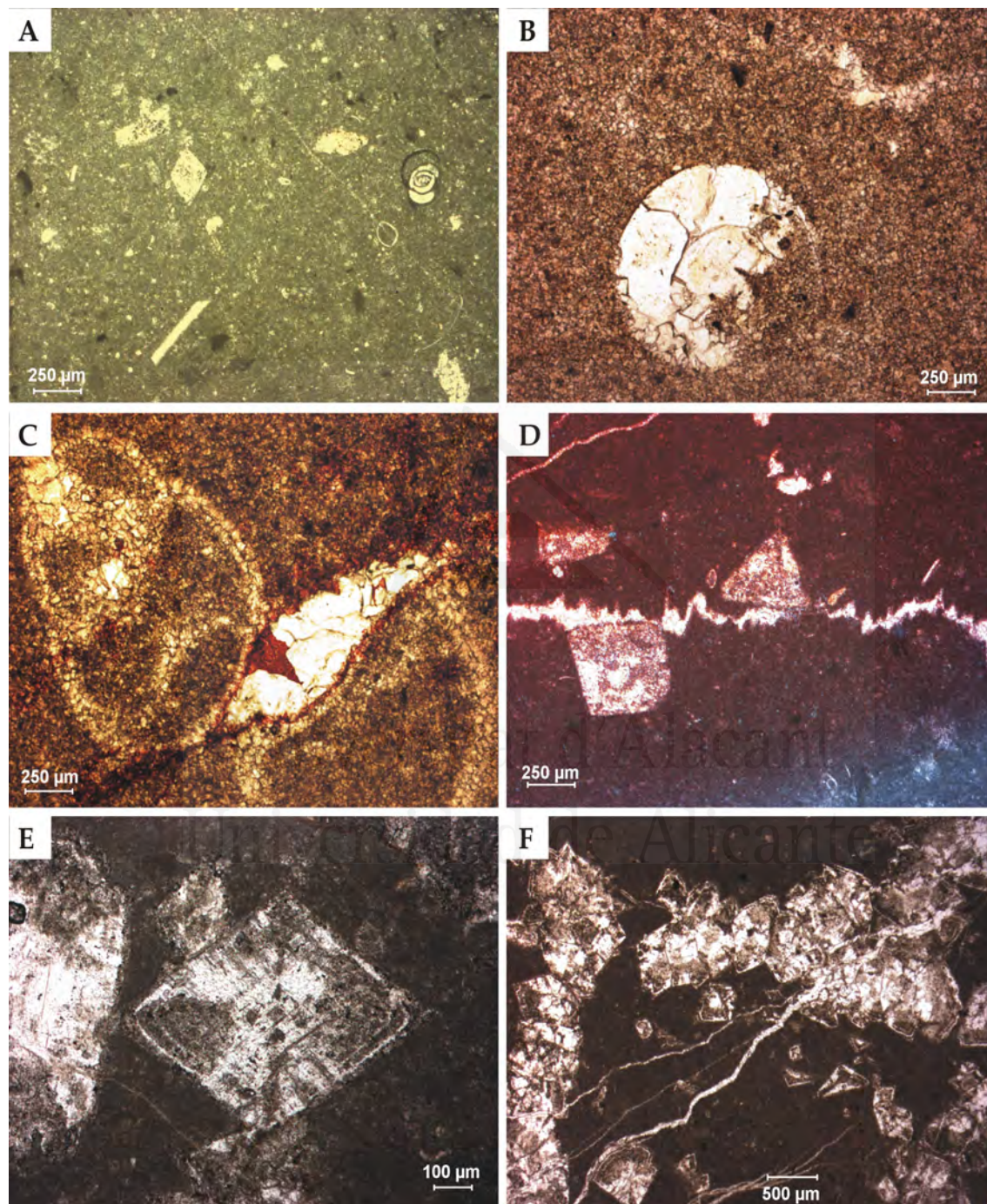


FIGURA 3.47. Microfacies dolomítrica. A) Vista general. B) Detalle de fantasma de bioclasto. C) Detalle de bioclasto y cementos dolomíticos y calcíticos. D) Detalle de estilolito y rombos dolomíticos. E) Detalle de rombo dolomítico zonado. F) Distribución de cristales rómbicos a favor de vénulas.



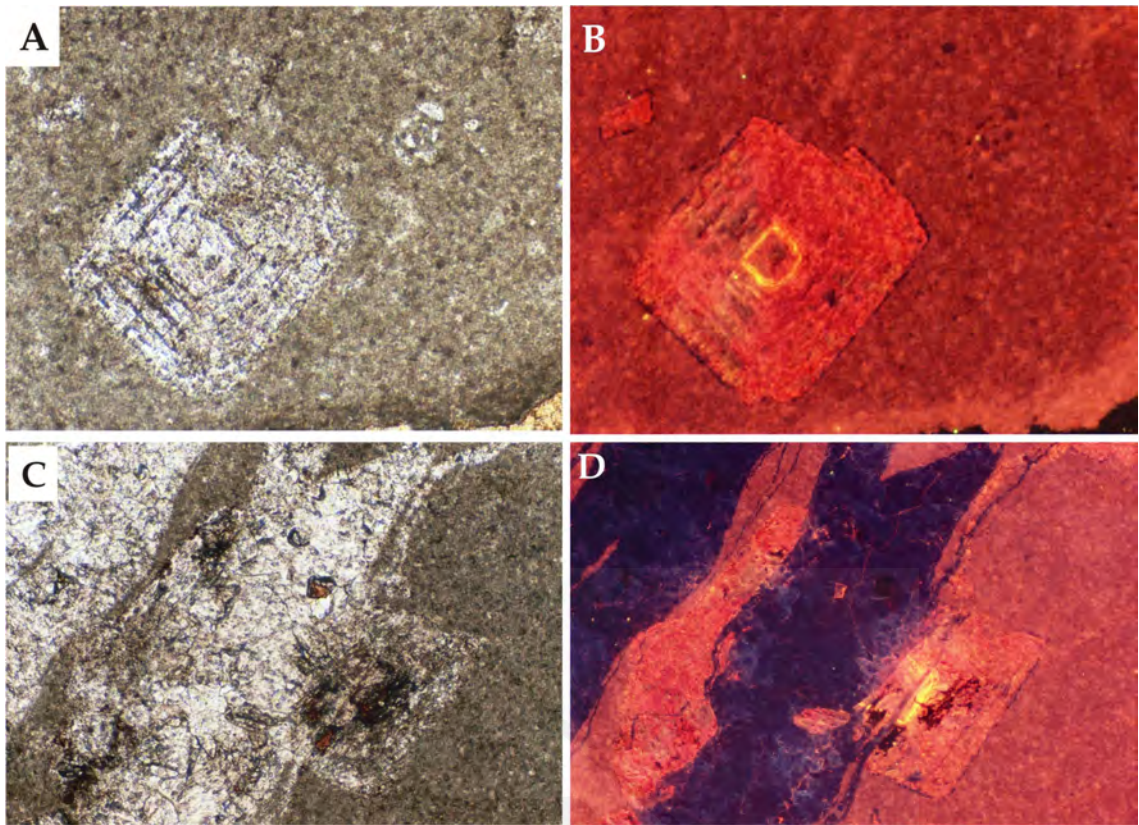


FIGURA 3.48. A) Mosaico dolomítico con cristal rómbico zonado de dolomita. B) Vista de A en CL. C) Dolomícrita con rombos de doloesparita atravesada por cementos esparíticos calcíticos. D) Vista de C en CL.

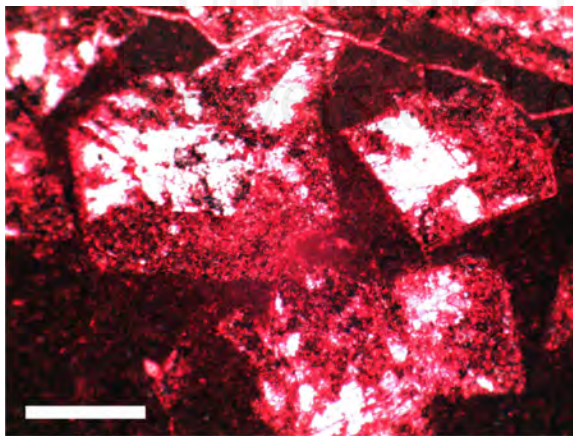


FIGURA 3.49.

Cristales rómbicos de doloesparita parcialmente calcitizados. Escala: 25 $\mu$ m.

### 3.2. Sector central

El sector suroeste de la zona de estudio comprende cuatro secciones (Figura 3.50), tres de ellas en situadas en la provincia de Murcia (S<sup>a</sup> Magdalena, Yecla y S<sup>a</sup> del Príncipe) y una en la de Albacete (S<sup>a</sup> del Cuchillo).

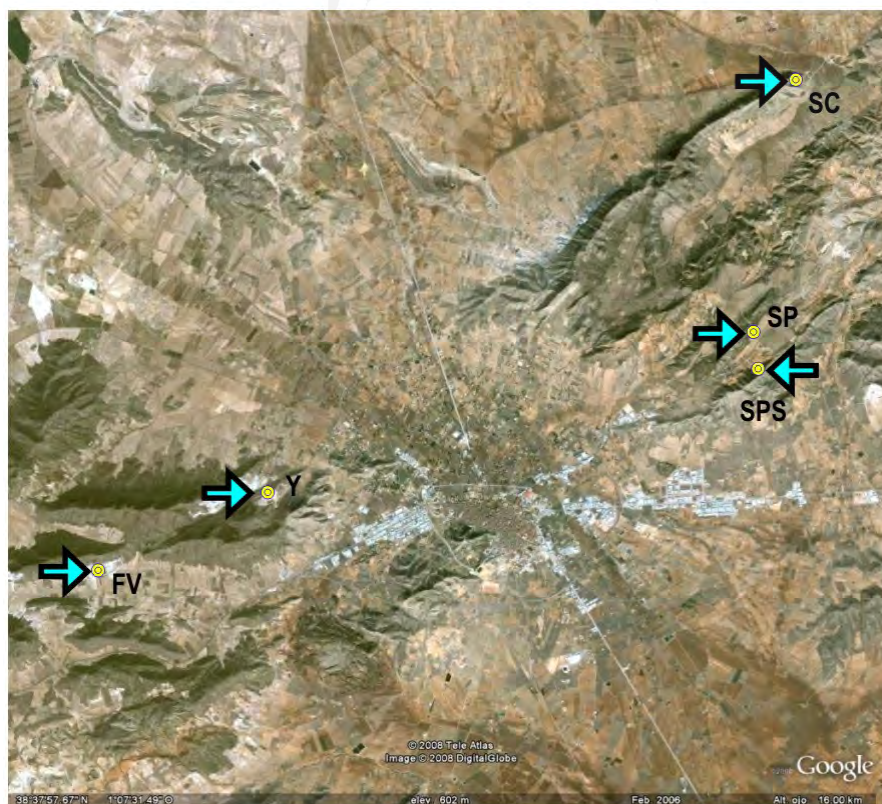
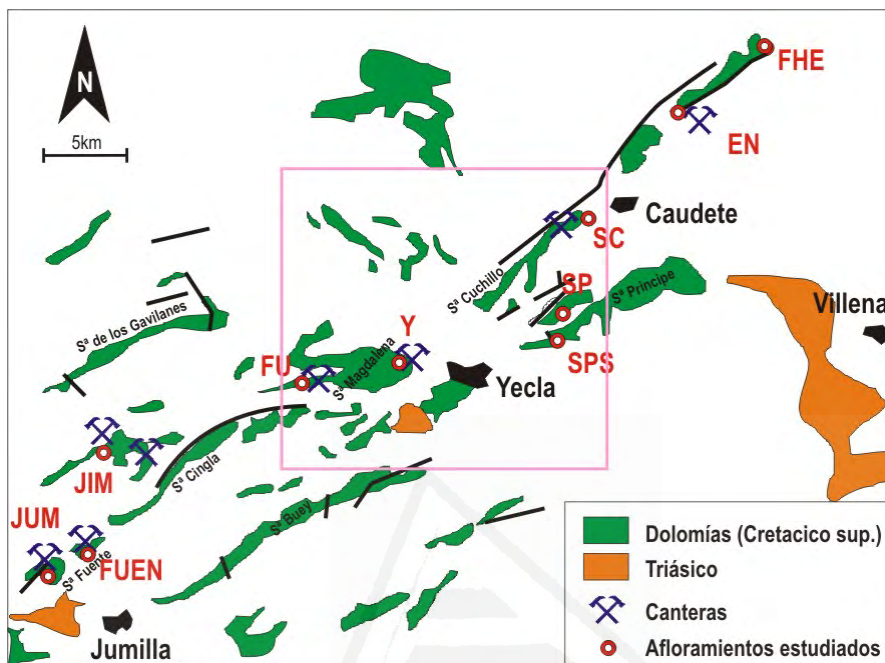


FIGURA 3.50. Localización de las canteras y series pertenecientes al Sector Central de la zona de estudio.

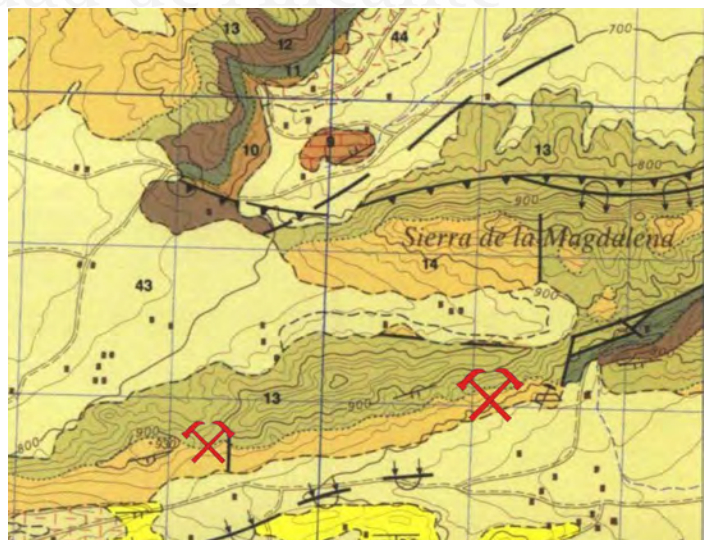


### 3.2.1. Cantera W Sierra de la Magdalena-JUM

Cantera localizada en las estribaciones occidentales de la Sierra de la Magdalena (Murcia), al W de la localidad de Yecla. La Sierra de la Magdalena constituye un relieve estructural de orientación SSW-NNW (Figura 3.50; 3.51), que se alinea con la estructuración general de los afloramientos cretácicos del Altiplano Jumilla-Yecla.



Universidad de Alicante



**FIGURA 3.51.**

*Vista aérea de las canteras del W de la Sierra de la Magdalena y detalle de la cartografía geológica 1:50.000 del IGME (hoja 844-Ontur)*



### CAPÍTULO 3

Coordenadas geográficas: 38° 36' 07'' N - 1° 12' 24''

Altura media: 710m.

Según la cartografía del IGME (hoja 844-Ontur) los materiales explotados corresponden a una unidad de calizas con lacacinas y 'calieux noires' y/o calizas blancas masivas de edad Senoniense (Figura 3.51).

La cantera está situada en la vertiente meridional de la zona más occidental de la Sierra de la Magdalena. En esta vertiente hay abiertos numerosos y amplios frentes de cantera, siendo una de las zonas mas productoras de la región. En los frentes abiertos se reconocen facies brechoides típicas del mármol 'Marrón Emperador' (Figura 3.52).



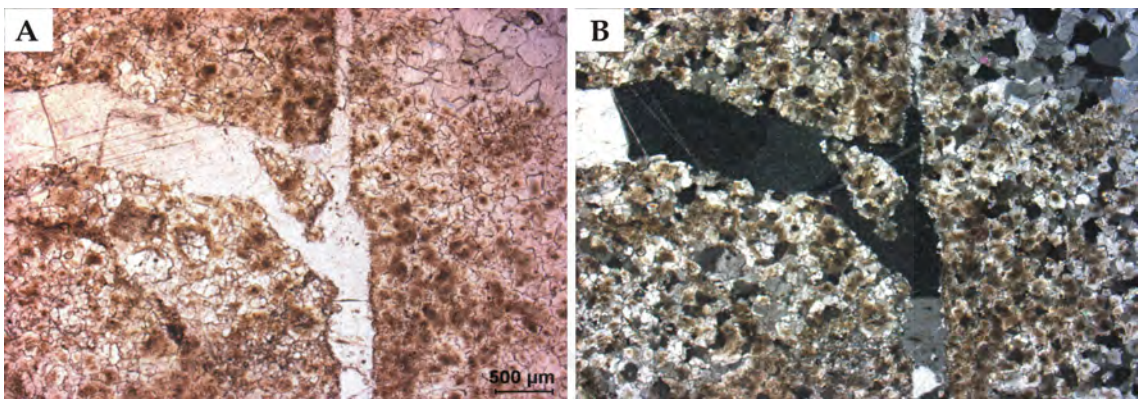
*Figura 3.52. Vistas generales de varios frentes de explotación de mármoles Marrón Emperador en la zona W de la Sierra de la Magdalena.*



### 3.2.1.1. Brechas: Descripción textural general

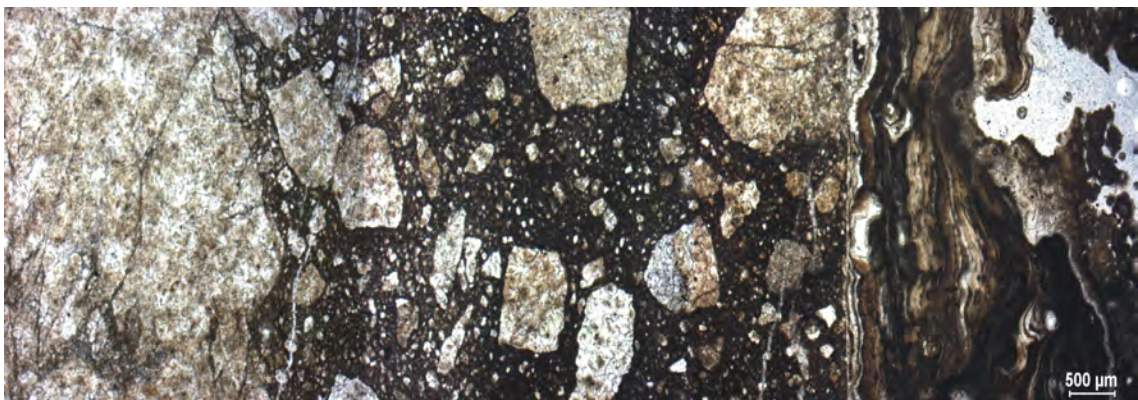
Se han reconocido 4 tipos brechoides diferentes:

- Brechas tipo crackle, con cantos dolomíticos marrones separados por venas y vénulas calcíticas blancas (Figura 3.53).
- Brechas clasto-soportadas tipo mosaico, de tonalidad marrón, con pasta compuesta principalmente por cementos calcíticos blancos y por una matriz (dolo-)micrítica con cristales doloespáriticos de pequeño tamaño.



**FIGURA 3.53.** Detalle de brecha tipo fisurado o 'crackle' donde se observan vénulas rellenas de grandes cristales de cemento calcítico (A: nicoles paralelos; B: nicoles cruzados)

- Brechas tipo caóticas o rubble, matriz-soportadas con cantos heterométricos (0,5mm a 2cm) marrones oscuros en una matriz micrítica ocre. Este tipo se asocia frecuentemente a los tipos anteriores en forma de transición; así como a espeleotemas sub-recientes (Figura 3.54).
- Brechas tipo caóticas o rubble, matriz-soportadas con cantos heterométricos (0,5mm a 2cm) marrones claros en una matriz micrítica beige. Este tipo es el que menos representación tiene en la cantera estudiada.



**FIGURA 3.54.** Transición de microfacies brechoide clasto-soportada a matriz-soportada. En la parte izquierda puede verse una costra espeleotémica/tobácea.



En el caso de las brechas tipo mosaico, la brechificación viene marcada por venas y vénulas de relleno calcítico (Figura 3.35), que delimitan clastos angulosos de gran tamaño y clastos angulosos a subangulosos de menor tamaño y menor grado de encaje.

El color de los componentes texturales de las microfacies brechoides:

- Clastos marrones oscuros (5YR2/2; 3/2).
- Venas blancas y vénulas blancas y ocre.
- Matriz ocre algo rojiza (5YR4/4, 5/2), escasa

### 3.2.1.2. Dolomías

En los tipos clasto-soportados (mosaico y 'crackle') los cantos dolomíticos consisten en mosaicos hipidiotópicos (planar-s) compuestos por cristales centimicrométricos (100-300µm) ricos en impurezas (Figura 3.55; 3.56A y C). En muchos casos los cristales muestran núcleos enfatizados (Figura 3.55A y B; 3.57A) y/o presentan impurezas criptocrystalinas que les dan un tono pardo característico en nícoles paralelos (Figura 3.55C y D). Se observan fantasmas de fósiles delimitados por zonas ricas en impurezas. También se reconocen cementos (venas) dentro de los clastos (Figura 3.55C y D).

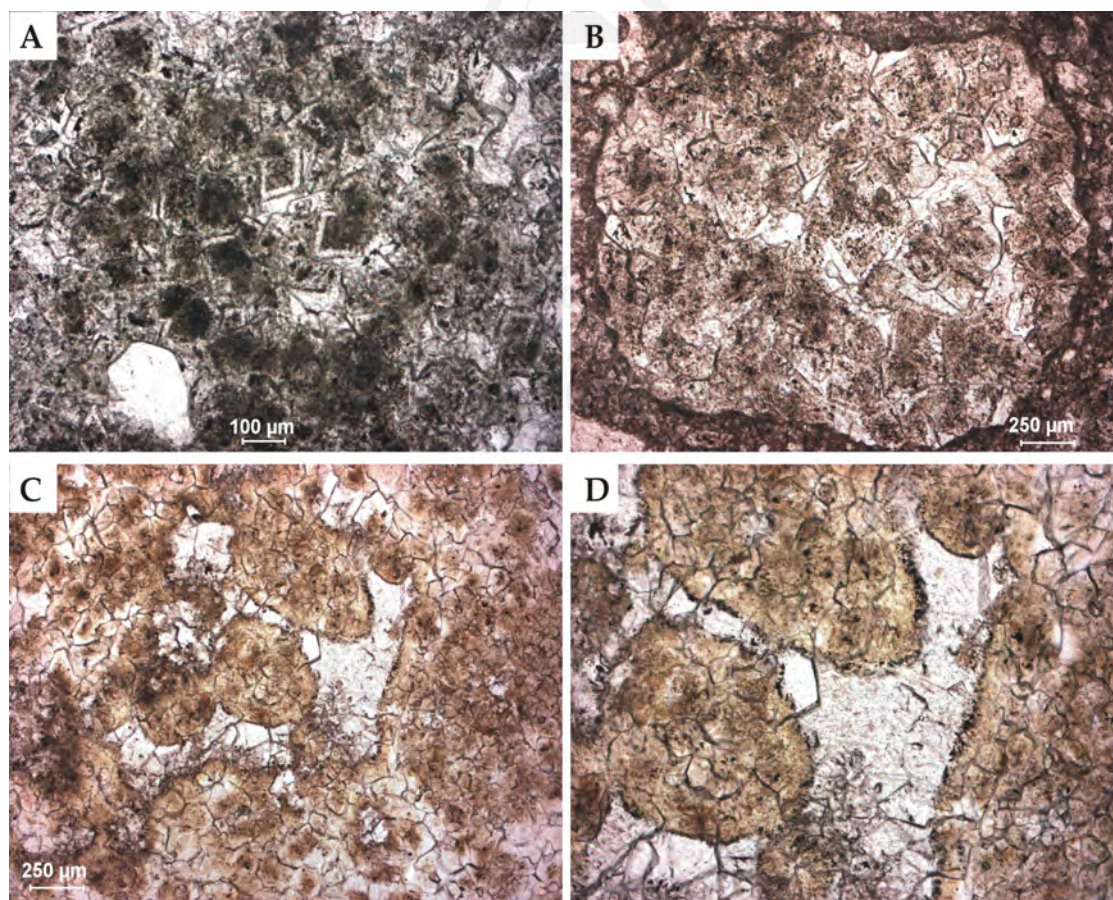
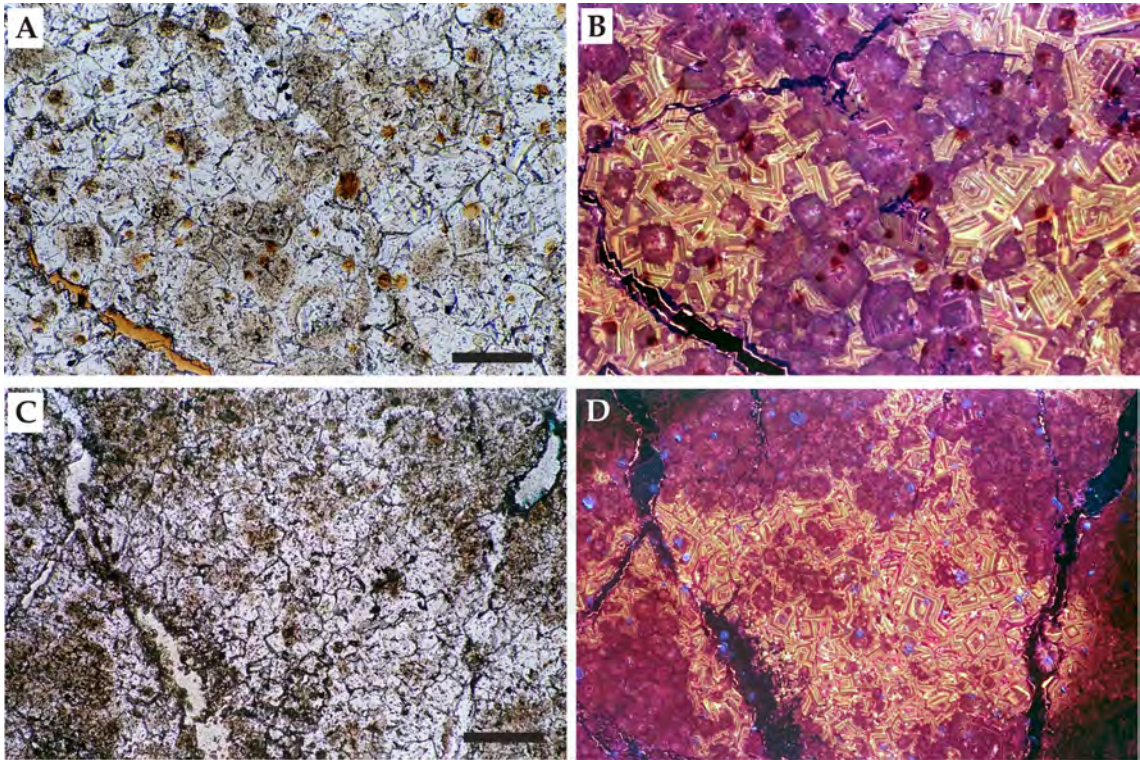


FIGURA 3.55. Ay B) *Doloesparita* hipidiotópica con cristales que presentan núcleos enfatizado. C) *Doloesparita* con fantasmas de aloquímicos delineados por la abundancia de impurezas. D) Detalle de C.



En microscopía de catodoluminiscencia se reconocen varios tipos de cristales dolomíticos en función de su patrón luminiscente:

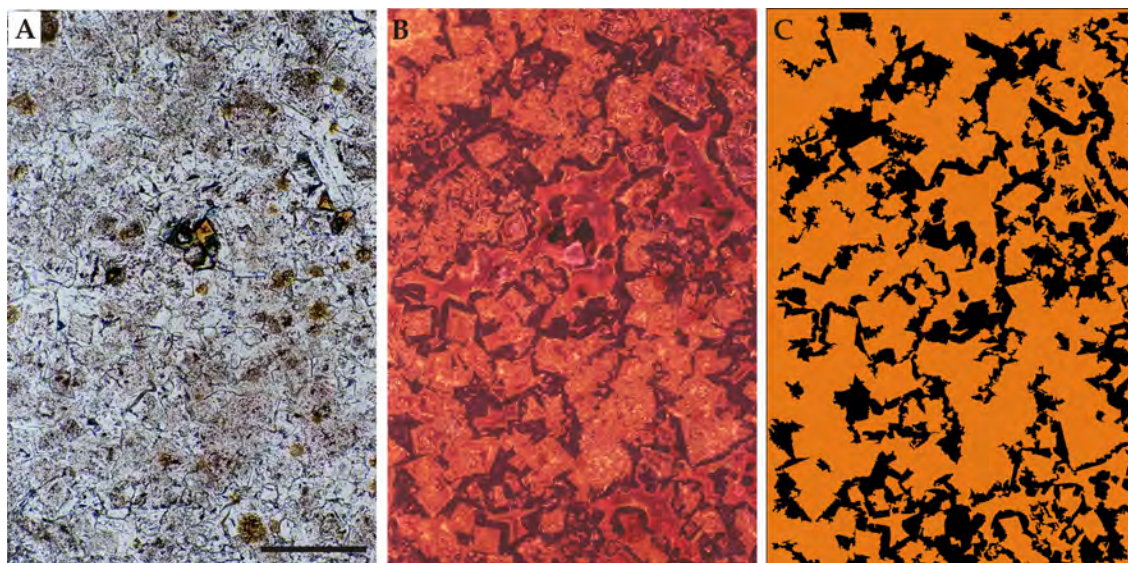
- Cristales romboides con núcleos borrosos mates (D) rojo intenso y zonado concéntrico en luminiscencias D principalmente entre rojo y marrón (Figura 3.56B y D). No todos los bordes son rectos, sino que algunos están corroídos localmente (en estas zonas la textura se vuelve menos nítida).



*FIGURA 3.56. A) Doloesparita planar-s polimodal: Cristales con núcleos enfatizados y/o ricos en impurezas; cristales límpidos. Escala: 100 $\mu$ m. B) Vista en CL de A. Los cristales ricos en impurezas tienen una luminiscencia mate (D roja, marrón); los cristales límpidos presentan una zonación (B-M) nítida. C) Doloesparita con zonas ricas y pobres (centro) en impurezas. Escala: 150 $\mu$ m. D) Vista en CL de C. Zona central rica en cristales con zonado D-D concéntrico.*

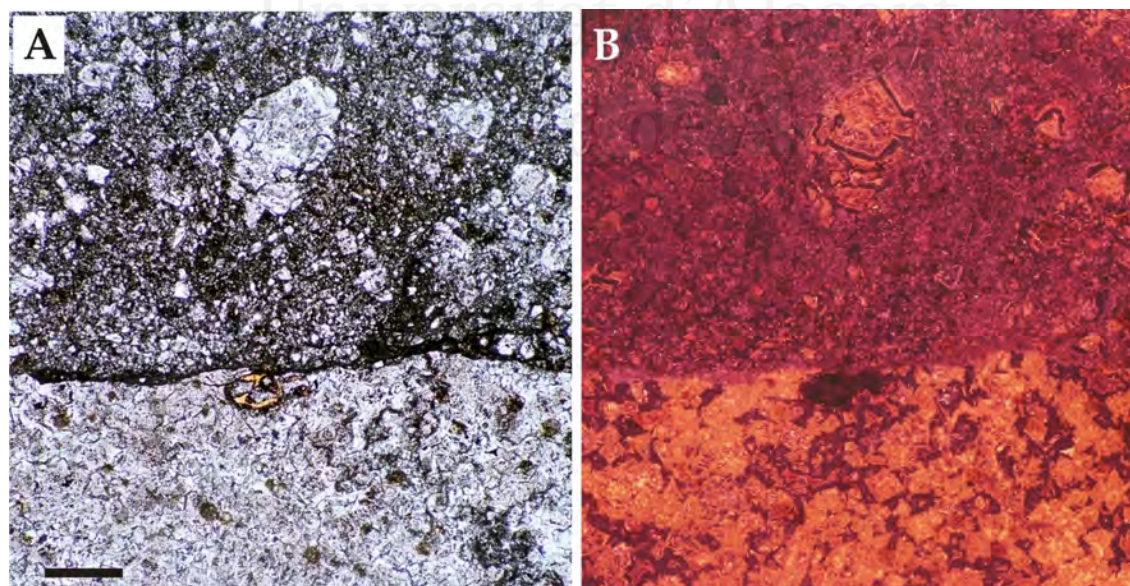
- Cristales rómbicos con zonado concéntrico B-D alternante con diferentes espesores (Figura 3.56B y D). Los núcleos empiezan mayormente en luminiscencia roja. El tono D rojo está algo enmascarado por la gran cantidad de bandas de luminiscencia B. El crecimiento entre ellos se produce hasta que se completa el espacio con el romboide contiguo. En algunas ocasiones el crecimiento del bandeado luminiscente continúa rodeando a varios individuos.
- Cristales hipidiotópicos con núcleos enfatizados (sub-)rómbicos que presentan luminiscencia baja moteada de colores purpuras, llegando a alternar con bandas NL y DB hacia los bordes del núcleo. Englobando rombos y grupos de rombos se extiende zona de luminiscencia muy apagada D granate-marrón, casi NL (Figura 3.57 B) que llega a constituir más un 15-10% de la masa total de la doloesparita (Figura 3.57C).





*FIGURA 3.57. A) Dolosparita. Escala: 250µm. B) Vista en CL de A. Cristales rómbicos con luminiscencia predominante mate (D roja) recrecidos por dolomitas con menor luminiscencia (D granate-marrón) que corresponden a las cortezas pobres en impurezas de los cristales del mosaico doloesparítico. C) Cuantificación de la fase de recrecimiento (cemento) D.*

En los tipos matriz-soportados constituidos por clastos dolomíticos claros, estos están formados por mosaico hipidiotópico (planar-s) compuesto por cristales centimicrométricos (100-300µm) más o menos ricos en impurezas (Figura 3. 58A). En muchos casos los cristales muestran núcleos enfatizados y/o se observan zonados rómbicos en el interior de los cristales. La luminiscencia de estos mosaicos esparíticos es análoga a la del último descrito anteriormente para las brechas clastosoportadas (Figura 3.58B). Son observables fantasmas de vénulas. La matriz en estos tipos es



*FIGURA 3.58.A) detalle de borde de clasto doloesparítico y matriz micrítica rica en clastos heterométricos. Escala: 400µm. B) Vista en CL de A. Clasto con característica semejantes al descrito en Figura 3.57. Matriz con luminiscencia mate (D roja) dominante.*



de naturaleza dolomítica (raramente calcitizada) y de textura micrítica. Al microscopio se reconoce que la matriz está también compuesta por clastos dolomíticos de pequeño tamaño. En estas microfacies la tipología de los cristales es idéntica a la de los clastos mayores, es decir doloespáritas centimicrométricas de cristales mayor o menor cantidad de impurezas que configuran un mosaico hipidiotópico. No se observa una relación entre el color de los cantos doloespáriticos y la cantidad de impurezas en los cristales.

### 3.2.1.3. Vénulas y cementos

#### Vénulas dolomíticas (fantasmas)

De tonalidades blanca a beige, compuesto por cristales mesocristalinos (50-250 $\mu\text{m}$ ) (Figura 3.59A). Se trata de fantasmas de cementos calcíticos previos a la dolomitización. Se reconocen al presentarse los cristales doloespáriticos con dos zonas claras: una rica en impurezas (encajante) y una límpida (cemento). Estos cementos presentan una secuencia luminiscente (NL o D)-B-NL (Figura 3.59B)

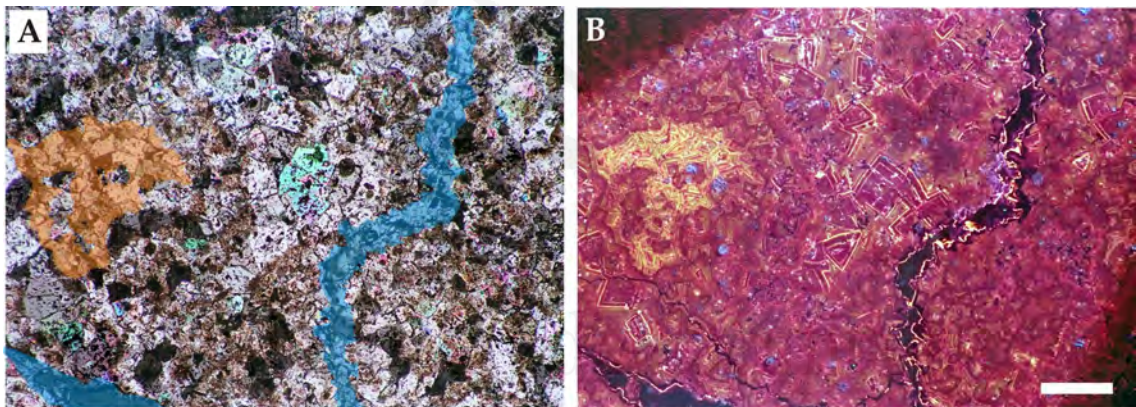


FIGURA 3.59. A) Mosaico doloespáritico (nícoles cruzados) con fantasmas de cementos en vénulas (azul) o en poros (naranja). B) Vista en CL de A. El cemento en vénula presenta una luminiscencia NL-B-NL; el poro presenta luminiscencia brillante predominante. Escala: 250 $\mu\text{m}$ .

#### Vénulas y venas calcíticas

De tonalidades blanca a beige, compuestas por cristales equant mesocristalinos (50-500 $\mu\text{m}$ ). El contacto es neto con el encajante doloespáritico.

En el caso de las brechas tipo 'crackle', la brechificación viene marcada por:

- vénulas de rellenos espáriticos calcíticos y/o dolomíticos,
- fisuras de trazado irregular en las que localmente se observa algún pequeño relleno arcilloso y/o pátinas de cementos ferruginosos
- fisuras rellenas por material micrítico de tonos blancos en muestra de mano

El tamaño de cristal de alguno de estos cementos que aparecen en las brechas tipo mosaico es macrocristalino (>500 $\mu\text{m}$ ), lo que hace que se adquiera localmente una textura poiquilotópica. En el

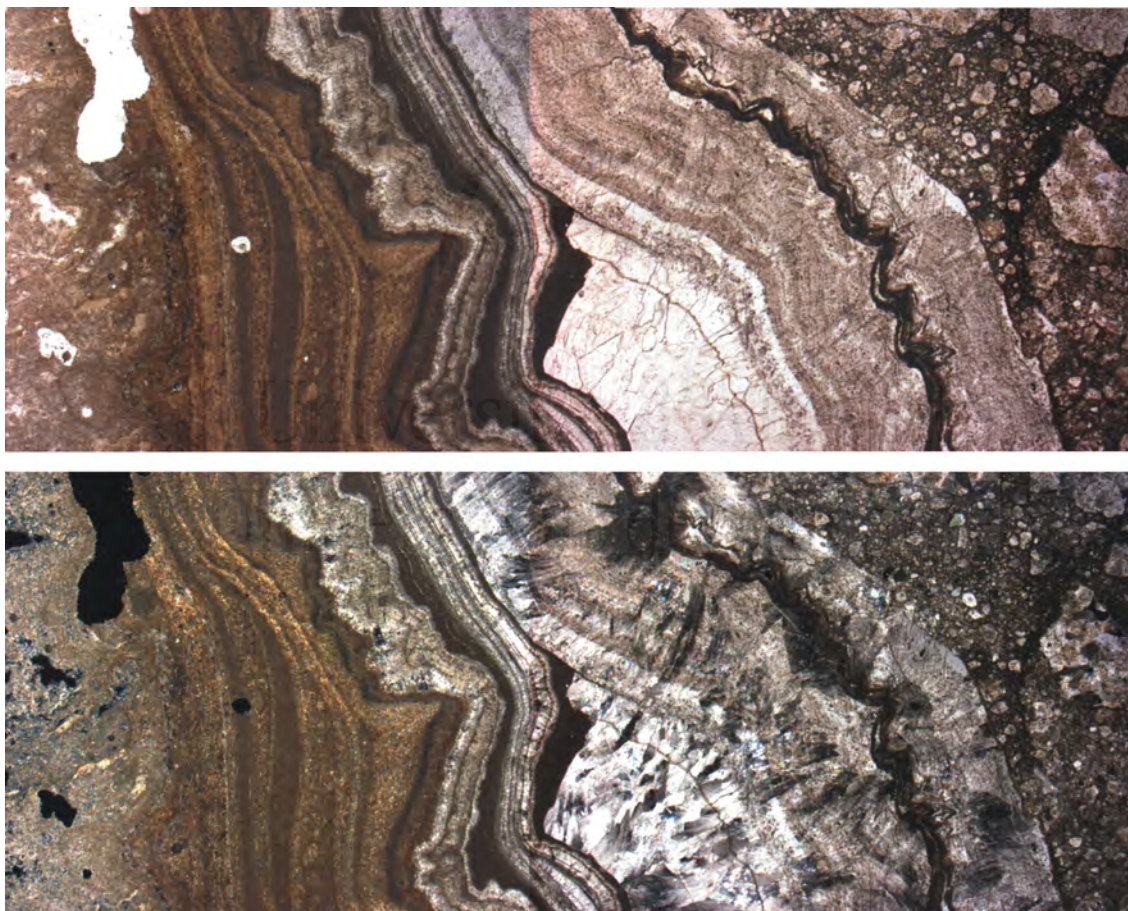
caso de los tipos matriz-soportados, hay vénulas cuyo desarrollo se restringe a los cantos doloespáriticos, y otras vénulas calcíticas que también atraviesan matriz.

### Espelotemas

Como en otras canteras estudiadas, estos materiales están a menudo karstificados y presentan rellenos espeleotémicos más o menos complejos.

Predominan los rellenos espeleotémicos tipo colada (flowstone) que tapizan, de forma más o menos continua, fracturas de amplio desarrollo (a meso y macroescala). Estos espeleotemas están constituidos por bandas alternantes de cristales columnares, fibrosos, esqueléticos y/o micríticos. A estos rellenos químicos espeleotémicos se asocian rellenos detríticos endokársticos típicos (microbrechas de colapso, terra rosa, rellenos detríticos finos, etc.)(Figura 3.60).

Estos depósitos pueden llegar a presentar espesores centimétricos y continuidad lateral de orden métrico cuando se encuentran rellenando diques o fracturas ensanchadas por disolución de gran envergadura.

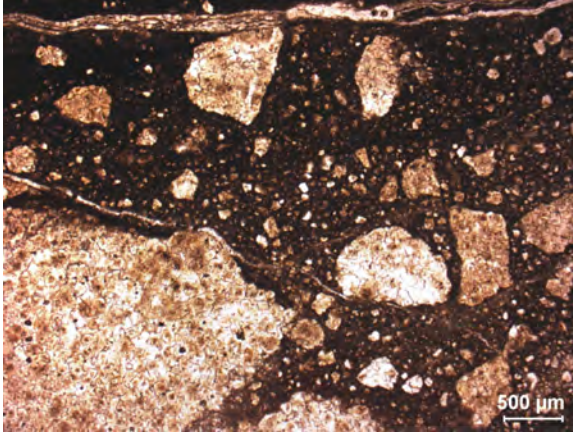


*FIGURA 3.60. Colada espeleotémica sobre dolomía brechoide tipo caótico o 'rubble'. El espeleotema, de tipo colada, consiste en la alternancia de empalizadas de diferente espesor y tamaño de cristal, con capas micríticas. A lo largo del relleno van variando las condiciones de crecimiento (ej.: grado de oxidación), el grado de impurezas y otros parámetros que se traducen en la generación de truncaciones en la estructura (interrupciones en el crecimiento, erosiones, etc.). Hacia techo (hacia la izquierda en la foto) la colada se va haciendo más micrítica y rica en terrígenos; termina con una fábrica tobácea. (arriba: nicoles paralelos; debajo: nicoles cruzados)*



#### 3.2.1.4. Matriz y otros rellenos

La matriz es de naturaleza dolomítica y de textura micrítica. Al microscopio se reconoce que esta matriz está también compuesta por clastos dolomíticos de pequeño tamaño (Figura 3.61). La textura de estos cristales es idéntica a los de los clastos mayores antes descritos.



**FIGURA 3.61.**  
*Detalle de matriz micrítica.*

#### 3.2.1.5. Dedolomias

Pequeñas evidencias de dedolomitización no selectiva de fábrica en algunos cantos dolosparíticos. También en la matriz dolomicrocítica de algunas microfacies.

#### 3.2.2. Cantera Sierra de la Fuente-FUEN

Cantera localizada zona oriental de la Sierra de la Magdalena. En esta zona el número de explotaciones es aun mayor que en la zona occidental, y éstas se distribuyen tanto en la vertiente norte como en sur del relieve (Figura 3.62).



**FIGURA 3.62.**  
*Vista aérea del complejo de canteras de la zona oriental de la Sierra de la Magdalena.*

### CAPÍTULO 3

Coordenadas geográficas: 38° 37' N – 1° 10' 00''W

Altura media: 800m.

Según la cartografía del IGME (hoja 844-Ontur) los materiales explotados corresponden a una unidad de calizas con lacazinas y 'calleux noires' y/o calizas blancas masivas de edad Senoniense y/o a la unidad de dolomías masivas negras de edad Turoniense (Figura 3.63). Esta zona está fuertemente tectonizada; la serie está afectada por fallas y sinclinales tumbados. Junto con la sección anterior, estas son las zonas más productivas del mármol comercial Marrón Emperador en la provincia de Murcia y, por ende, en el país.

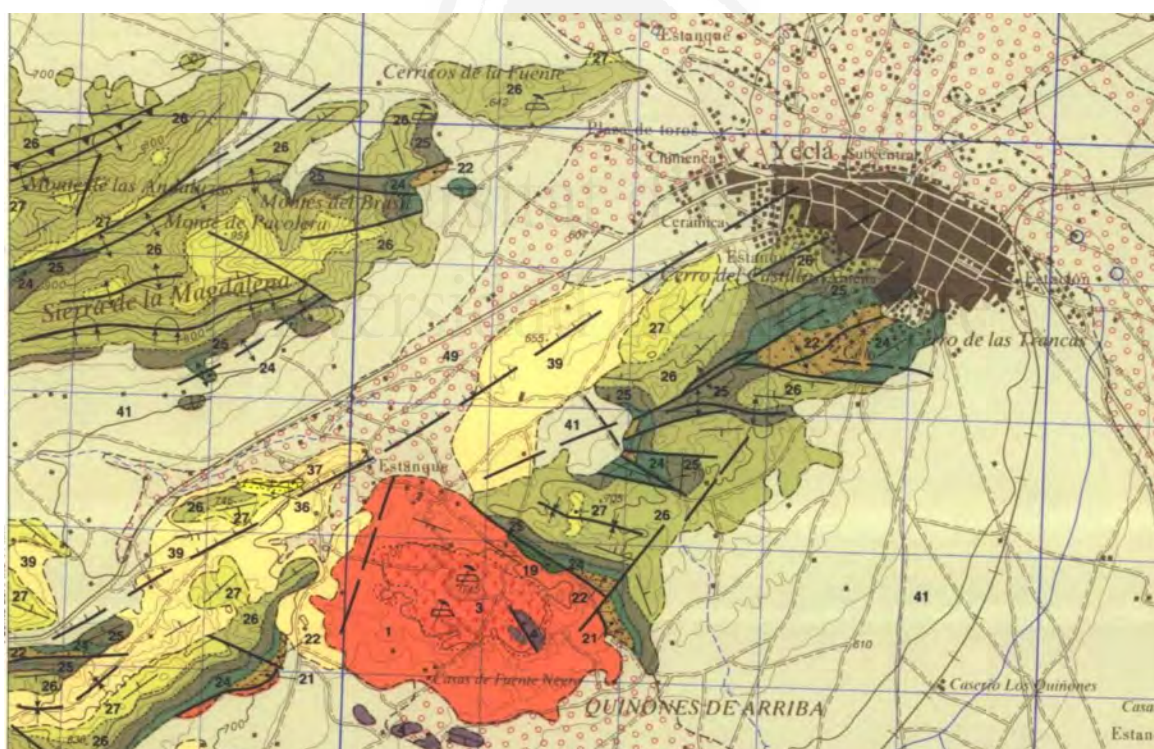


FIGURA 3.63. Arriba. Vista panorámica de las canteras de Yecla vistas desde la Sierra del Príncipe (desde el Este). Abajo: Detalle de la cartografía geológica 1:50.000 de la serie MAGNA del IGME (hoja 845-Yecla) para la zona este de la Sierra de la Magdalena.



### 3.2.2.1. Brechas: Descripción textural general

Tres tipos de brechas se han reconocido en los materiales de la cantera de Yecla:

- Brechas tipo crackle, con cantos dolomíticos marrones separados por venas y vénulas dolomíticas (menos abundantes) blancas o beige claro (Figura 3.64A) y calcíticas blancas (Figura 3.64B). Este es el tipo que predomina en esta zona de estudio. En algunos casos los cementos calcíticos están ausentes y la brechificación está marcada solamente por fantasmas de venas dolomíticas (Figura 3.64A).
- Brechas clasto-soportadas tipo mosaico, de tonalidad marrón oscuro, con pasta compuesta principalmente por cementos calcíticos blancos y por una matriz (dolo-)micrítica con pequeños cristales doloespáriticos (Figura 3.64C).
- Brechas tipo caóticas o rubble, matriz-soportadas con cantos heterométricos (0,5mm a 5cm) marrones oscuros en una matriz dolomicrítica ocre. Este tipo se asocia frecuentemente a los tipos anteriores en forma de transición. En algunos casos la naturaleza de la matriz es calcítica (Figura 3.64D).

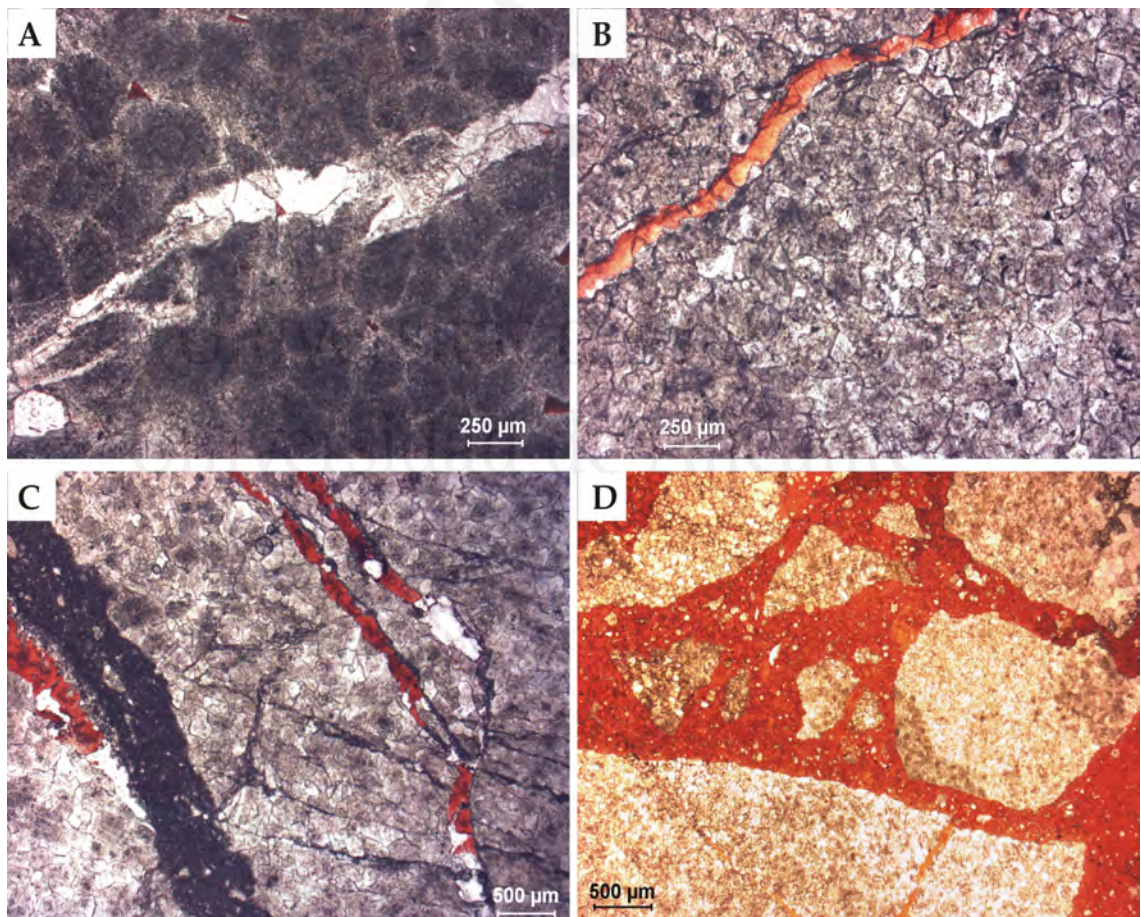


Figura 3.64. A) Brecha tipo crackle con vénulas (fantasmas) dolomíticos. B) Brecha tipo crackle con vénulas calcíticas. C) Microfacies brechoide tipo mosaico con vénulas calcíticas y matriz micrítica. D) Brecha tipo caótico con pasta calcítica.

También se han reconocido tipos conglomeráticos matriz-soportados (ver mas adelante).

En el caso de las brechas tipo 'crackle', la brechificación viene marcada por:

- vénulas de rellenos esparíticos calcíticos y/o dolomíticos,
- fisuras de trazado irregular (líneas de sutura estilolíticas en algunos casos) en las que localmente se observa algún pequeño relleno arcilloso y/o pátinas de cementos ferruginosos
- fisuras rellenas por material micrítico de tonos blancos en muestra de mano

En el caso de las brechas tipo mosaico, la brechificación viene marcada por:

- venas y vénulas de relleno calcítico, que delimitan clastos angulosos de gran tamaño y angulosos a subangulosos de menor tamaño y menor grado de encaje.
- Matriz dolomicrítica de tonos claros.
- Fisuras de trazado irregular enfatizadas por la presencia de material arcilloso y/o pátinas de cementos ferruginosos

El color de los componentes texturales de las microfacies brechoides:

- Clastos marrones oscuros (5YR2/2; 3/2).
- Venas blancas y vénulas blancas y ocre.
- Matriz ocre

### 3.2.2.2. Dolomías

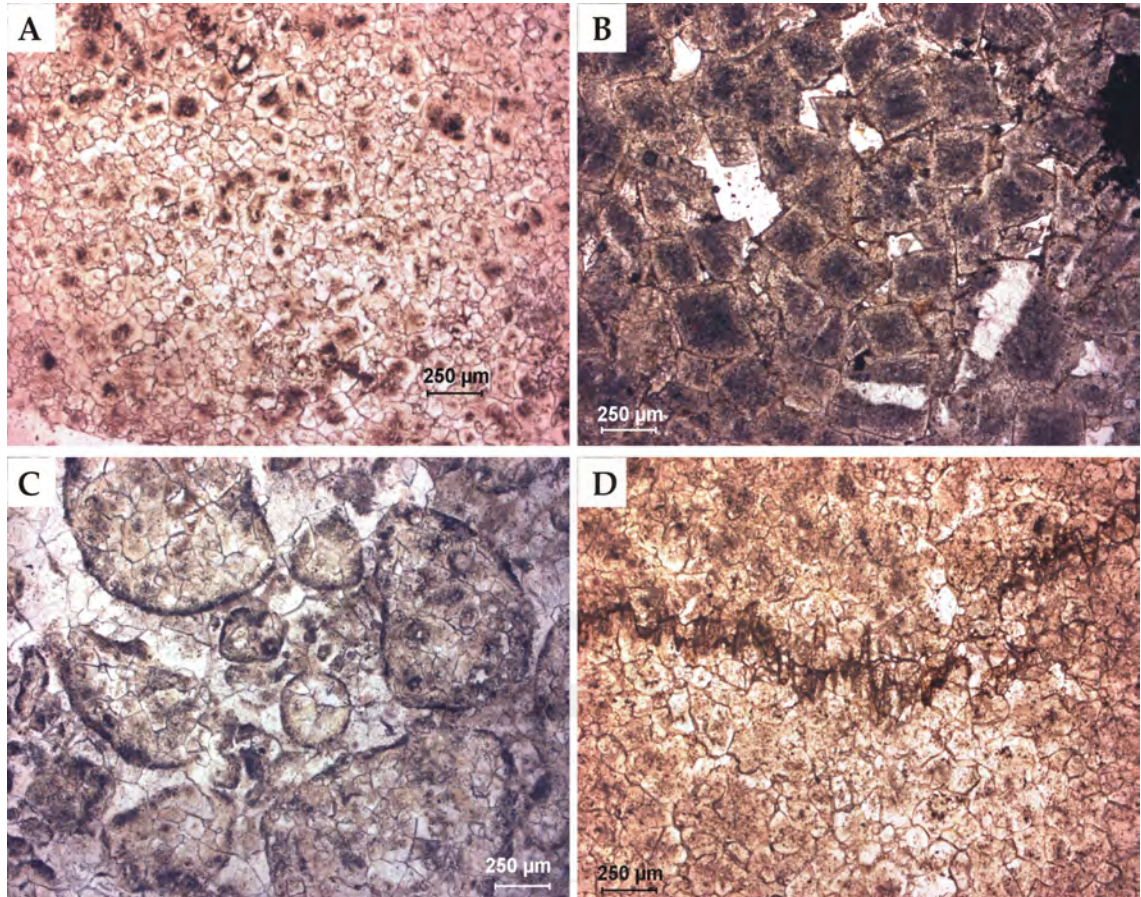
En los tipos clasto-soportados (mosaico y 'crackle') los cantos dolomíticos consisten en mosaico hipidiotópico (planar-s) compuesto por cristales de diverso tamaño. En algunos ejemplares son centimicrométricos (100-300 $\mu$ m) ricos en impurezas (Figura 3.65A; 3.66A); en otros centimicrométricos mas gruesos (200-500 $\mu$ m) también ricos en impurezas y con unas morfologías subrrómbicas características (en estos casos los mosaicos localmente constituyen tipos idiotópicos – planar-e-) (Figura 3.65B); y también hay presentes mosaicos formados por cristales decimicrométricos (10-100 $\mu$ m). En estos últimos, si bien son menos ricos en impurezas en general, algunos cristales muestran núcleos enfatizados. Se observan fantasmas de fósiles u otros componentes deposicionales (ej.: oolitos) delimitados por zonas ricas en impurezas (Figura 3.65C). También se reconocen cementos en forma de venas dentro de los clastos delimitados por zonas pobres (o libres) en impurezas. Son comunes los estilolitos (Figura 3.65D).

En microscopia de catodoluminiscencia los cristales de doloesparita presentan unos núcleos anhedrales con luminiscencia D rojo oscuro y unas zonas externas, que coalescen con una luminosidad rojo claro (Figura 3.66B).

En los tipos matriz-soportados, estos están formados por mosaico hipidiotópico (planar-s) compuesto por cristales deci-centimicrométricos (25-150 $\mu$ m) más o menos ricos en impurezas. En muchos casos los cristales muestran núcleos enfatizados. Son observables fantasmas de vénulas. La matriz en estos tipos es de tono ocre y naturaleza dolomítica (raramente calcitizada) y de textura micrítica. Como en otros casos descritos anteriormente, el carácter brechoide se mantiene a otras



escalas, y al microscopio se reconoce que esta matriz está también compuesta por clastos dolomíticos heterométricos y mal seleccionados de pequeño tamaño. En estas microfácies la tipología de estos cristales es idéntica a la de los clastos mayores.



**FIGURA 3.65.** A) Doloesparita hipidiotópica (planar-s) con cristales con núcleos enfatizados. B) Doloesparita idiotópica (planar-e) porosa. C) Doloesparita hipidiotópica con fantasmas de aloquímicos. Cuando son las impurezas las que delimitan el 'interior' de los 'fantasmas' la doloesparita adquiere una tonalidad parda característica en nícoles paralelos. D) Detalle de estilolito en doloesparita brechoide.

### 3.2.2.3. Vénulas y otros cementos

#### Vénulas dolomíticas (fantasmas)

De tonalidades blanca a beige, compuesto por cristales mesocristalinos (50-250 $\mu$ m).

Se puede distinguir entre dos tipos:

- Fantasmas de cementos calcícos previos a la dolomitización: se observan cristales doloesparíticos con dos zonas claras: una rica en impurezas (encajante) y una límpida (cemento) (Figura 3.67A y B). Algunas zonas tienen una tenue luminiscencia casi NL y otras comienzan con una delgada banda NL seguido de una línea D y continúan NL hasta el interior (Figura 3.66 B)



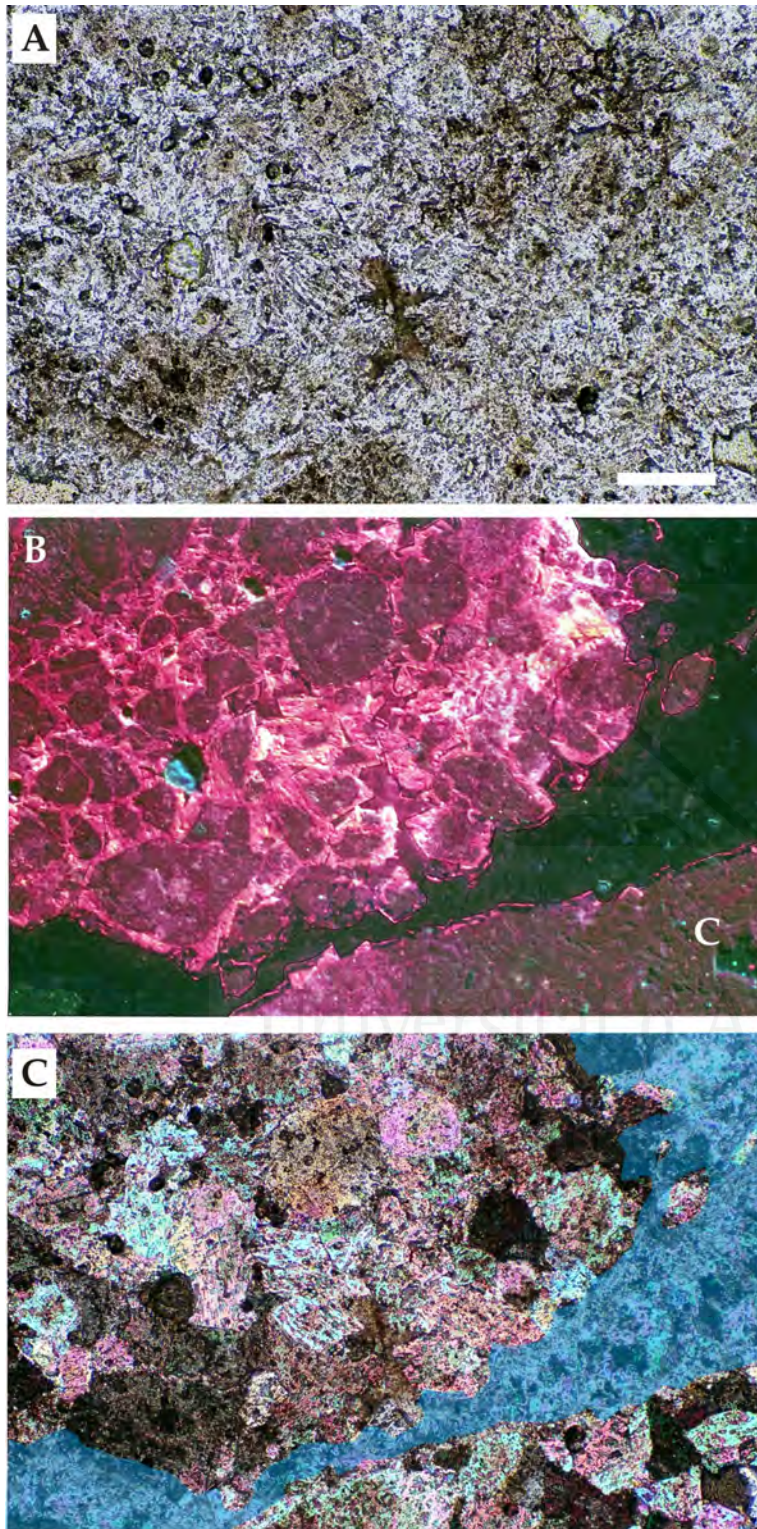


FIGURA 3.66.

A. Doloesparita. Escala: 200µm.

B. Vista en CL de A. Zona con luminiscencia D rojo en la que se adivinan cristales o brechificación por el contorno D rojo más brillante. Algunas zonas (cemento) no presentan luminiscencia en secuencia de borde a interior NL-D-NL.

C. Vista de A y B en nicoles cruzados con delimitación del fantasma de cemento.

- Empalizadas de cristales mesocristalinos (50-150µm) subrrómbicos a irregulares. Estas empalizadas de cemento dolomítico usualmente tapizan huecos o fisuras que finalmente son ocluidas por una fase de cemento calcítico típicamente macrocristalino (Figura 3.67C y D)



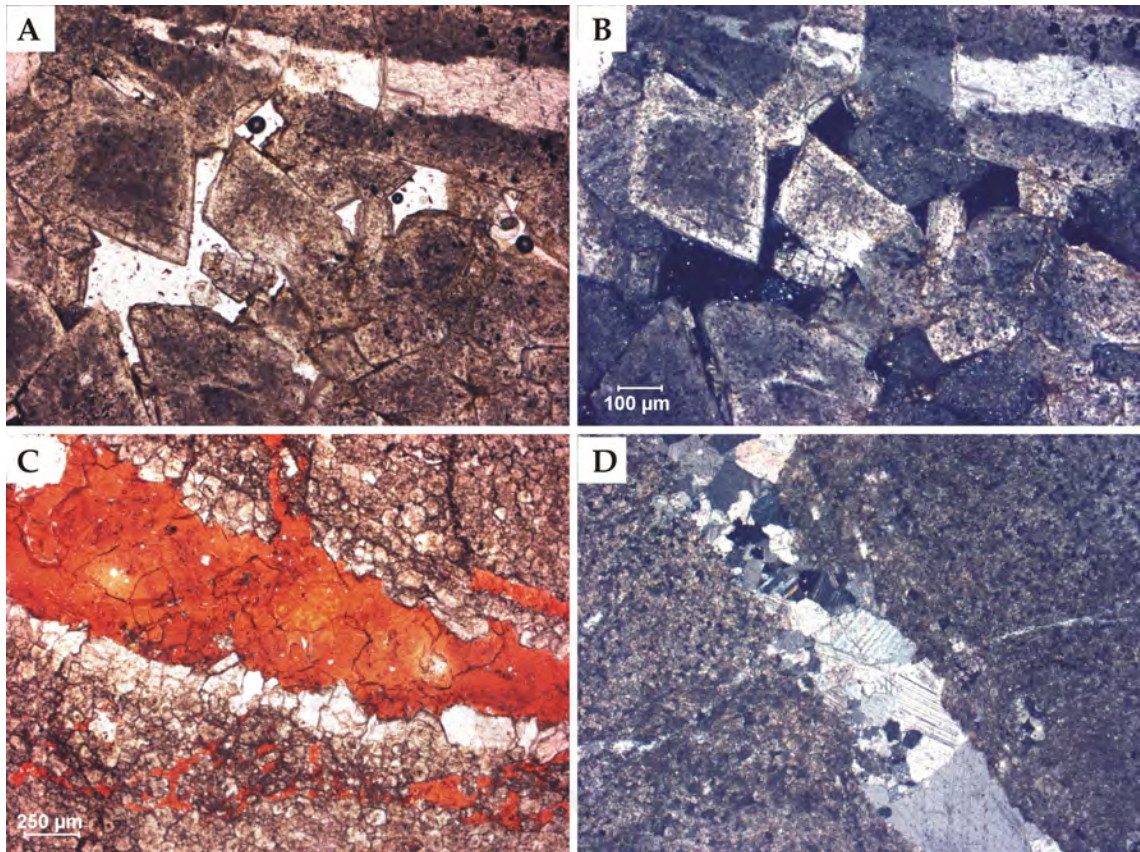


FIGURA 3.67. A y B) Arriba, detalle de fantasma de cemento dolomítico en mosaico doloespáritico idiopático (A: nícoles paralelos; B: nícoles cruzados). C) Vénula rellena por una fase primera de cemento dolomítico y una segunda de cemento calcítico en textura 'blocky'. D) Vénula rellena por cemento calcítico macrocristalino.

### Vénulas y venas calcíticas

De tonalidades blancas, compuesto por cristales equant mesocristalinos (50-500 $\mu$ m, incluso mayores localmente). El contacto es neto con el encajante doloespáritico (Figura 3.68A). El tamaño de cristal de alguno de estos cements es macrocristalino, lo que hace que se adquiera localmente una textura poiquilotópica.

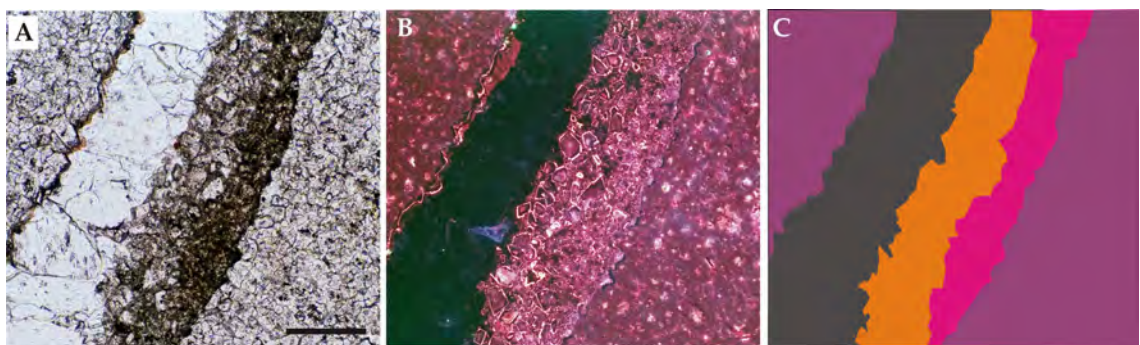
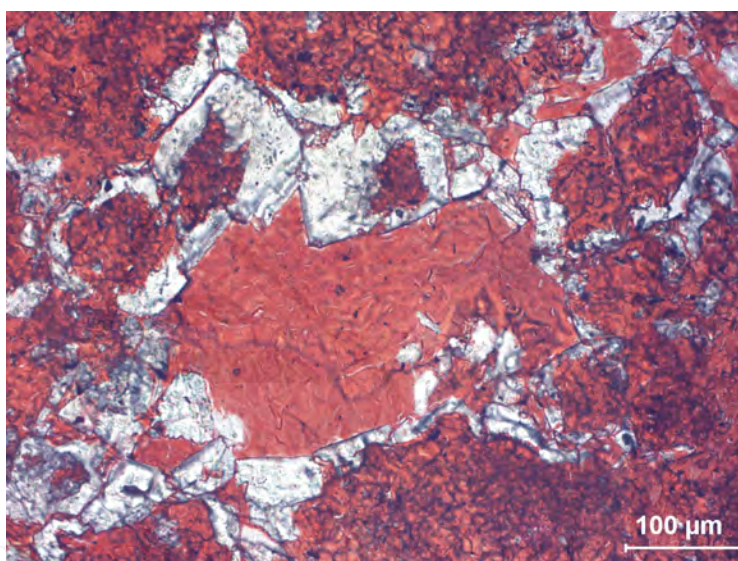


FIGURA 3.67. Cementación de vénula (A: nícoles paralelos; B: CL; C: esquema de distribución de tipos texturales): De derecha a izquierda: Cemento dolomítico rico en impurezas (clastos), cements esparíticos de calcita. Escala: 400 $\mu$ m.

En la figura 3.68 se muestra una secuencia de relleno de una vénula con una fase detrítica con una matriz micrítico-arcillosa y fragmentos de cristales de doloesparita y una fase de cementación calcítica con una luminiscencia predominantemente nula. Solamente en los bordes se vislumbra alguna línea luminiscente (B).

#### 3.2.2.4. Dedolomías

Texturas de dedolomitización parcial selectiva típica en cristales rómbicos, en los que se calcitiza (o rellena) el centro de los cristales (Figura 3.69). Pequeñas evidencias de dedolomitización no selectiva de fábrica en algunos cantos doloesparíticos. También en la matriz dolomicrítica de algunas microfacies.



**FIGURA 3.69.**

*Textura de dedolomitización selectiva de fábrica en cementos dolomíticos compuestos de cristales con morfología rómbica a subrrómbica. En la parte inferior de la fotografía se observa que el reemplazamiento es extensivo y ya no se reconocen microestructuras previas.*

Universidad de Alicante

#### 3.2.2.5. Matriz y otros rellenos

La matriz es de naturaleza dolomítica y de textura micrítica. Al microscopio se reconoce que esta matriz está también compuesta por pequeños clastos dolomíticos (Figura 3.67A). La textura de estos cristales es idéntica a la de los clastos mayores antes descritos.

#### 3.2.2.6. Otros tipos de rocas

En la cantera, en asociación con los tipos texturales o microfacies brechoides antes descritas se han reconocido conglomerados matriz-soportados monomícticos (doloesparritas) con matriz dolomicrítica de tonalidades claras (Figura 3.68). Los cantos de este conglomerado presentan tamaños muy variables (mm a varios centímetros) y están constituidos por doloesparritas marrones compuestas por mosaicos hipidiotópicos (planar-s) de cristales deci-centimicrométricas (10-100μm). Los clastos dolomíticos que forman parte de la matriz también tienen ese tamaño.



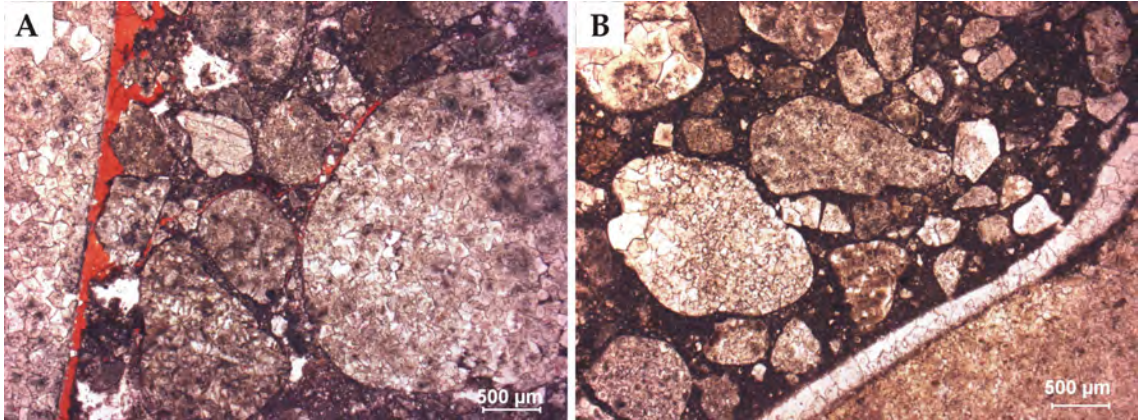


FIGURA 3.68. Microfacies conglomeráticas constituidas por clastos dolosparíticos.

### 3.2.3. Sierra del Príncipe-SP

Serie carbonática que aflora en un accidente morfo-estructural de orientación SW-NW (Figura 3.47), que se alinea hacia el SE con las Sierras de la Cingla y de la Magdalena. No hay canteras de mármoles comerciales en esta zona.

Se trata de una morfo-estructura constituida por un sinclinal tumbado (Figura 3.47) en la que se forma un valle en su zona central-axial. A ambos lados del valle afloran materiales correspondientes a fácies brechoides del Cretácico superior: Serie Sierra Príncipe Norte y serie Sierra Príncipe Sur ((Figura 3.69). En estas series se han realizado los muestreos en busca de materiales brechoides correspondientes al litotecto extraído y explotado comercialmente como Marrón Emperador en zonas adyacentes (Sierra de la Magdalena inmediatamente hacia el SW; Sierra del Cuchillo y afloramientos de La Envina hacia el NE).

Sierra Príncipe Norte:

Coordenadas geográficas: SP 38° 39' 13'' - N 1° 03' 09'' W

Altura media: 754m.

Sierra Príncipe Sur:

Coordenadas geográficas: 38° 38' 54'' N - 1° 02' 45'' W

Altura media: 732m.

Según la cartografía del IGME (hoja 845-Yecla) los materiales que afloran en esta zona corresponden a una unidad de calizas con lacazinas y 'calleux noires' y/o calizas blancas masivas de edad Senoniense y a la unidad de dolomías masivas negras de edad Turoniense (Figura 3.69). Esta zona está fuertemente tectonizada; la serie está afectada por fallas y sinclinales tumbados.

En esta zona se han reconocido facies brechoides dolomíticas, si bien no son predominantes en las series estudiadas. Asimismo, las tonalidades de los materiales brechoides presentan unas tonalidades algo más claras que en las secciones descritas anteriormente. No obstante, desde el punto de vista textural, gran parte de las microfacies brechoides ya descritas hasta ahora, son reconocidas en estos parajes.



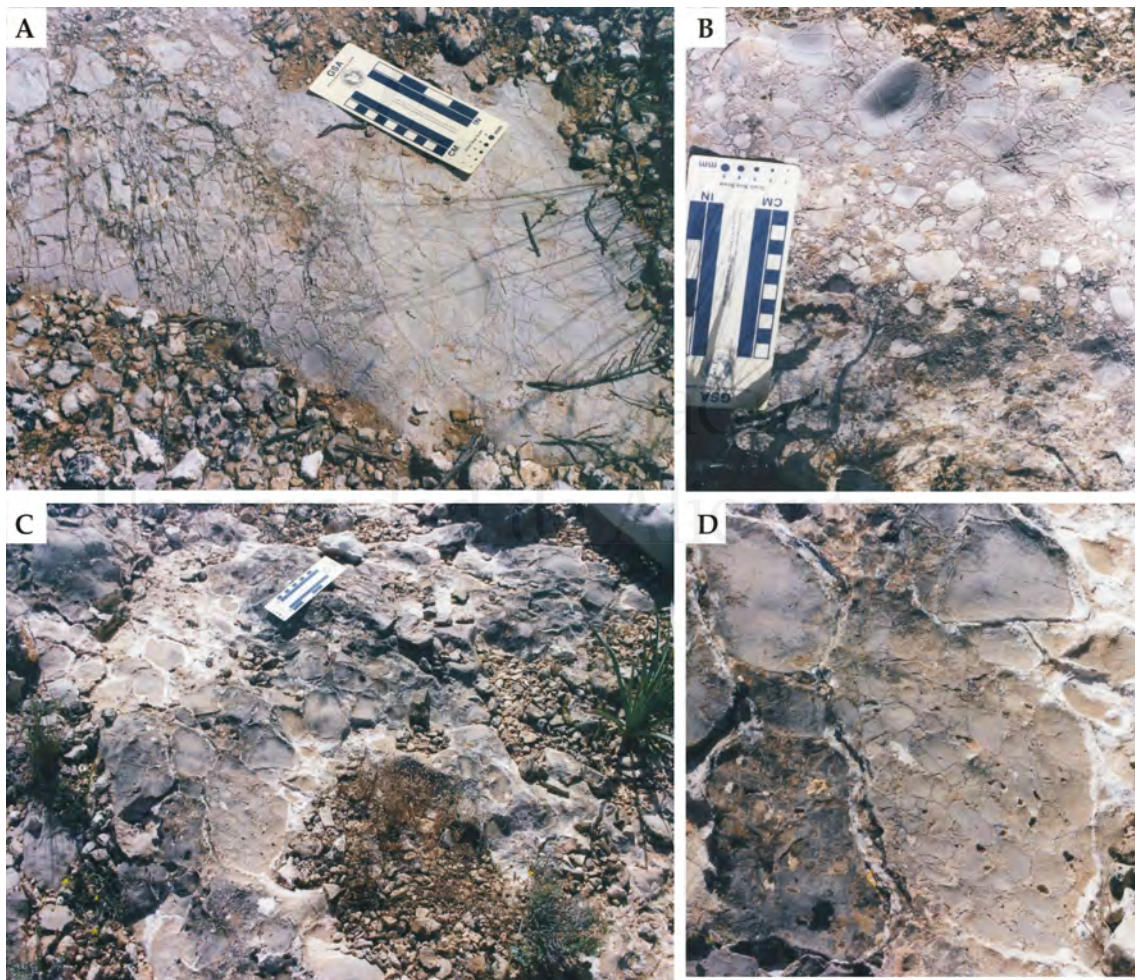




### 3.2.3.1. Brechas: Descripción textural general

Se han reconocido microfácies brechoideas correspondientes a cinco tipos:

- Brechas tipo crackle, con cantos dolomíticos marrones separados por venas y vénulas calcíticas blancas (Figura 3.70A), frecuentemente de textura bandeada (espeleotémica), y fisuras (estilolíticas) con óxidos y/o arcillas. Los clastos pueden ser brechas (brecha poligénica).
- Brechas tipo crackle, con cantos dolomíticos marrones separados por venas y vénulas dolomíticas blancas. Este es el tipo textural más abundante.
- Brechas tipo caóticas o rubble, matriz-soportadas con cantos heterométricos (0,5mm a 1cm) beige claro en una pasta matriz micrítica ocre con pequeños cantos dolomicroesparíticos (Figura 3.70B).
- Brechas clasto-soportadas tipo mosaico, de tonalidad marrón claro, con pasta compuesta principalmente por cementos calcíticos blancos y cantos de naturaleza dolomicrocítica (Figura 3.71B).



**FIGURA 3.70.** A. Microfacies brechoide tipo fisurada o 'crackle'. B) Brecha/conglomerado monomictico tipo matriz-soportado. C) Brecha tipo mosaico. D) Detalle de C. Se observan dos fases de brechificación, la segunda compuesta por fragmentos de brechas tipo 'crackle', en una pasta formada por vénulas de calcita blanca.



- Brechas clasto-soportadas tipo mosaico, de tonalidad marrón claro, con pasta compuesta principalmente por cementos calcíticos en vénulas y por matriz dolomigrítica ocre-beige y micrítica rojiza (Figura 3.70C y D). Las venas rellenas por matriz micrítica rojiza es netamente posterior a los otros rellenos.

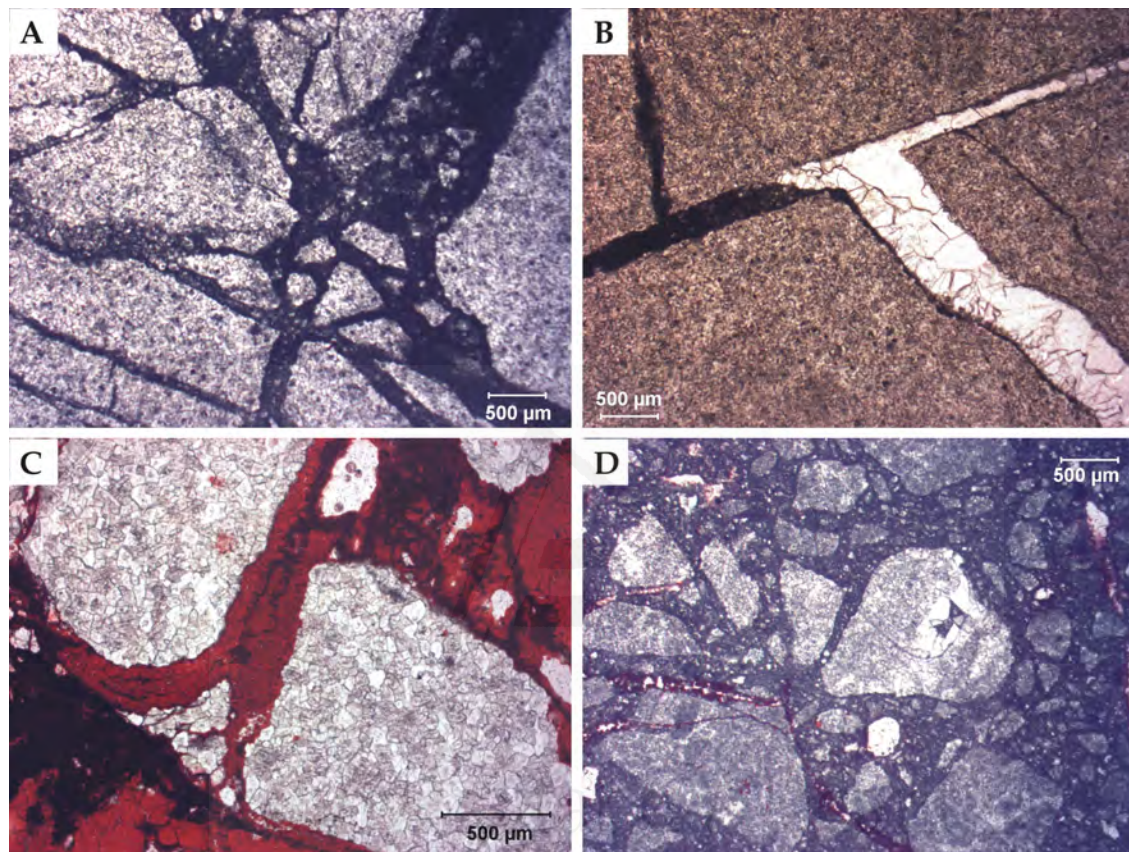


FIGURA 3.71. A, B) Brecha tipo 'crackle'. C) Brecha tipo Mosaico. D) Brecha tipo 'rubble' o caótica.

### 3.2.3.2. Dolomías

En los tipos clasto-soportados (mosaico y 'crackle') los cantos dolomíticos pueden tener texturas u otros caracteres muy diferentes:

Los cantos claros son mosaicos dolomigríticos homogéneos con algún fósil reconocible.

Los cantos oscuros consisten en:

- Mosaicos hipidiotópicos (planar-s) compuestos por cristales decimigrimétricos (10-100µm) relativamente ricos en impurezas (Fig. 3.72A; 3.73A). En muchos casos los cristales muestran núcleos enfatizados. Los cristales que componen estos mosaicos presentan una luminiscencia central azulado pálido pasando a tonos más oscuros hacia los bordes (Fig. 3.73B). Localmente entre estos cristales se sitúan bandas D y B. Se observan fantasmas de cementos en forma de venas dentro de los fragmentos brechoides (Fig. 3.73B).



- Mosaicos dolomicrocíticos – dolomicroesparíticos con texturas grumelares y con evidencias de fósiles (gasterópodos, moluscos) (Figura 3.72B).

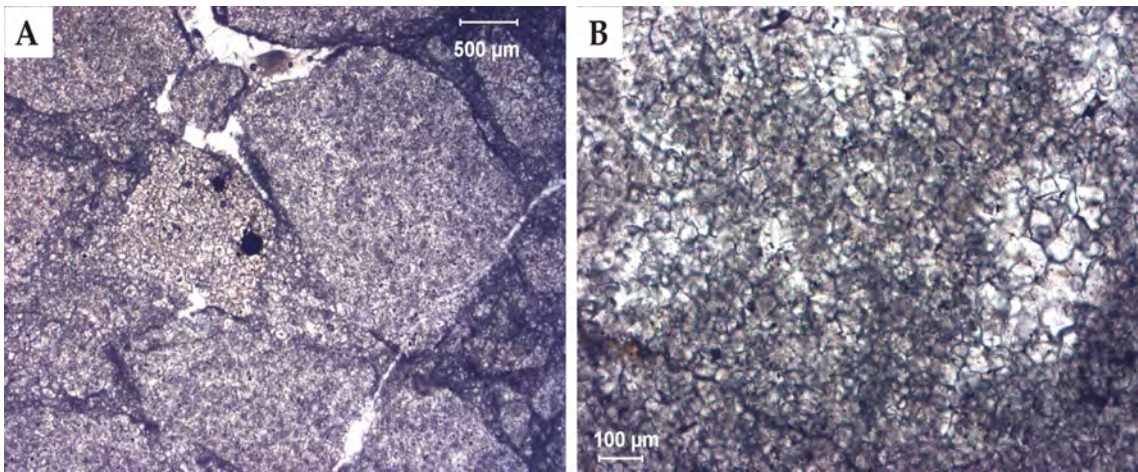


FIGURA 3.72. Dolomicroesparita en microfacies brechoide tipo fisurado. Se observan vénulas blancas (calcíticas) que atraviesan tanto matriz como clastos. B) (Dolo-)microesparita con textura grumelar. Obsérvese línea de sutura en la parte inferior izquierda.

En los tipos matriz-soportados constituidos por clastos dolomíticos beige claros, estos están formados por mosaico hipidiotópico (planar-s) compuesto por cristales centimicrométricos (100-300µm) zonados y/o huecos ('hollow dolomite').

En muchos casos los cristales muestran núcleos calcitizados y/o se observan zonados rómbicos en el interior de los cristales. La matriz en estos tipos es de naturaleza dolomítica (frecuentemente calcitizada) y de textura micrítica. Los cementos son calcíticos como se describen mas adelante. La distribución matriz/cemento es muy irregular, existiendo zonas con predominio casi absoluto de alguno de los dos tipos de pasta.

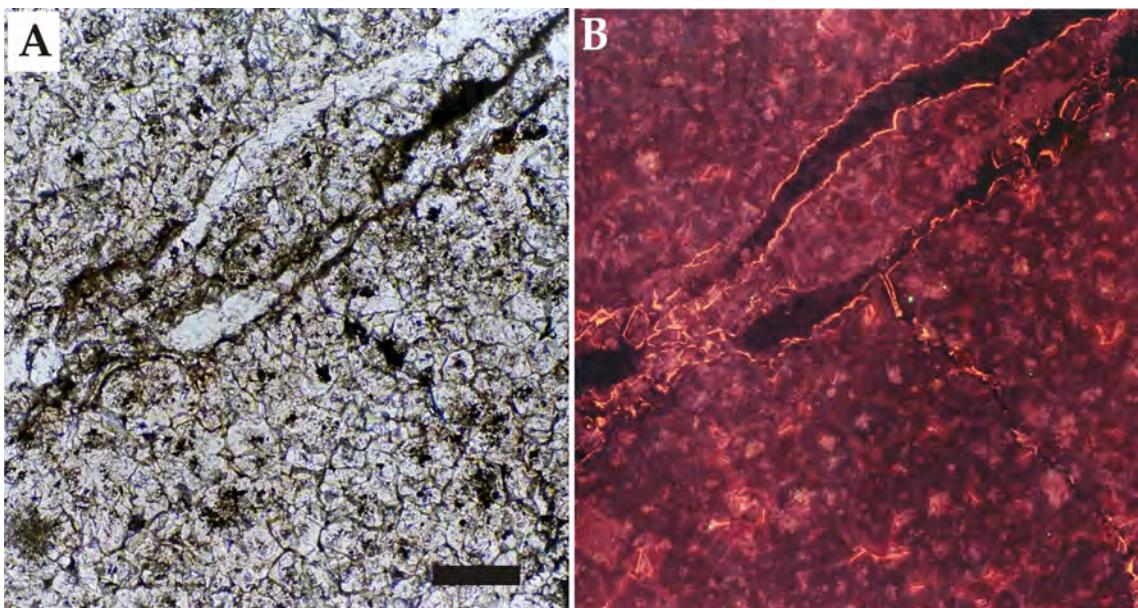


FIGURA 3.73. A) Dolomicroesparita con cementos en vénulas. Escala: 100mm. B) Vista en CL de A. Mosaico dolomíticos con luminiscencia mate (D roja) predominante y cemento con luminiscencia NL-B-NL.

En los tipos matriz soportados constituidos por clastos dolomíticos marrones (tono intermedio a oscuro), éstos están formados por mosaicos dolomicroesparíticos compuestos por cristales decimicrométicos (10-40 $\mu\text{m}$ ).

Se observa una relación entre el color de los cantos dolomicríticos y el tamaño de cristal, siendo significativamente más claros los términos micríticos.

### 3.2.3.3. Vénulas y otros cementos

#### **Vénulas y venas calcíticas (-espeleotémicas)**

Las vénulas calcíticas de tonalidades blanca a beige, están compuestas por cristales equant mesocristalinos (50-250 $\mu\text{m}$ ). El contacto es neto con el encajante doloesparítico (Figura 3.74A). Las venas presentan bandeados texturales conformados por la alternancia de empalizadas formadas por cristales columnares y bandas micríticas (Figura 3.74B, C y D). Los cristales columnares presentan un zonado en función de la abundancia de impurezas; este bandeo marca las bandas de crecimiento de este cemento tipo espeleotémico (Figura 3.74.C y D).

#### **Vénulas dolomíticas:**

Se pueden distinguir entre auténticos cementos doloesparíticos y fantasmas de venas/vénulas anteriores a la dolomitización. Entre los primeros se reconocen tres subtipos:

- Mosaicos doloesparíticos formados por cristales subeuhedrales que rellenan vénulas en las fábricas brechoides dolomicríticas (Figura 3.74A). Es la tipología más común entre los rellenos dolomíticos en estas facies.
- Mosaicos doloesparíticos formados por grandes cristales (>300 $\mu\text{m}$ ) de morfología irregular y extinción levemente ondulante (Figura 3.74E y F). Se asemejan a los cementos tipo barroco o 'saddle' descritos en la literatura. Son escasos.
- Mosaicos doloesparíticos tipo equant compuestos por cristales generalmente euhedrales (rombos). Rellenan total o parcialmente vénulas o poros irregulares (fenestral, vugs) en fábricas dolomicríticas (Figura 3.74G). Localmente se le asocian cristales de cemento calcítico posteriores.

En los fantasmas de cementos calcíticos previos a la dolomitización, al igual que se ha descrito en otras secciones, se observan cristales doloesparíticos con dos zonas claras: una rica en impurezas (encajante) y una límpida (cemento) (Figura 3.74H). Estos cementos muestran una típica secuencia luminiscente NL-B-NL (Figura 3.73.B).



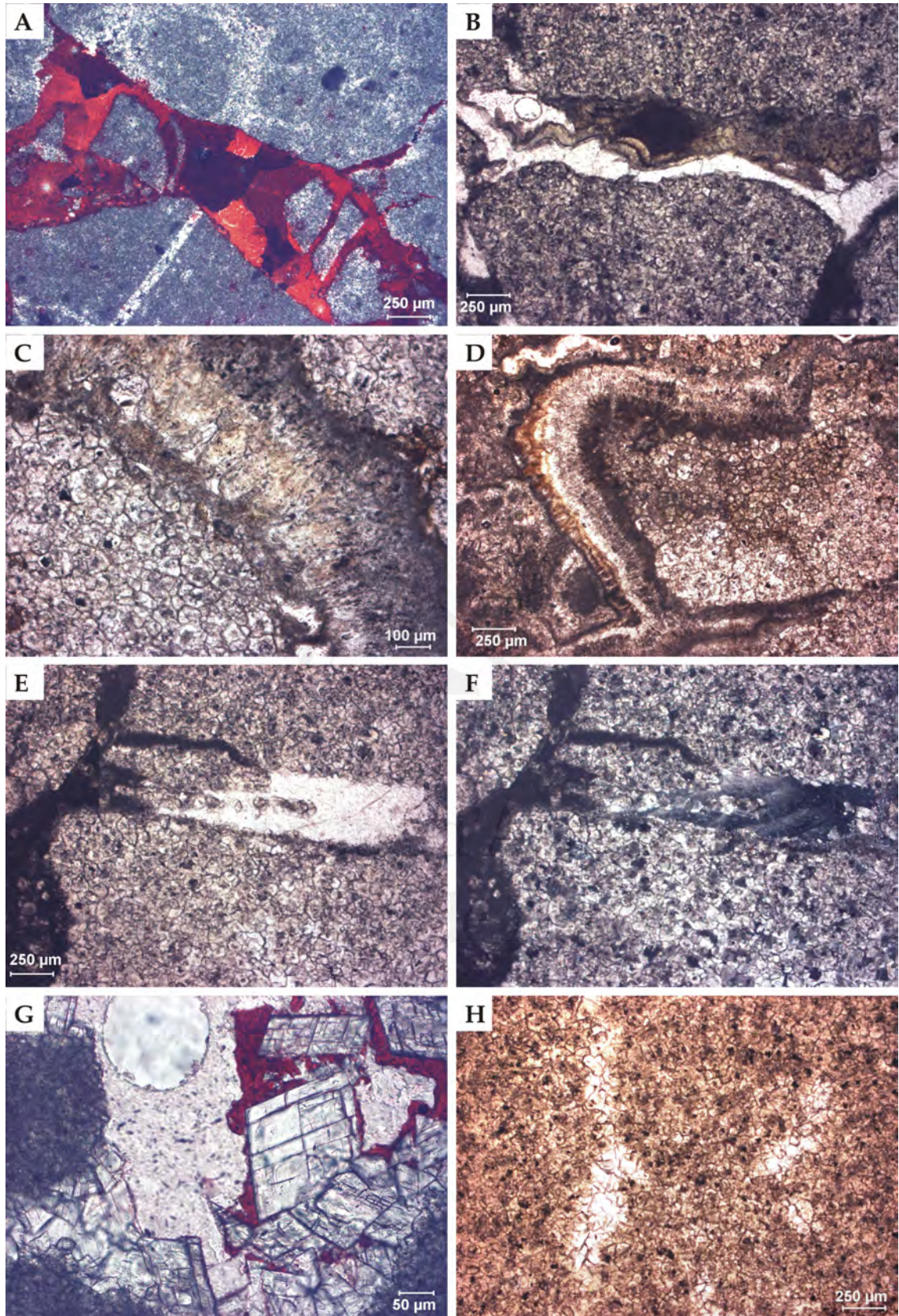


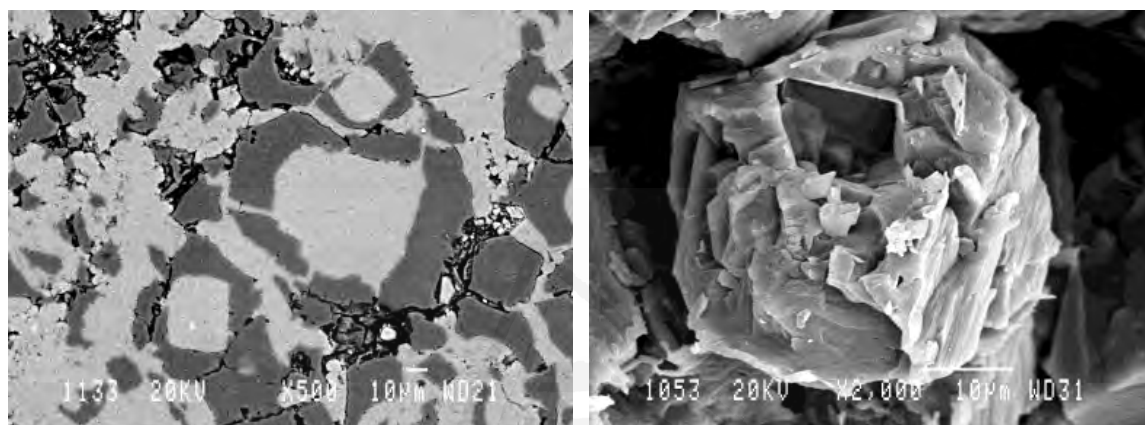
FIGURA 3.74. A) Vénula rellena por cemento calcítico macrocristalino. B-D) Cementos calcíticos espeleotémicos (ver texto). E-F) Cementos dolomítico tipo 'saddle'. G) Cristales rómbicos de dolomita. H) Fantasma vénula dolomítica.



### 3.2.3.4. Dedolomías

Evidencias de dedolomitización selectiva de fábrica en clastos doloesparíticos.

- Núcleos rómbicos calcitizados (Figura 3.75A). Estos núcleos suelen ser más ricos en impurezas; estas impurezas en buena proporción serían relictos de las calcitas dolomitizadas, por lo que actúan de buenos núcleos para la calcitización.
- Calcitización de bordes: espacios intercristalinos resaltados por la tinción selectiva de carbonatos. Núcleos huecos de forma rómbica (Figura 3.75B)



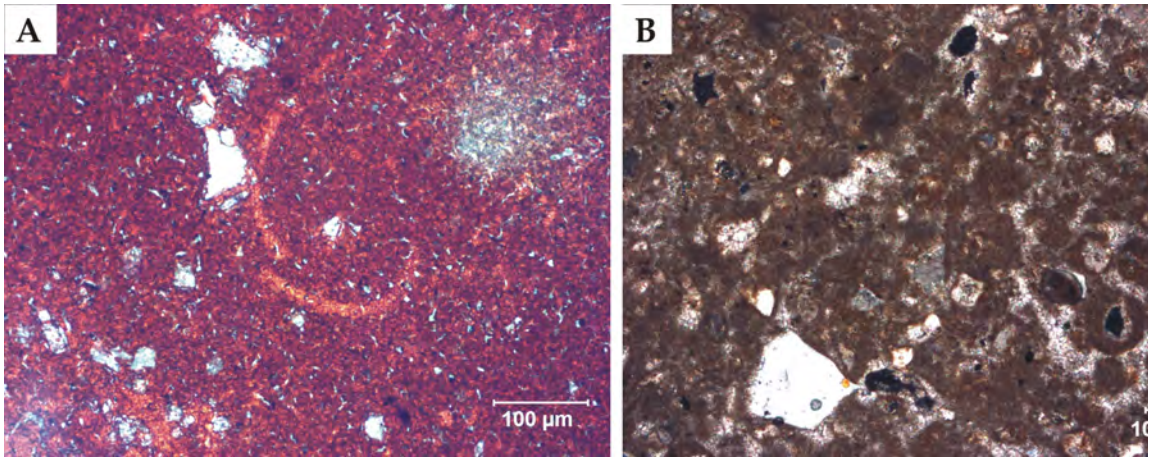
*FIGURA 3.75. A) Imagen MEB (modo BSE) de cristales dolomíticos con núcleos calcitizados. B) Imagen MEB (modo SE) de hueco rómbico en un cristal de calcita (dedolomita)*

### 3.2.3.5. Otros tipos de rocas

En las series cretácicas de la Sierra de Príncipe se han reconocido otros materiales carbonáticos en íntima relación con las microfacies brechoides:

- Dolomicritas (5-30 $\mu\text{m}$ ) masivas de coloración marrón oscuro (5YR5/2) Esta microfacies localmente se presenta totalmente calcitizada (Figura 3.76A).
- Dolomicritas (2-25 $\mu\text{m}$ ) grumelares de coloración clara (beige, crema) (Figura 3.76B). Estas microfacies son relativamente ricas en terrígenos: granos subangulosos de cuarzo y feldespato.
- Pseudoesparitas de tonos pardos o rojizos (distribución de tonalidad heterogénea) formadas por mosaicos xenotópicos de cristales (250-1000 $\mu\text{m}$ ) calcíticos con impurezas que delimitan los componentes de una textura brechoide (en mosaico) original (clastos, cementos). También se observan estilolitos y líneas de sutura enfatizadas por óxidos e hidróxidos de hierro.





**FIGURA 3.76.** A) Caliza micrítica (mudstone) porosa con bioclastos (probablemente fragmentos de moluscos). B) Caliza micrítica con textura grumelar y rica en terrígenos.

### 3.2.4. Sierra del Cuchillo-SC

La Sierra del Cuchillo es parte de una alineación morfoestructural de dirección NNE-SSO constituida básicamente por materiales carbonáticos de edad Cretácico superior. La alineación morfoestructural en la que se sitúa la Sierra del Cuchillo, está ligada al accidente tectónico Jumilla-Caudete (Jumilla-Yecla-Caudete-Fuente de la Higuera). La estructura tectónica de la Sierra del Cuchillo está representada por un pliegue isoclinal, muy apretado de dirección NE-SO y vergente hacia el sur (Fig. 3.76). Los flancos se presentan muy verticalizados situando en el núcleo, y correspondiendo a la máxima elevación de la sierra, el litotecto de interés.



**FIGURA 3.76.**

Vista aérea de la Sierra del Cuchillo. La zona estudiada corresponde a la parte más nororiental.

### CAPÍTULO 3

En el noreste de esta sierra se encuentra una pequeña cantera, ya inactiva, en cuyas inmediaciones y hacia la vertiente norte de la Sierra se han efectuado unos sondeos de prospección (Figura 3.77) encargado por la empresa BEMPE, S.A.. El material, proveniente de parte de estos sondeos ha sido amablemente cedido por GEOROCK S.A., empresa encargada del estudio geológico.



FIGURA 3.77.

Caja de sondeos del proyecto de prospección Sierra del Cuchillo.

En la figura 3.78 se muestra un esquema cartográfico de la zona y la situación de los sondeos.

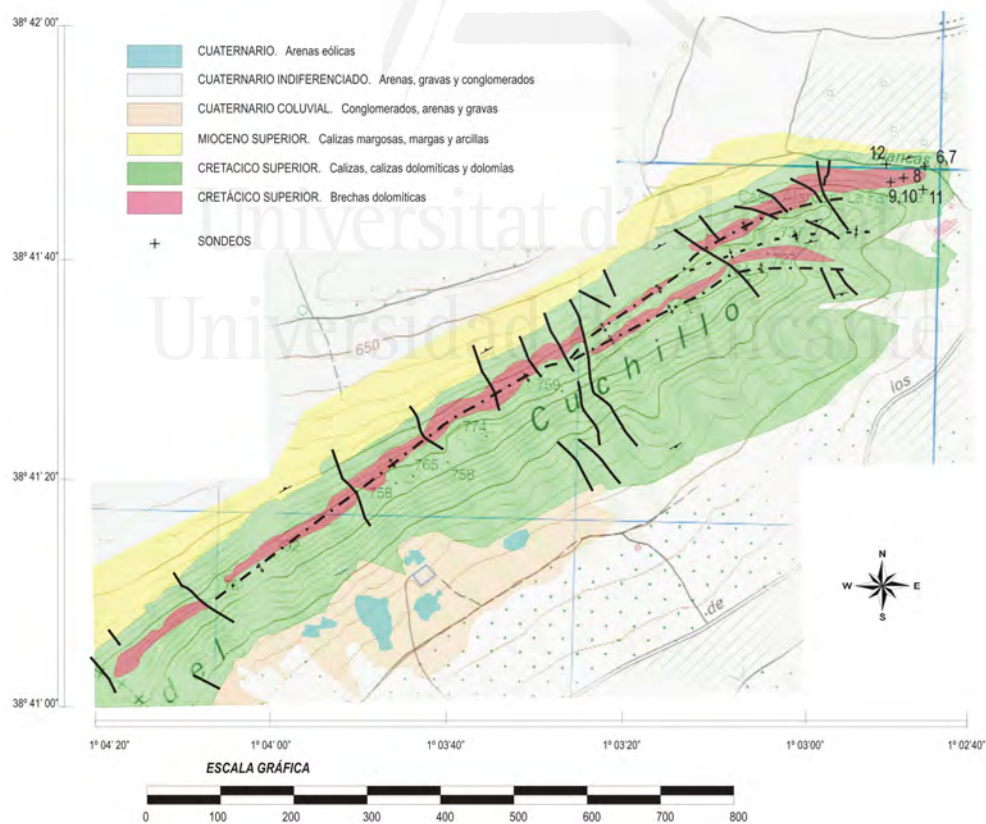


FIGURA 3.78.: Mapa geológico de la Sierra del Cuchillo (Muñoz-Cervera et al., 2008)



Los materiales brechoides aflorantes en esta zona pertenecen a una unidad de dolomías de edad Senoniense, según el MAGNA de la zona (hoja 819-Caudete).

Coordenadas: 38° 41' 42'' N - 1° 02' 49''.

Altitud media: 633m.

### 3.2.4.1. Brechas: Descripción textural general

Los materiales analizados corresponden a tres tipos de microfacies brechoides:

- Brechas tipo crackle, con cantos dolomíticos (doloespáríticos) marrones separados por venas y vénulas blancas rellenas principalmente de cemento dolomítico y/o calcítico (Figura 3.79A). También hay pasta de tonos claros (beige, blanco) compuesta por material dolomicrocítico con mayor o menor cantidad de arcillas.
- Brechas clasto-soportadas tipo mosaico, de tonalidad marrón oscuro con cantos de naturaleza doloespáritica y con pasta compuesta principalmente por cementos dolomíticos y calcíticos blancos. Existen frecuentes transiciones con el tipo textural brechoide anteriormente descrito (Figura 3.79B).
- Brechas matriz-soportadas, tipo caótico o rubble, formada por cantos flotando en una pasta compuesta por una matriz micrítica ocre-beige y cementos carbonáticos (Figura 3.79C).

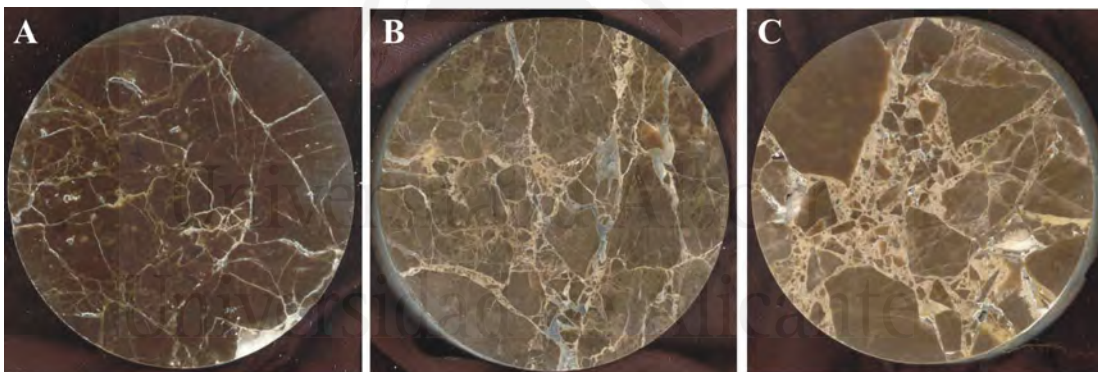


FIGURA 3.79. A) Brecha tipo fisurada o 'crackle'. B) Brecha tipo mosaico. C) Brecha tipo 'rubble' o caótica.

En los dos primeros tipos, la brechificación no solo viene marcada por las venas y vénulas calcíticas y/o dolomíticas y los rellenos dolomicrocíticos, sino también por fisuras de trazado irregular en las que localmente se observa algún pequeño relleno arcilloso y/o pátinas de cementos ferruginosos (Figura 3.80A). Estas fisuras frecuentemente muestran una distribución geométrica conjugada y a veces una neta morfología estilolítica (Figura 3.80B).

El color de los componentes texturales de las microfacies brechoides:

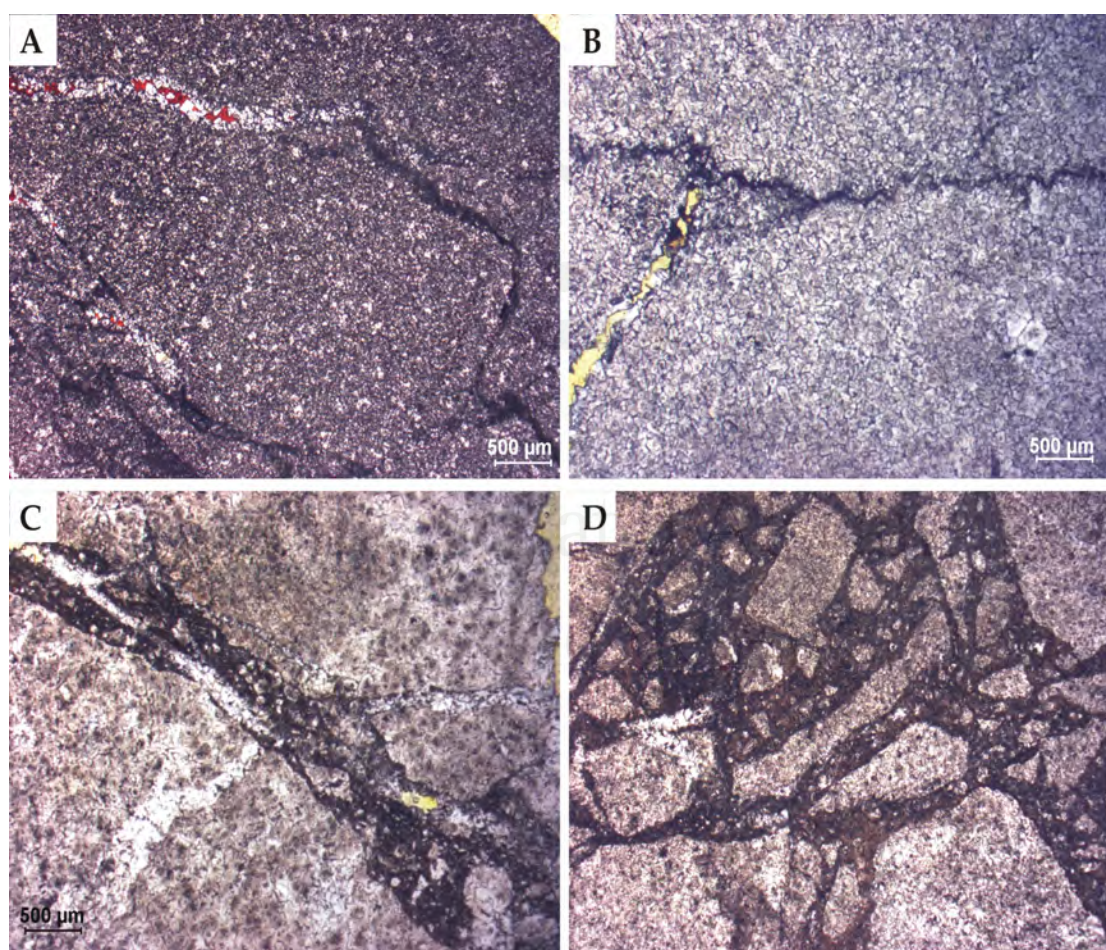
- Clastos marrones oscuros (10YR2/2; 5YR7/2,3/2).
- Venas blancas y vénulas blancas y ocre.
- Matriz clara.

## 3.2.4.2. Dolomías

En ambos tipos de microfacies brechoides (mosaico y 'crackle') los cantos dolomíticos presentan texturas doloesparíticas compuestas por mosaicos hipidiotópicos (planar-s) compuesto por cristales decimicrométricos (10-100 $\mu\text{m}$ , en algunos ejemplares no superan los 50 $\mu\text{m}$ ) relativamente ricos en impurezas (Figura 3.80).

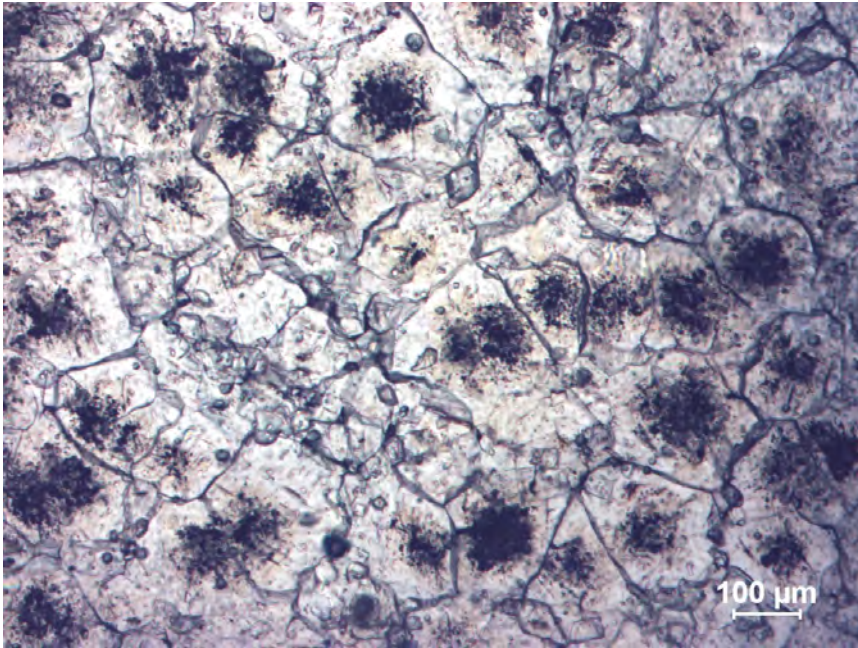
En muchos casos los cristales muestran núcleos enfatizados, o son las posiciones intercrystalinas las ricas en impurezas y resaltan la forma de los cristales (Figura 3.81). Coexisten mosaicos relativamente pobres en impurezas con otros mucho mas ricos en ellas, lo que le confiere un aspecto jaspeado a la superficie de los clastos.

Se observan fantasmas de aloquímicos y de cementos en forma de venas dentro de los fragmentos brechoides (Figura 3.80C).



**FIGURA 3.80.** A) Microfacies brechoide tipo 'crackle'. Los clastos están compuestos por un mosaico dolomicroesparítico. Las vénulas están rellenas de cemento dolomítico, calcítico y rellenos micríticos ricos en arcillas y óxidos de hierro. B) Detalle de sutura estilolítica. C) Vénula rellena de matriz micrítica y posteriormente atravesado por una vénula de cemento calcítico. También se observa en el fragmento doloesparítico inferior la existencia de fantasmas de vénulas dolomíticas. D) Microfacies brechoide tipo caótico. El grado de encaje o casamiento de los clastos que flotan en una matriz micrítica es bajo.





**FIGURA 3.81.**

*Detalle de mosaico hipidiotópico con cristales con núcleos zonados por acumulación de impurezas.*

### 3.2.4.3. Vénulas y tros cementos

#### **Vénulas y venas calcíticas**

Las vénulas calcíticas De tonalidades blanca a beige, compuesto por cristales equant mesocristalinos (50-250 $\mu\text{m}$ ). El contacto es neto con el encajante doloesparítico.

Las venas calcíticas presentan espesores de hasta 2-3mm y están compuestas por mosaicos tipo blocky de cristales macrocristalinos (hasta 500-1000 $\mu\text{m}$ ) (Figura 3.82A y B).

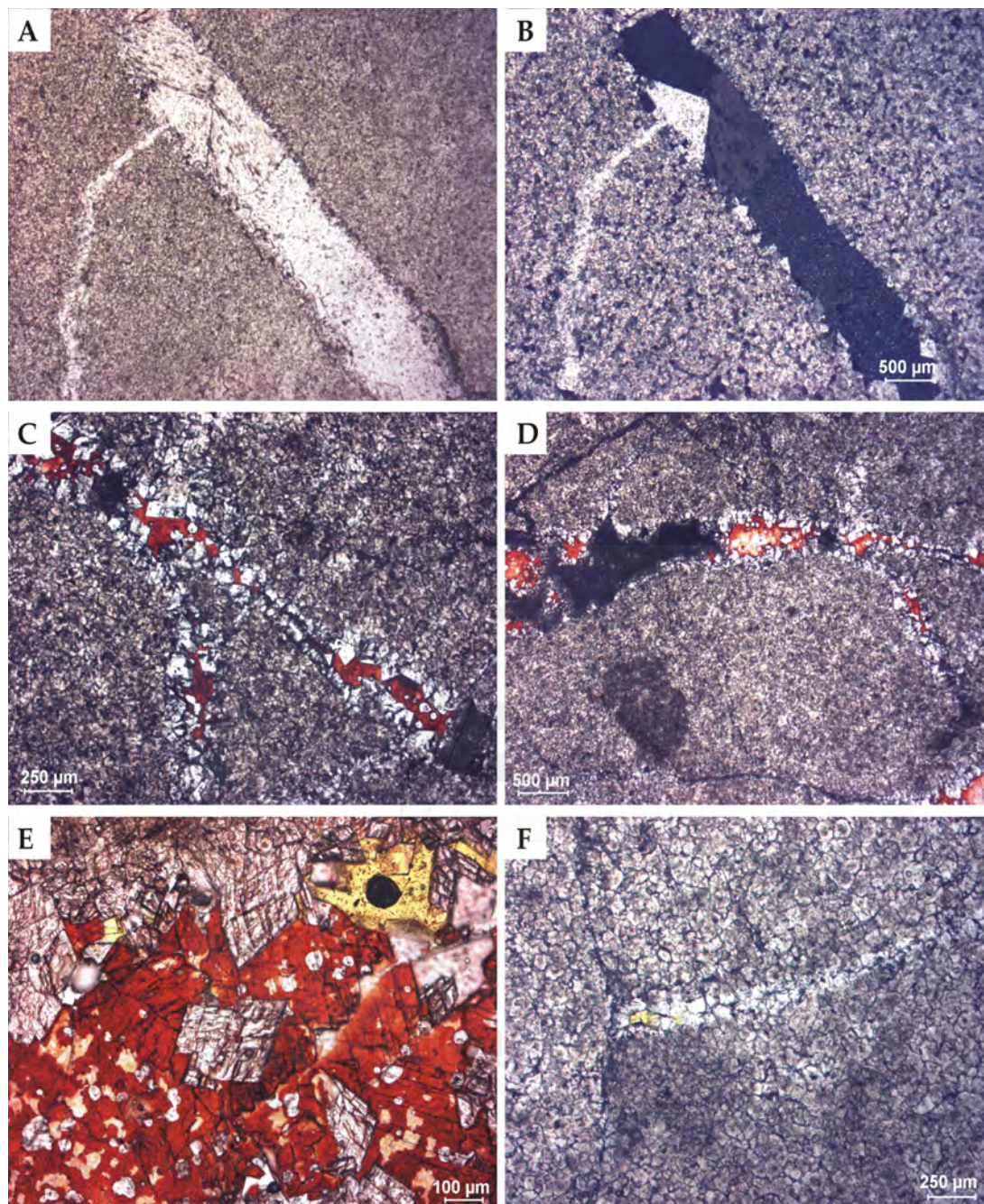
Es común que cementos calcíticos se asocien a vénulas con una primera fase de relleno dolomítico (Figura 3.82C). En este caso los cristales calcíticos suelen ser grandes (300-500 $\mu\text{m}$ ) y ocluyen por completo el hueco.

#### **Vénulas dolomíticas**

De espesor variable (50-500mm) y tonalidad clara. Se puede discriminar entre:

- Cementos doloesparíticos: Empalizadas de cristales generalmente idiotópicos a sub-idiotópicos con terminaciones rómbicas prominentes (Figura 3.82C-E). Rellenan total o parcialmente las vénulas (Figura 3.82D). Localmente se le asocian cristales de cemento calcítico posteriores (Figuras 3.80A y E).
- Fantasmas de cementos calcíticos previos a la dolomitización constituidos por mosaicos idiotópicos-hipidiotópicos con cristales 'equant' de tamaño deci-centimicrométrico que presentan con dos zonas claras: una rica en impurezas (encajante) y una límpida (cemento) (Figuras 3.80C; 3.82F).





*FIGURA 3.82. A-B) Vénula rellena por microcristales de calcita (A: nícoles paralelos; B: nícoles cruzados). C-D) Vénulas con cementación polifásica: primera fase doloesparítica y segunda fase calcítica. E) Detalle de cristales rómbicos dolomíticos y cemento calcítico esparítico posterior. F) Vénula (fantasma) de dolomita en mosaico dolomicroesparítico.*

#### 3.2.4.4. Matriz y tros rellenos

La matriz en estos tipos es dolomicrítica, rica en arcillas y/o óxidos-hidróxidos de hierro en algunos ejemplares (Figura 3.80D). Usualmente se asocia a otros tipos de pasta, especialmente cementos calcíticos (Figura 3.80C).



### 3.3. Sector noreste

El sector noreste de la zona de estudio comprende dos secciones (Figura 3.83) situados en los extremos de una sierra de dirección SW-NE: al suroeste, las canteras de La Encina (provincia de Albacete); al noreste, los afloramientos de Fuente de la Higuera (provincia de Valencia).

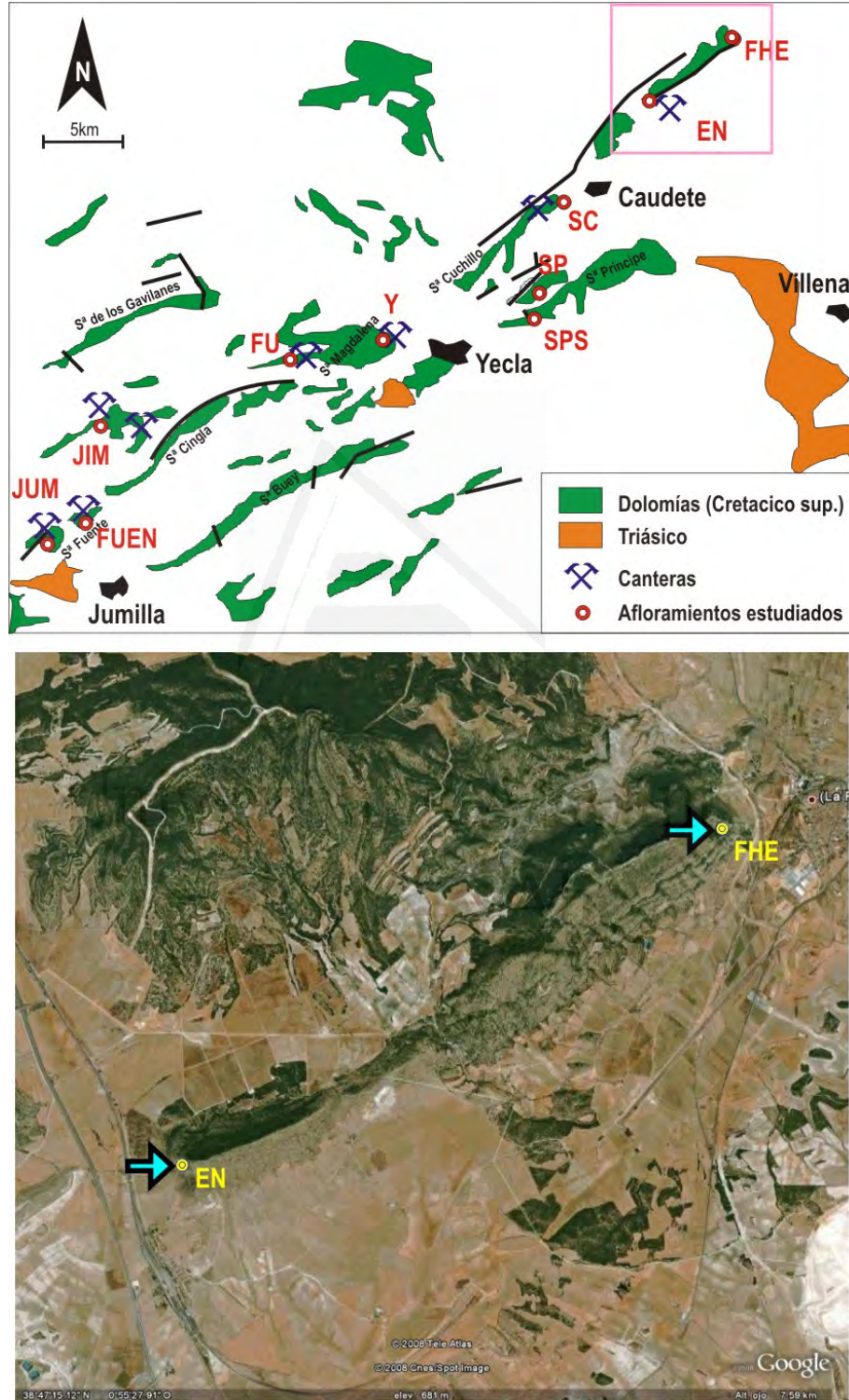


FIGURA 3.83. Localización de las canteras y series pertenecientes al Sector Noreste de la zona de estudio

### 3.3.1. Canteras de La Encina - EN

Cantera localizada en la parte más meridional de una alineación morfoestructural de dirección SW-NE que discurre entre las localidades de La Encina y Fuente de la Higuera, y cuyo máximo pico es Peña Horadada (978m).

Coordenadas geográficas: 38° 46' 20" N; 0° 56' 55" W

Altura media: 700m.

Los materiales brechoides aflorantes en esta zona pertenecen a una unidad de dolomías de edad Senoniense, según la cartografía geológica de la zona (MAGNA 1:50.000, hoja 819-Caudete) (Figura 3.84).

Las canteras de la Encina son las únicas de Marrón Emperador que se encuentran en la provincia de Alicante (Figuras 3.83 y 3.84). Actualmente no están activas.

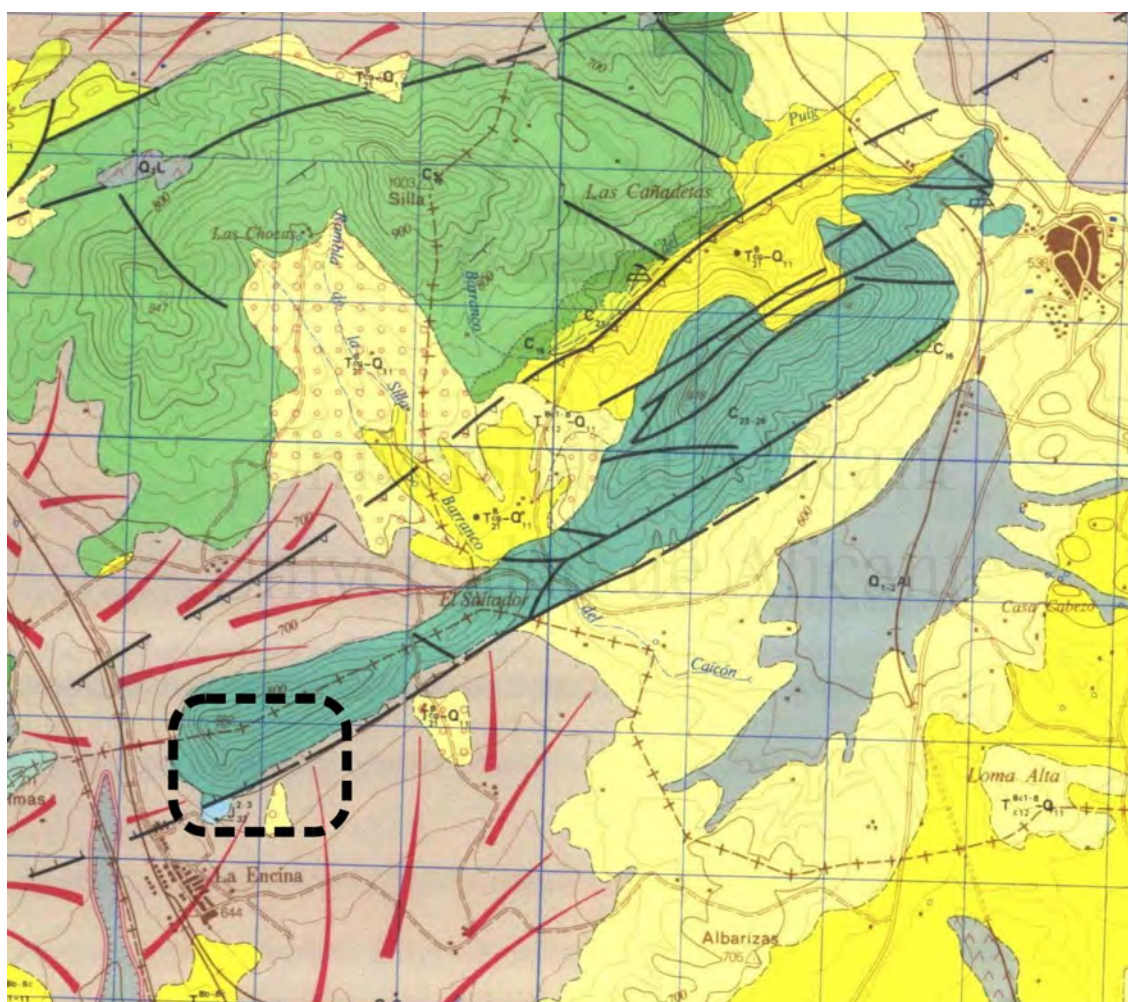


FIGURA 3.83. Detalle de la cartografía geológica de la serie MAGNA 1:50.000 (hoja 819 .Caudete) de la zona de estudio.



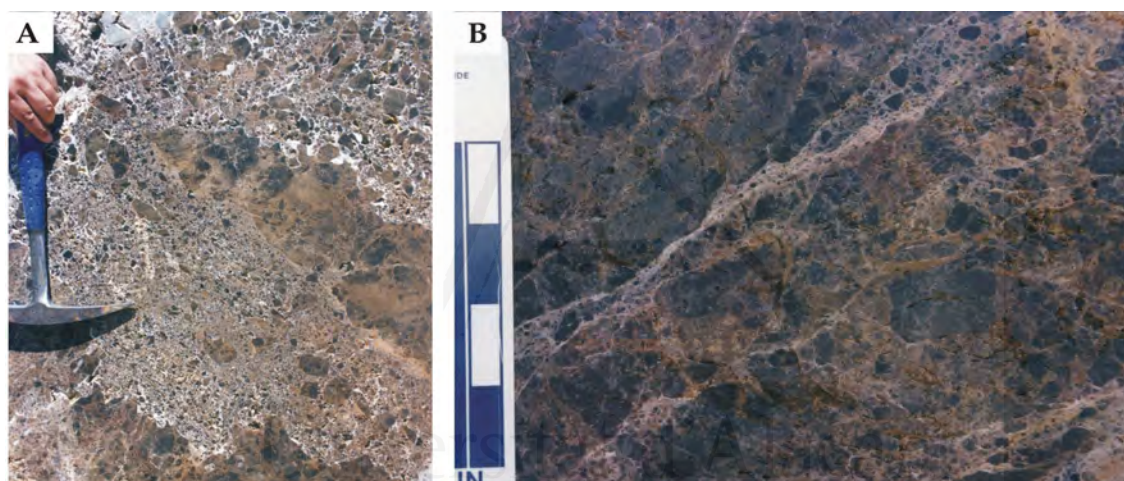


*FIGURA 3.84. Vistas del frente principal de la cantera de La Encina (Alicante)*

### 3.3.1.1. Brechas: Descripción textural general

Se han reconocido tres tipos de microfácies brechoides, que pueden coexistir a escala de bancos, bloques o incluso menor:

- Brechas clasto-soportadas tipo crackle, con cantos dolomíticos marrones separados por venas y vénulas calcíticas blancas.
- Brechas clasto-soportadas tipo mosaico, de tonalidad marrón oscuro, con pasta compuesta principalmente por cementos calcíticos blancos y escasas cantidades de matriz micrítica (Figura 3.85A).
- Brechas tipo caóticas o rubble, matriz-soportadas con cantos heterométricos (de milimétricos a varios centímetros) marrones oscuros en una matriz micrítica ocre y cementos blancos calcíticos en menor medida (Figura 3.85).



*Figura 3.85. Aspecto en campo de las microfácies brechoides de la zona de LA Encina. A) Microfácies brechoides tipo mosaico y caótico. B) Microfácies brechoides tipo caótico.*

En el caso de las brechas tipo mosaico, la brechificación viene marcada por:

- venas y vénulas de relleno calcítico, que delimitan clastos angulosos de gran tamaño y angulosos a subangulosos de menor tamaño y menor grado de encaje (Figura 3.87); o
- por diversas fases de rellenos detríticos y/o matriz que hace que la concentración de clastos sea notablemente más baja.

En el caso de las brechas tipo caótico o 'rubble' matriz-soportadas, la brechificación viene marcada tanto por las venas y vénulas de relleno calcítico, pero especialmente por una matriz micrítico-arcillosa (Figuras 3.85B y 3.87).

El color de los componentes texturales de las microfácies brechoides:

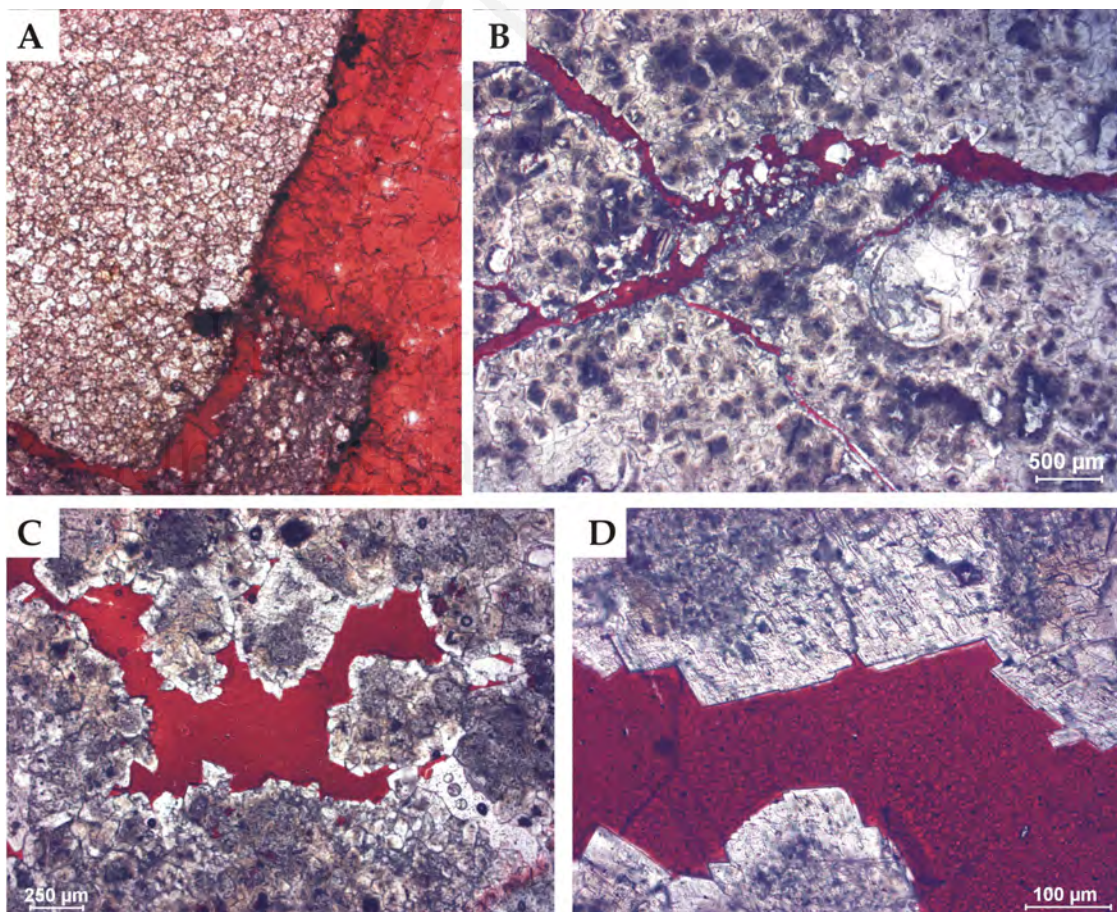
- Clastos marrones muy oscuros (10YR2/2).
- Venas blancas y vénulas blancas y ocre.
- Matriz ocre (5YR5/6) o rojiza (5YR5/6)



### 3.3.1.2. Dolomías

En los tipos clasto-soportados (mosaico y 'crackle') los cantos dolomíticos consisten en mosaico hipidiotópico (planar-s) compuesto por:

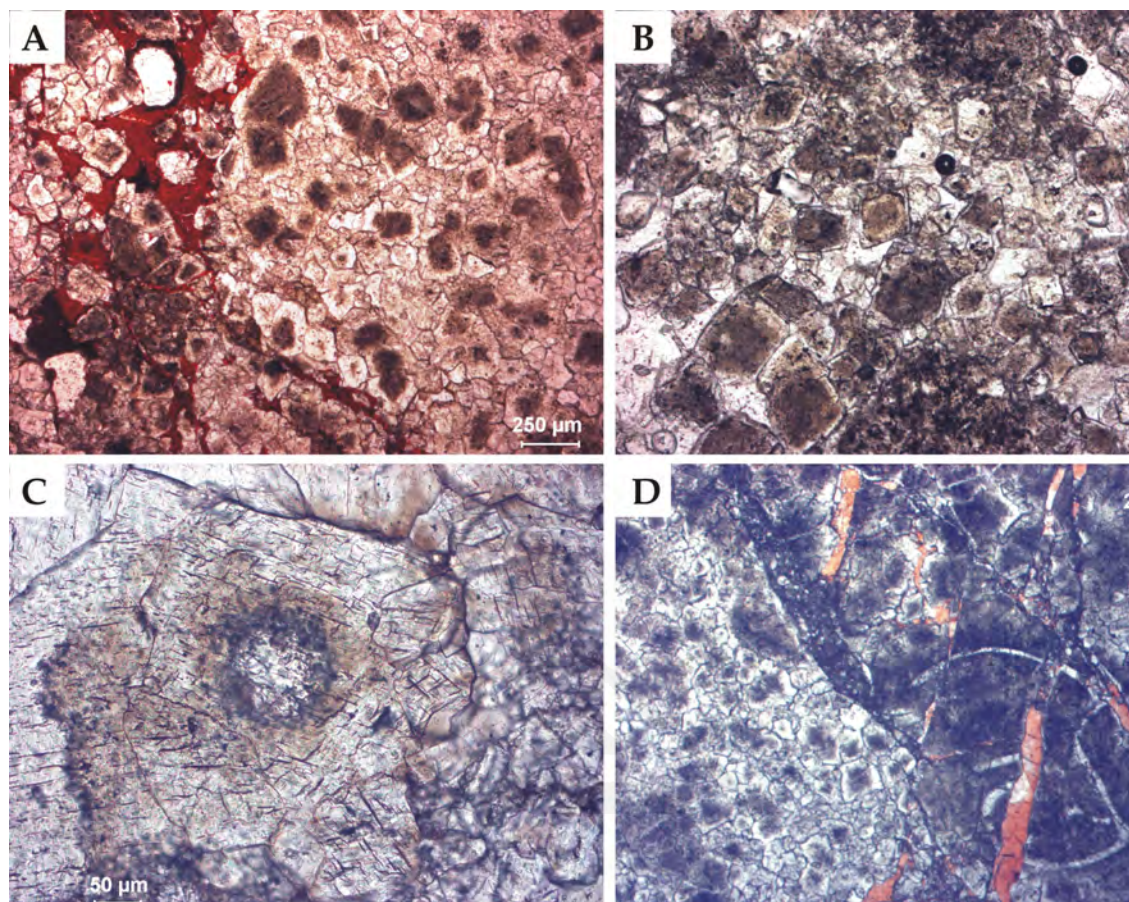
- cristales decimicrométricos (10-100 $\mu\text{m}$ , predominantemente <50 $\mu\text{m}$ ) pobres en impurezas (Figura 3.86A).
- cristales centimicrométricos (100-500 $\mu\text{m}$ ) ricos en impurezas que les da un tono pardo característico en nícoles paralelos (Figura 3.86B). Se observan dos poblaciones de tamaños en muchos casos lo que confiere a la textura un carácter porfirotópico. En la población más abundante y de menor tamaño de cristal, estos raramente superan los 100 $\mu\text{m}$ ; por el contrario, los cristales grandes rondan las 500 $\mu\text{m}$  normalmente. En muchos casos los cristales, en especial los más grandes, muestran núcleos enfatizados (a veces delineando formas rómbicas) por acumulaciones de impurezas más oscuras y/o gruesas (Figuras 3.86B; 3.87A-C). Se observan fantasmas de fósiles (típicamente gasterópodos) y de vénulas de cemento, delineados por la distribución de las impurezas dentro de los cristales (Figura 3.87D; 3.88A y B).



*Figura 3.86. A) Fragmentos brechoides constituidos por un mosaico hipidiotópico decimicrométrico (planar-s). Presencia de cementos ferruginosos en el borde de los clastos, en contacto directo con el cemento calcítico esparítico. B) Detalle de brecha tipo 'crackle' con clastos doloesparíticos. Grandes cristales con núcleos enfatizados. Fantasmas de bioclastos. C) Cemento calcítico, con textura poiquilotópica. D) Detalle de cemento calcítico macrocristalino y bordes idiotópicos de cristales de dolomita.*



Es destacable que ambos tipos pueden coexistir en un mismo ejemplar o muestra.



**FIGURA 3.87.** A) Mosaico doloesparítico donde los cristales de mayor tamaño presentan núcleos rómbicos a subrómbicos enfatizados por la acumulación de impurezas. Cementos calcíticos en forma de pequeñas vénulas o embebiendo clastos de pequeño tamaño. B) Semejante a A, pero el carácter idiomórfico más reforzado por la mayor abundancia de cristales rómbicos. C) Detalle de cristal de doloesparita con núcleo zonado complejo. D) Microfacies brechoide tipo ‘crackle’ con cantos doloesparíticos homogéneos en contacto con cantos doloesparíticos con fantasmas de aloquímicos y cementos calcíticos tipo vénula.

### 3.3.1.3. Vénulas y otros cementos

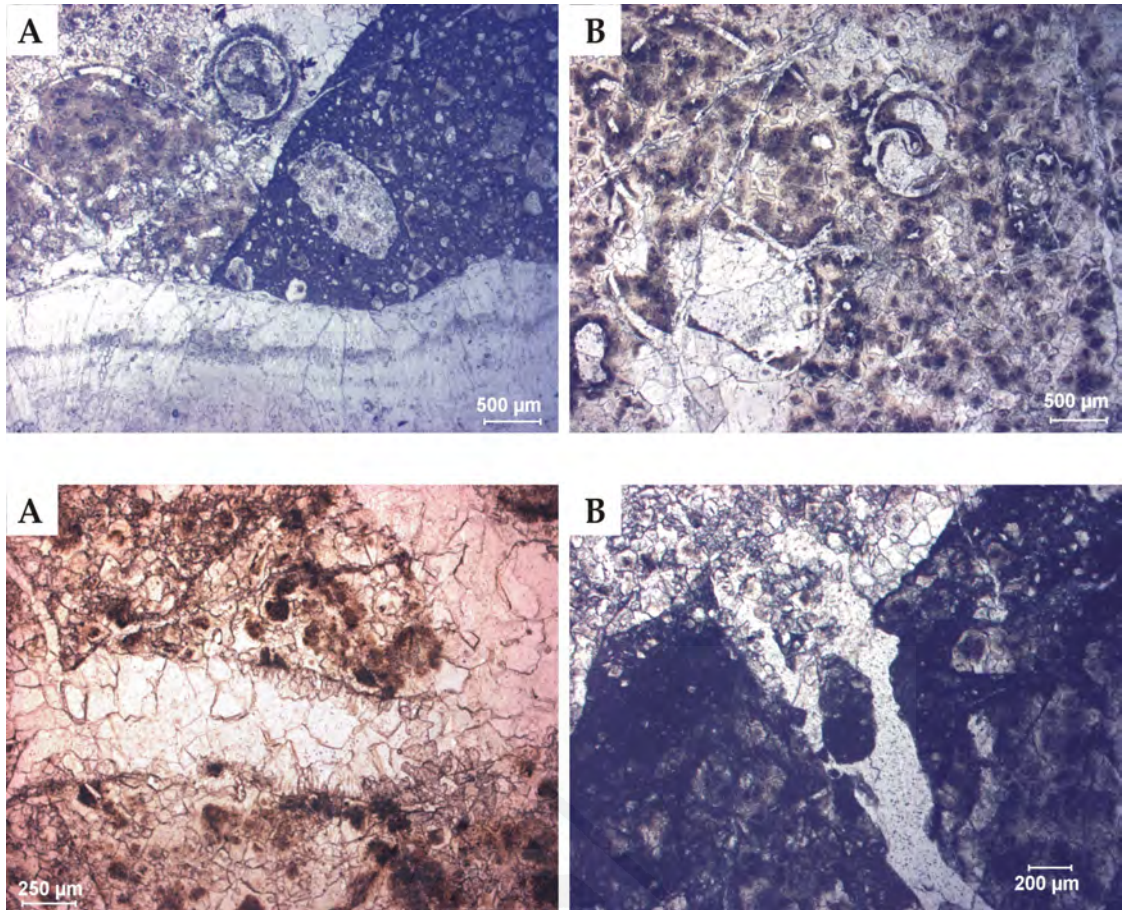
#### Vénulas dolomíticas (fantasmas)

De tonalidades blancas a beige, compuesto por cristales mesocristalinos (50-250µm).

Se puede distinguir entre tres tipos:

- Fantasmas de cementos calcíticos previos a la dolomitización (Figura 3.88A-B): se observan cristales doloesparíticos con dos zonas claras: una rica en impurezas (encajante) y una límpida (cemento). Semejantes a los fantasmas de bioclastos.
- Cristales equidimensionales rellenando vénulas o huecos irregulares (Figura 3.88B).
- Cristales rómbicos (300-500µm), con extinción ligeramente ondulante, en contacto neto con el encajante doloesparítico.





**FIGURA 3.88.** A) *Cemento calcítico en empalizada. Tapizando fragmento de brecha tipo caótica.* B) *Cementos dolomíticos relleno huecos irregulares. Fantasmas de bioclastos (dolomita).* C) *Detalle de vénula calcítica. Textura de relleno 'blocky'.* D) *Detalle de textura poiquilotópica en rellenos esparítico de vénula calcítica.*

### Vénulas y venas calcíticas

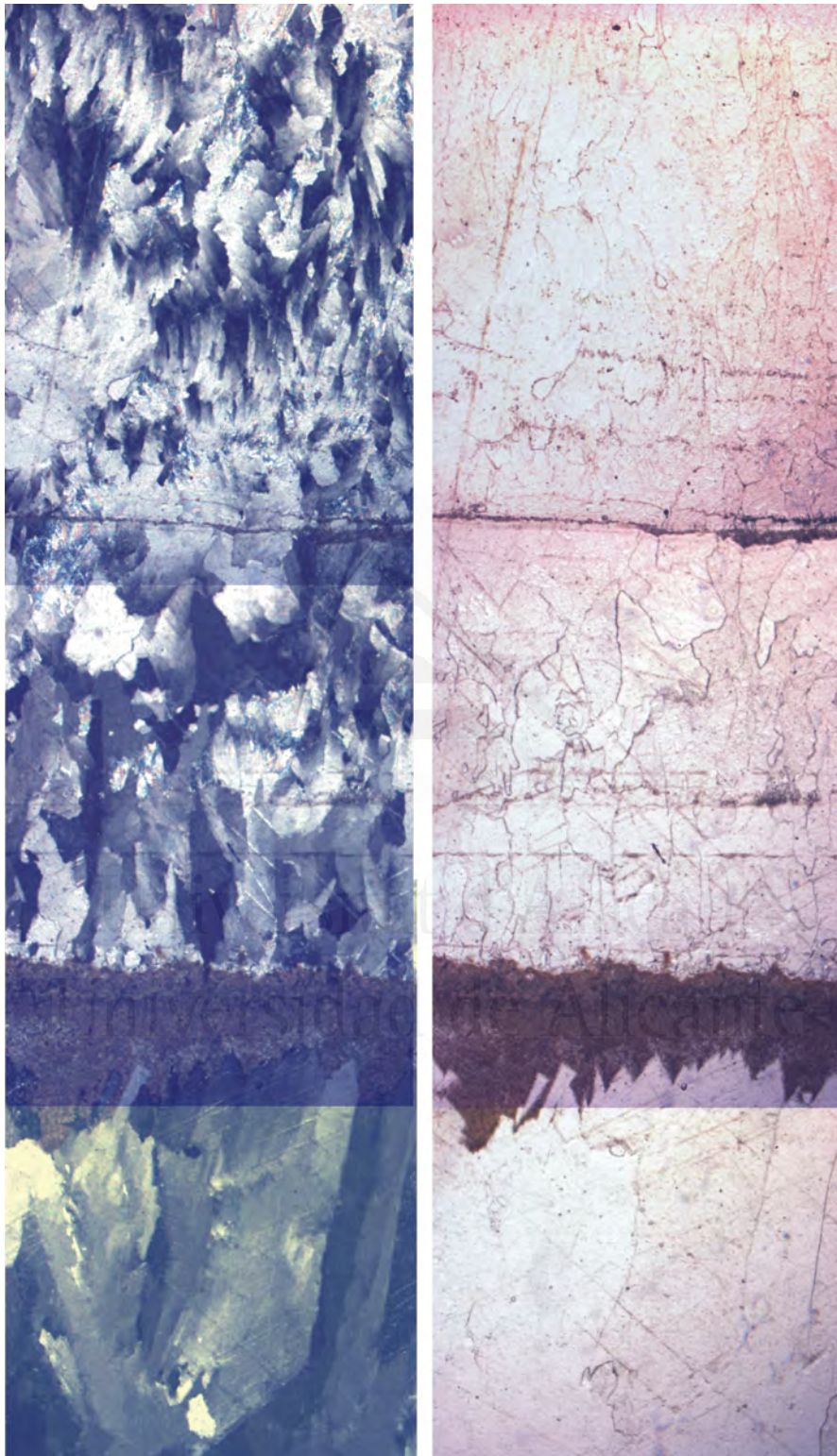
De tonalidades blancas, compuesto por cristales 'equant' mesocristalinos (50-800 $\mu$ m). El contacto es neto con el encajante doloesparítico (Figura 3.87C). Las texturas de relleno suelen ser mosaico tipo 'blocky' e incluso poiquilotópico cuando los cristales de cemento alcanzan casi el milímetro de grosor (Figura 3.88D).

En el caso de las brechas tipo 'crackle', la brechificación viene marcada por las venas y vénulas de relleno calcítico y/o dolomítico, así como por fisuras de trazado irregular en las que localmente se observa algún pequeño relleno micrítico-arcilloso y/o pátinas de cementos ferruginosos (Figura 3.86A).

### Espelotemas:

Estos materiales están a menudo karstificados y presentan rellenos espeleotémicos más o menos complejos. Estos rellenos corresponden a fábricas de coladas (flowstone) y o globulíticas (coraloides) compuestas por la alternancia de bandas compuestas por cristales micríticos, columnares, esqueléticos, etc. (Figura 3.89).





*FIGURA 3.89. Tipos texturales en coladas espeleotémicas: Empalizadas de cristales columnares con terminaciones romboédricas. Rellenos micríticos tipo 'coconut meat'. Empalizadas de cristales columnares curvadas con extinción en cepillo dando textura afieltrada (dcha.: nic. paralelos; izqda.: nic. cruzados).*



### 3.3.1.4. Matriz y otros rellenos

Micrítica, con proporción variable de arcillas y/o óxidos-hidróxidos de hierro, y clastos dolomíticos de pequeño tamaño (Figura 3.90). En los tipos matriz-soportados los cristales suelen ser más pobres en impurezas. En estos tipos, la matriz es de naturaleza dolomítica (localmente calcítica) y de textura micrítica. Al microscopio se reconoce que esta matriz está también compuesta por clastos dolomíticos de pequeño tamaño (Figuras 3.90). En estas microfacies la tipología de estos cristales es idéntica a la de los clastos mayores, es decir doloeparitas centimicrométricas de cristales pobres en impurezas que configuran un mosaico hipidiotópico.

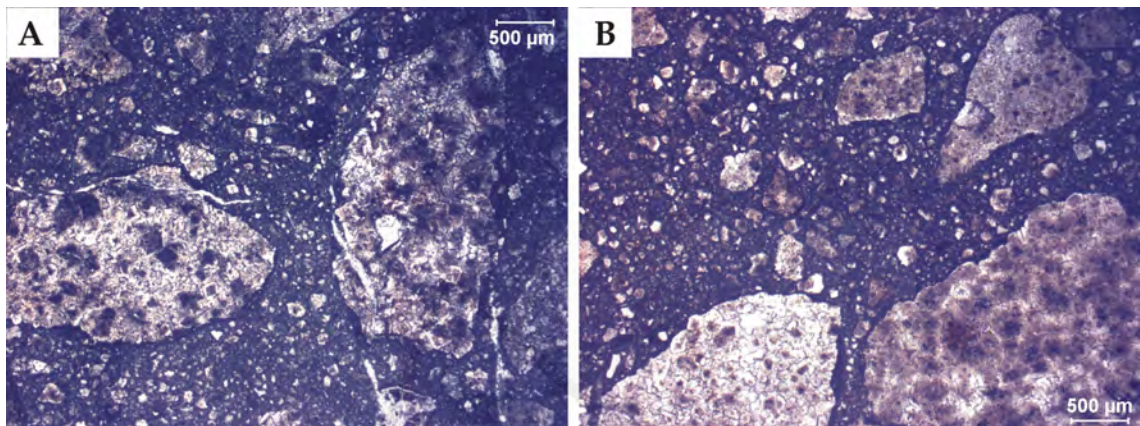


FIGURA 3.89. Brechas matriz-soportadas.

### 3.3.1.5. Dedolomías

Son escasas, se diferencian diversas texturas de dedolomitización:

- no selectiva de fábrica en algunos cantos doloeparíticos. También en la matriz dolomicrítica de algunas microfacies.
- selectiva de fábrica en clastos doloeparíticos: núcleos o bandas de crecimiento rómbicos calcitizados (Figura 3.91).

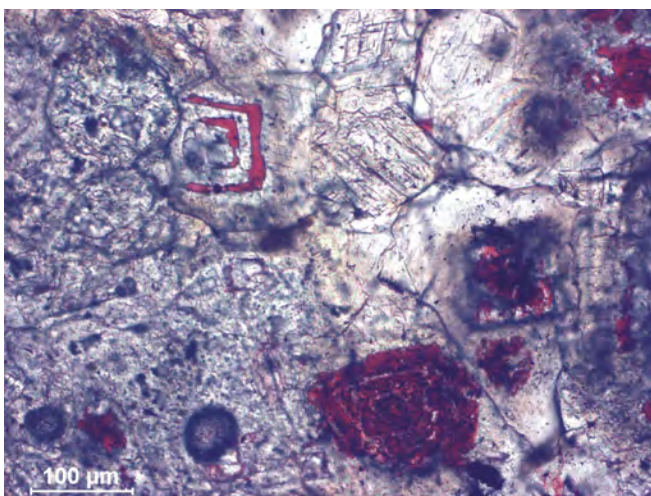


FIGURA 3.91.

Detalle de textura de dedolomitización (ver texto).

### 3.3.2. Fuente de la Higuera – FHE

Los afloramientos de materiales cretácicos en la zona de Fuente de la Higuera consisten en una sucesión de bancos masivos claros con espesores desde 40 cm hasta de orden métrico. La serie presenta una dirección N40°E y un buzamiento 20-30°N (Figura 3.92). Destaca las abundantes evidencias de karstificación, con desarrollo de grandes espeleotemas de tonalidades anaranjadas y amarillo claro; así como de morfologías exokársticas recientes (lapiaz, simas). Dentro de los niveles fracturados aparecen cuerpos brechoides irregulares, en tonos más oscuros (Figura 3.93).

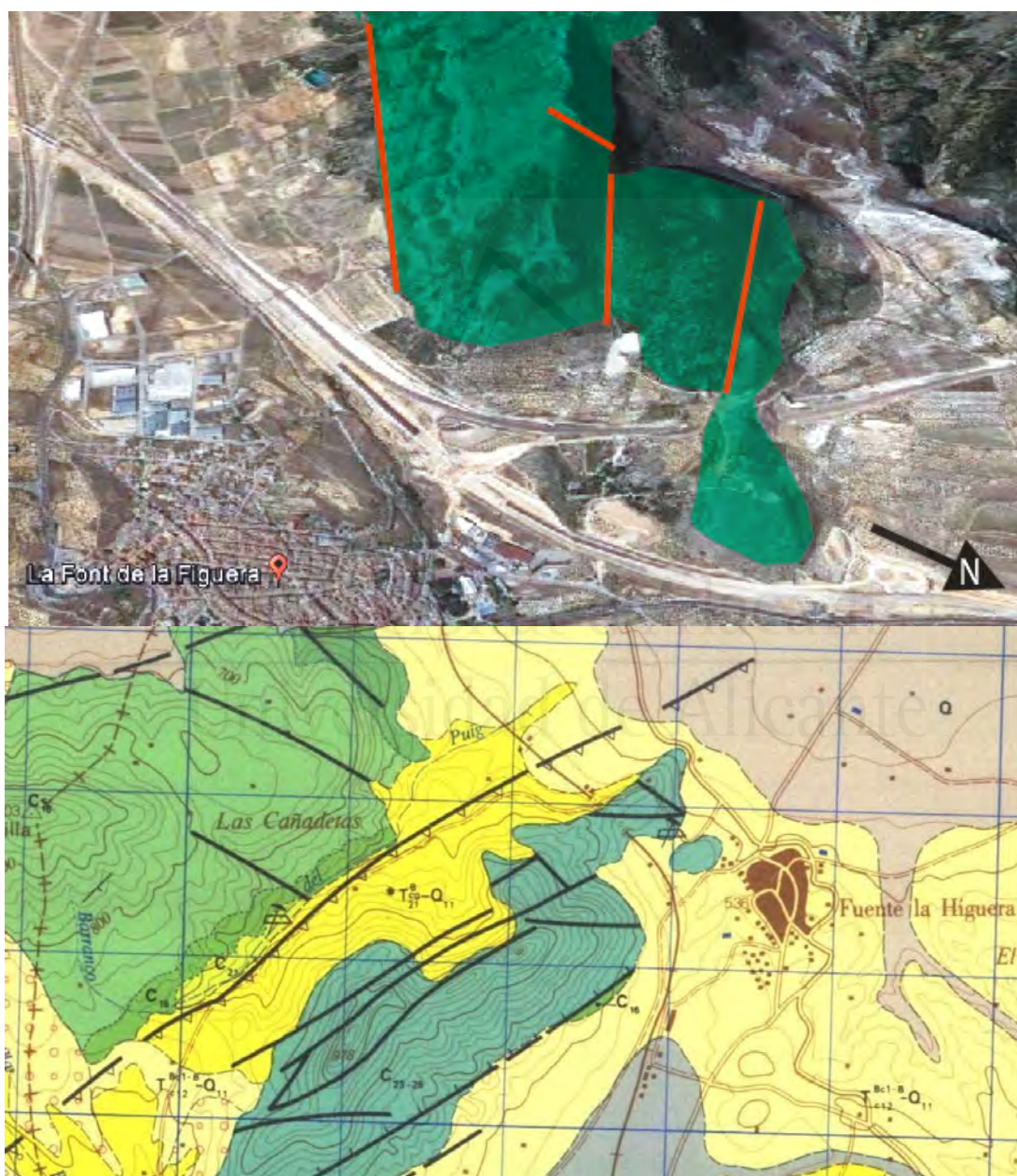


FIGURA 3.92. Vista aérea del área de estudio y detalle de la cartografía geológica de la zona (serie MAGNA 1:50.000; hoja 819 – Caudete).

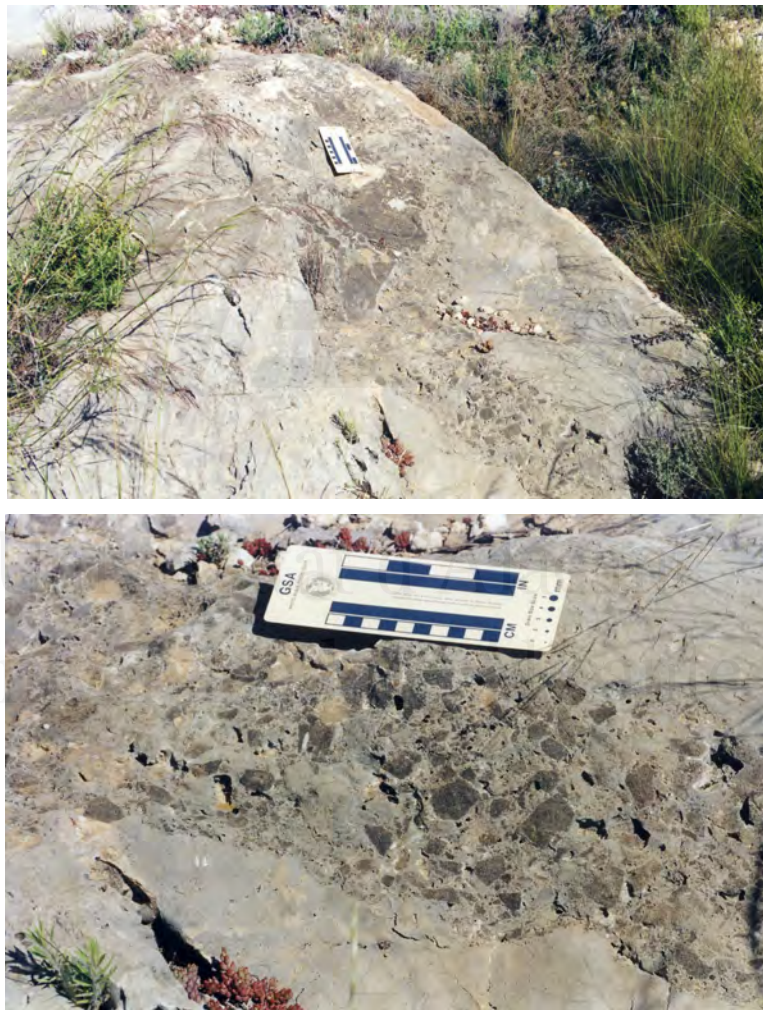


Al igual que en las canteras de La Encina, los materiales brechoides aflorantes en esta zona pertenecen a una unidad de dolomías de edad Senoniense, según la cartografía geológica de la zona (MAGNA 1:50.000, hoja 819-Caudete) (Figura 3.92).

### 3.3.2.1. Brechas: Descripción textural general

Se han distinguido dos tipos de microfacies brechoides:

- Brechas tipo caóticas o 'rubble', matriz-soportadas, con cantos doloesparíticos heterométricos (0,5mm a 1cm) marrones en una pasta constituida por matriz micrítica ocre (a veces rojiza) con pequeños cantos doloesparíticos (Figura 3.93 y 3.94B). Espeleotemas y rasgos edáficos asociados

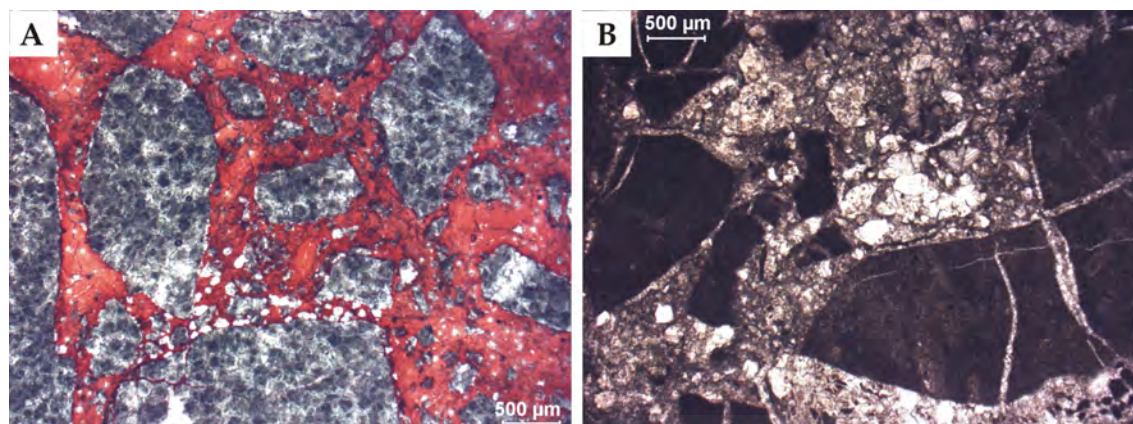


*FIGURA 3.93. A) Afloramiento de dolomías brechoide tipo matriz-soportado.*

*B) Detalle de A.*

- Brechas tipo mosaico, con cantos doloesparíticos marrones, con pasta compuesta principalmente por cementos calcícos blancos y cantos dispersos de naturaleza doloesparítica (Figura 3.94A). Existe transición entre tipos clasto-soportados a matriz-soportados, pero siempre sin presencia relevante de matriz.

En el caso de las brechas doloesparíticas tipo clastosoportado la brechificación viene marcada por las venas y vénulas de relleno calcítico, aunque localmente se observa algún pequeño relleno arcilloso y/o pátinas de cementos ferruginosos. En las de tipo caótico la concentración de clastos es notablemente menor y, aunque coexisten los cementos carbonáticos, la pasta está mayoritariamente compuesta por matriz.



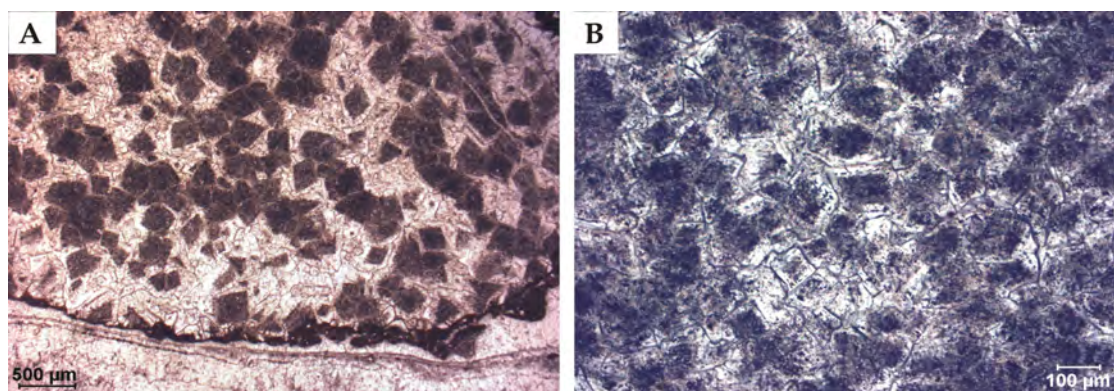
**FIGURA 3.94.** A) Brecha doloesparítica tipo mosaico, con pasta formada por cemento calcítico. B) Brecha doloesparítica rica (rica en impurezas) tipo 'rubble' o caótica, con pasta constituida por matriz micrítico-arcillosa y clastos de pequeño tamaño.

El color de los componentes texturales de las microfacies brechoides:

- Clastos marrones oscuros (10YR2/2).
- Clastos marrones intermedios (5YR7/2; 3/2).
- Venas blancas y vénulas blancas y ocre

### 3.3.2.2. Dolomías

En todos los tipos brechoides los clastos dolomíticos son marrones (tono intermedio a oscuro) y están formados por mosaicos doloesparíticos compuestos por cristales centimicrométricos (100-300µm) ricos en impurezas (Figura 3.95). Se observan localmente fantasmas de fósiles y/o alguna estructura deposicional.



**FIGURA 3.95.** A) Cristales subeuhedrales centimicrométricos (>200µm) de dolomita, con núcleos enfatizados de morfología rómbica a subrómbica. Cemento calcítico fibroso-columnar en la zona inferior. B) Mosaico hipidiotópico dolomicroesparítico (<100µm).



### 3.3.2.3. Vénulas y otros cementos

#### Vénulas y venas calcíticas

Las vénulas calcíticas son de tonalidades claras (blanco) y están compuestas por cristales equant micro a mesocristalinos (20-200 $\mu$ m). El contacto es neto con el encajante doloesparítico o micrítico (Figura 3.94A). Los cristales de cementos son equant y de gran tamaño en ocasiones (>400 $\mu$ m) formándose texturas poiquilotópicas (Figura 3.96).

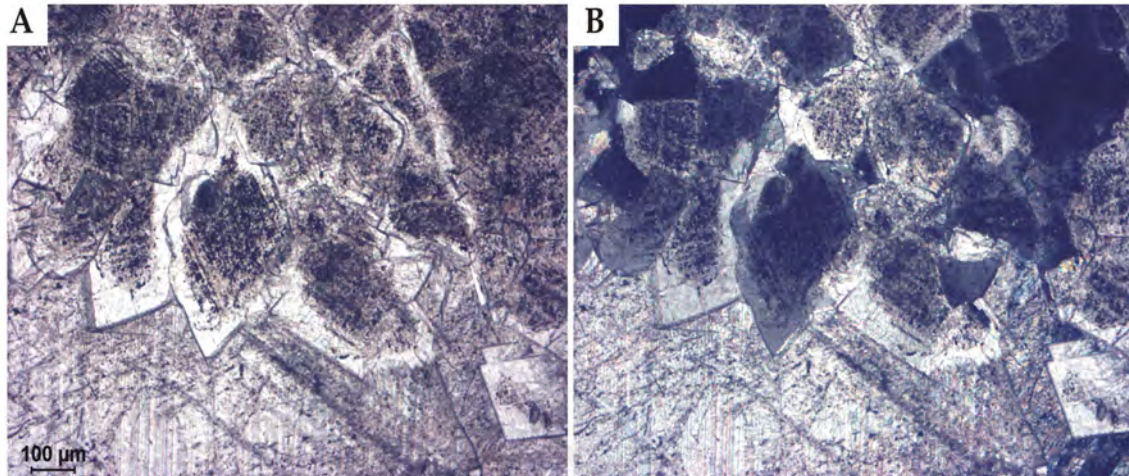


FIGURA 3.96. Cemento calcítico (zona inferior) en contacto con cristales subeuhedrales dolomíticos (A. nícoles paralelos; B: nícoles cruzados)

#### Vénulas dolomíticas

Fantasmas de cementos calcíticos previos a la dolomitización: se observan cristales doloesparíticos con zona rica en impurezas (encajante) y otra no (cemento).

#### Espelotemas

Extenso desarrollo de rellenos espeleotémicos. Predominan las coladas (flowstone) (Fig. 3.97 y 3.98) de espesor decimétrico, compuestas por el apilamiento de empalizadas de cristales columnares que alternan con capas micríticas más o menos ricas en terrígenos.

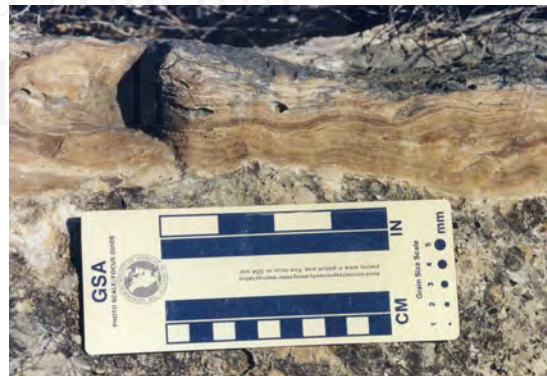


FIGURA 3.97. Colada espeleotémica ('flowstone').

### 3.3.2.4. Matriz y otros rellenos

Micrítica, con proporción variable de arcillas y/o óxidos-hidróxidos de hierro, y clastos dolomíticos de pequeño tamaño



### 3.3.2.5. Dedolomías

Evidencias de dedolomitización no selectiva de fábrica en rombos dispersos en facies micríticas



*FIGURA 3.98. Flowstone coraloideforme compuesto por la alternancia de empalizada de cristales prismáticos y columnares con capas micríticas y micrítico-tobáceas. Obsérvese vénula micrítica en el encajante (arriba) recorrida por vénula calcítica mesocristalina en el interior. (Izquierda: níc. paralelos; Derecha: níc. cruzados).*



### 3.3.2.6. Otro tipo de rocas

Micritas (5-30 $\mu\text{m}$ ) masivas de coloración marrón claro con rombos de dolomita (40-120 $\mu\text{m}$ ) (parcialmente dedolomitizados) y algún fósil disperso (foraminíferos, moluscos) (Figura 3.99A y B). Fábrica brechoide tipo 'crackle' poco desarrollada, delineada por vénulas calcíticas (Figura 3.99C). Los cristales rómbicos de dolomita se disponen dispersos en la micrita o alineados en vénulas (generalmente estos son de mayor tamaño) (Figura 3.99D).

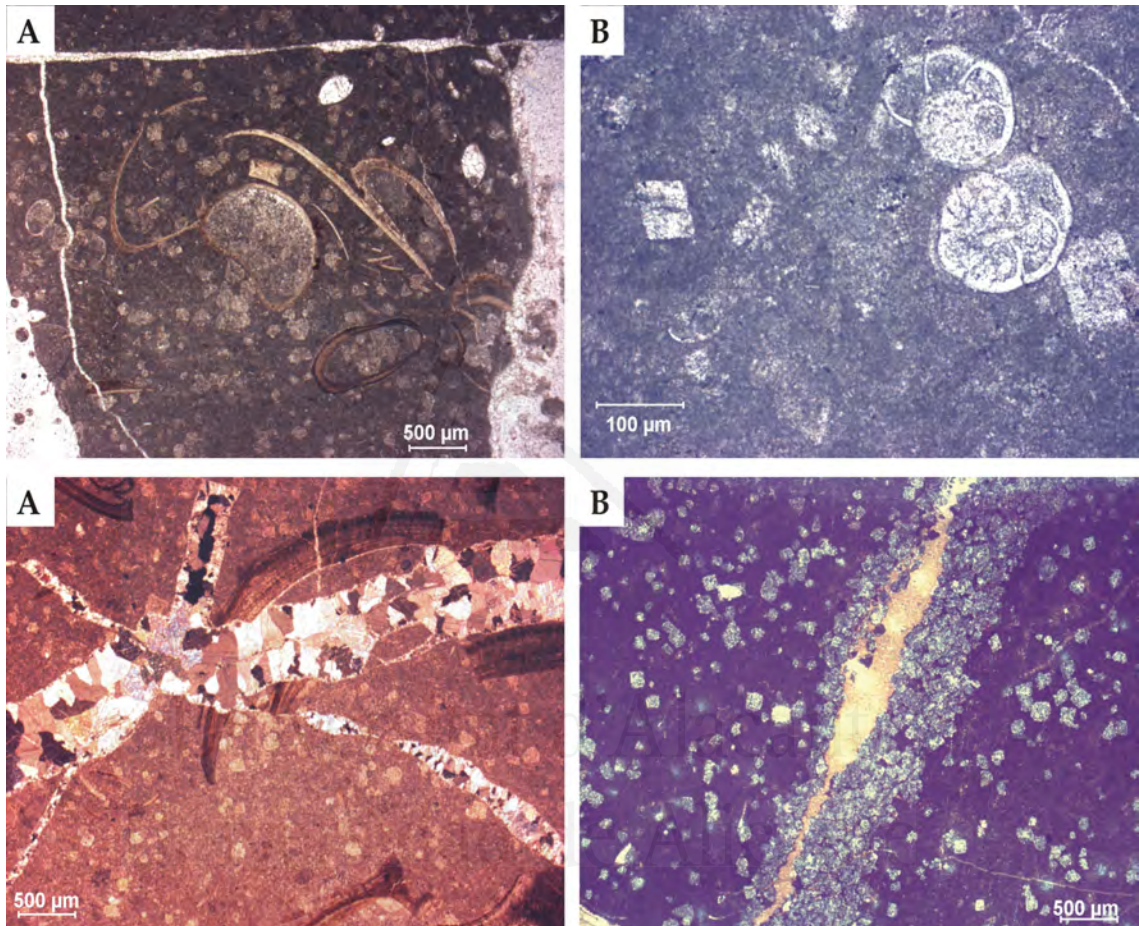
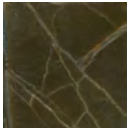
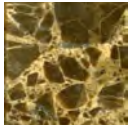

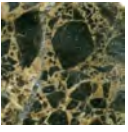
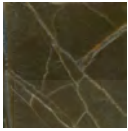
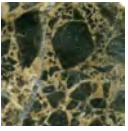

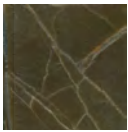
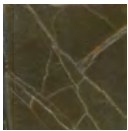
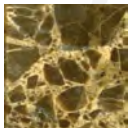
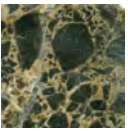
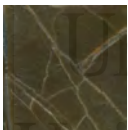
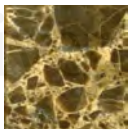
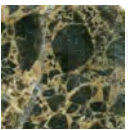

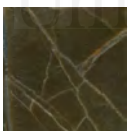
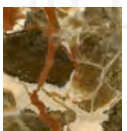
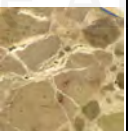
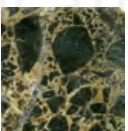
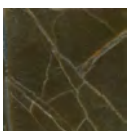

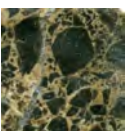
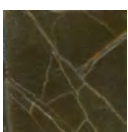
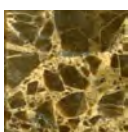
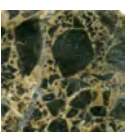
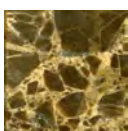
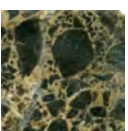


FIGURA 3.99. A) Micrita fosilífera. B) Micrita fosilífera con cristales o agregados rómbicos dispersos. C) Detalle de vénulas calcíticas formado un entramado o red brechoidea en caliza micrítica. D) Detalle de fisura tapizada de rombos de dolomita y relleno calcítico final.

## 3.4. Grupos petrológicos, sus características y distribución

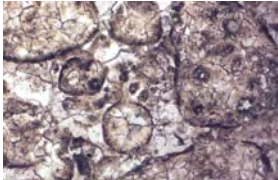
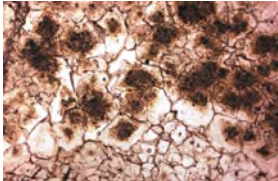
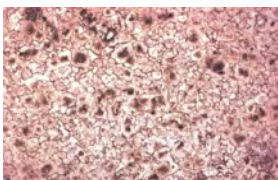
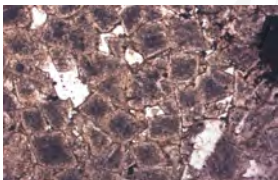
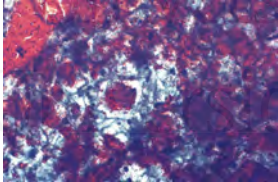
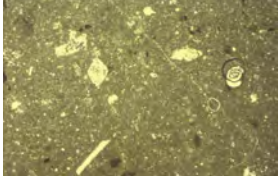
Del estudio petrográfico de las 9 secciones (distribuidas de 3 sectores) estudiadas, correspondientes a canteras, afloramientos y/o testigos de sondeos, se pueden establecer una serie de grupos texturales, tanto para las microfacies brechoides (Cuadro 3.1), como para las dolomías en sí (Cuadros 3.2 y 3.3), y como se distribuyen y asocian estos grupos en la zona de estudio.

CUADRO 3.1. Tipos y distribución de los microfacies brechoides en la zona de estudio.


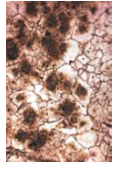
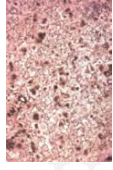

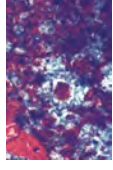
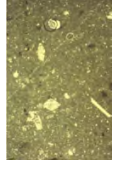
SECTOR	SERIE/CANtera	BRECHAS					CONGLOMERADO
		Clasto-soportado			Matriz-soportado		
		CRACKLE	MOSAICO			CAOTICO	
		BC	M	Mv	Mm	R	
SUROESTE	JUM						
	FUEN						
	JIM						
CENTRAL	FV						
	Y						
	SP						
	SC						
NORESTE	EN						
	FHI						



CUADRO 3.2. Tipos texturales dolomíticos y su distribución por secciones.

TIPO TEXTURAL	Descripción	SECCION
Doloesparita	 <p>Mosaico hipidiotópico centimicrométrico; cristales ricos en impurezas (a menudo con núcleos enfatizados). Fantasmas de aloquímicos y vénulas. Texturas de dedolomitización no mimética.</p>	JUM, FUEN, FV, FHI
Doloesparita parda	 <p>Mosaico hipidiotópico heterogranular; cristales muy ricos en impurezas (a menudo zonados y núcleos enfatizados). Fantasmas de aloquímicos y vénulas. Texturas de dedolomitización miméticas y no mimética.</p>	Y, EN
Dolomicro-esparita	 <p>Mosaico hipidiotópico decimicrométrico; cristales pobres en impurezas (a veces con enfatizados). Fantasmas de vénulas. Texturas de dedolomitización no mimética.</p>	JIM, Y, SP, SC, EN
Doloesparita idiotópica	 <p>Mosaico idiotópico centimicrométrico; cristales rómbicos ricos en impurezas (a menudo zonados y núcleos enfatizados). Fantasmas de vénulas. Texturas de dedolomitización miméticas y no mimética.</p>	Y
Doloesparita tipo hueca	 <p>Mosaico (hip-)idiotópico centimicrométrico; cristales rómbicos huecos y/o zonados (a menudo zonados y núcleos enfatizados). Texturas de dedolomitización miméticas y no miméticas.</p>	SP
Dolomicrita	 <p>Mosaico cripto-microcristalino. Cristales rómbicos dispersos. Fantasmas de aloquímicos. vénulas. Texturas de dedolomitización no mimética.</p>	SP, JIM

CUADRO 3.3. Principales caracteres de los tipos texturales dolomíticos definidos para la zona de estudio

		Forma cristal		Tamaño cristal			fantasmas		impurezas			Dedol	
		idiotópico	hipidiotópico	<40µm	10-100µm	100-300µm	aloquímicos	vénuclas	abundancia		Núcl. enfatizados	mimética	No mimética
									↑ rico	↓ pobre			
Doloesparita													
Doloesparita parda													
Dolomicro-esparita													
Doloesparita idiotópica													
Doloesparita tipo hueca													
Dolomicrita													



### 3.5. Catodoluminiscencia

Mediante el estudio de la catodoluminiscencia de las muestras se ha podido reconocer diversos tipos y fases de reemplazamiento y cementación en la historia diagenética que ha afectado a las dolomías brechoides del Marrón Imperial.

Las doloesparitas están compuestas por diferentes tipos de cristales de dolomita en diferente grado de recristalización. Tanto en las fábricas que presentan zonados (rómicos a subrómicos) o núcleos enfatizados, como en las que tienen falta de impurezas (o una distribución homogénea de las mismas) en CL estos cristales, a los que se ha denominado como DOL-1 (ver cuadros 3.4 y 3.5) muestran una luminiscencia variable (predominan los tonos rojos mates –D–), pero una característica común es la existencia de un moteado, generalmente brillante.

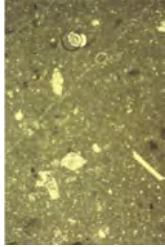
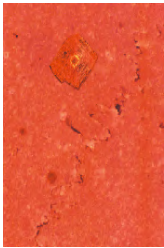

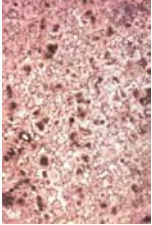
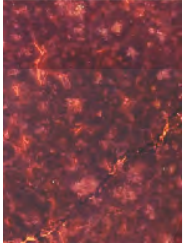
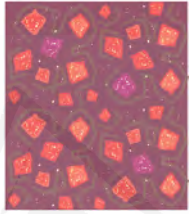


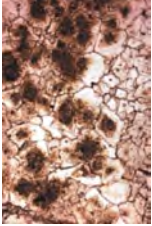
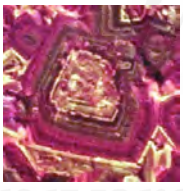
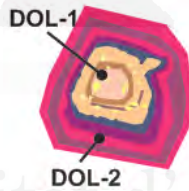
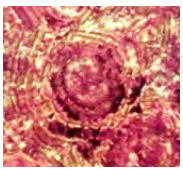
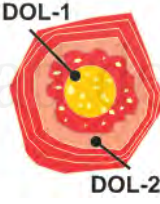
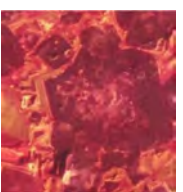
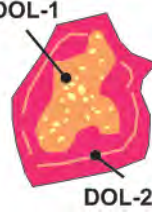

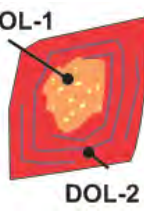
Asimismo, estos cristales o núcleos suelen presentar bordes corroídos. Recreciendo sintaxialmente sobre estos núcleos se presenta el siguiente tipo dolomítico definido (DOL-2). Esta dolomita generalmente tiene formas subeuhedrales y un marcado zonado rómico formado por bandas de diferente luminiscencia, así como un menor número de impurezas (cristales límpidos en muchos casos). El tipo de luminiscencia de estos zonados, y su secuencia, es variable según muestras y zonas, reflejando una complejidad en la evolución composicional del fluido o fluidos dolomitizantes tal y como se desarrollará en el capítulo 5 (Discusión).

Los cristales rómicos constituidos por DOL-1 y DOL-2 a menudo coalescen embebidos en otra fase dolomítica (CD-1), en este caso cementante (ver Discusión) con una luminiscencia variable concéntrica. Se trata de recrecimientos rómicos en continuidad óptica con los cristales que encierran, ya sea de forma total o parcial, pero en general solamente desarrollados en las partes de los cristales que lindan con poros (intercristalinos, móldicos...). Estos cristales, además de rellenar porosidad intercristalina, también delimitan fracturas y vénulas (fantasmas). Estos cementos tienen terminaciones euhedrales cuando hay espacio y típicos límites planos (*compromise boundaries*) cuando rellenan completamente los poros.

Localmente se han reconocido cementos dolomíticos tipo planar-s y no planar-s, con una luminiscencia azul característica que se ha adjudicado a cementos tipo “saddle” o barrocos.


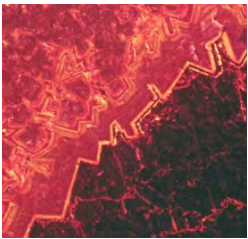


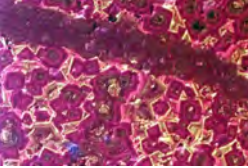

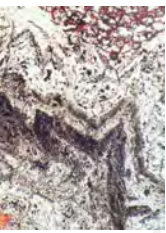
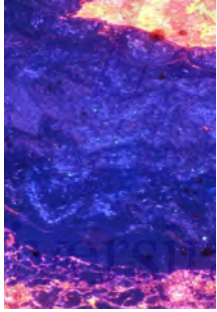


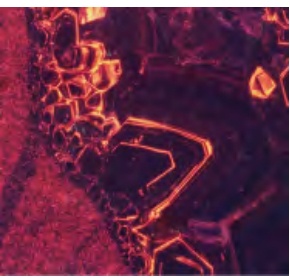

Los cementos de calcita son ubicuos y generalmente presenta baja o nula luminiscencia. Texturalmente se ha reconocido la existencia de múltiples fases de cementación calcítica en muchas de las secciones estudiadas. Desde el punto de vista de su catodoluminiscencia se han definido dos tipos: CC-1, con luminiscencia nula o prácticamente nula. CC-2, con presencia de finas bandas luminiscentes amarillas (B) o rojas (D).

CUADRO 3.4. Principales caracteres de luminiscencia de los tipos texturales dolomíticos definidos en los clastos de las brechas

Tipo Textural		Tipo CL		Sec.	Descripción CL
DOLOMICRITA			<b>Dm</b> 	JIM	Cristales D. Cristales rombosicos zonados luminiscentes D (frecuentemente en la misma gama de luminiscencia que la micrita), algunos con moteado o con un tenue bandeado concéntrico B.
			<b>DM</b> 	SP	Cristales planares-s con núcleos enfatizados luminiscentes (tipo DOL-1) y bordes D rojo (tipo DOL-2)
DOLOESPARITA	  		<b>DOL-1</b> 	JUM FV	<b>DOL-1.</b> Cristales rómbicos, redondeados o anhedrales (disueltos) con luminiscencia B y D (rojos). Rica en inclusiones (aspecto moteado).  <b>DOL-2.</b> Recrecimiento sintaxial D rojo sobre DOL-1. A veces ligando varios cristales de DOL-1.
			<b>DOL-1</b> 	JUM	
			<b>DOL-1</b> 	JIM CY	
			<b>DOL-1</b> 	FV FUEN	



CUADRO 3.5. Principales caracteres de luminiscencia de los cementos

Tipo Textural		Tipo CL		Descripción
DOLIMITA				Cristales euhedrales a subeuhedrales delineando mosaicos de doloesparita (DOL-1 y 2), fracturas y moldes (vénuclas, fósiles). Luminiscencia bandeada alternando B y D (rojos y marrón).
				
CALCITA				Cementos tipo saddle. Bandedos de luminiscencia azul oscuro.
				Bandedos concéntricos de crecimiento con luminiscencia azul o NL intercaladas con finas bandas luminiscentes B y D (rojo).

Un hecho importante es que en muchos casos estos cementos de calcita post-datan la cementación dolomítica, dado que rellenan fracturas y vénulas que atraviesan las dolomitas (tanto doloespáritas y dolomicritas, como cementos dolomíticos) o rellenan las fracturas reabiertas rellenas de cemento dolomítico o fracturas paralelas en la dolomía encajante.

En la figura 3.100 se ilustra la relación existente entre los principales tipos de dolomita que componen los mosaicos doloespáriticos. Por otro lado, en la figura 3.101 se muestra un esquema sintético que relaciona los diversos tipos de cementos definidos por CL.

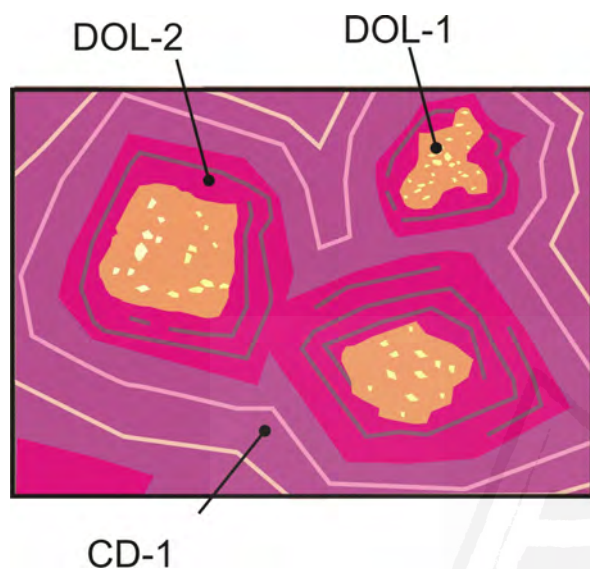


FIGURA 3.100. Tipos de dolomitas: DOL-1 (núcleos), DOL-2 (córTEX), CD-1 (ligado lateral)



FIGURA 3.101. Esquema idealizado de las principales tipologías cementantes discriminadas por CL.

En nuestro caso hemos elegido unas muestras representativas de algunas zonas para buscar la tendencia de las longitudes de onda encontradas mediante CL. En la Tabla 3.2 se puede observar que hay una gran mayoría que presenta luminiscencia principal en el rango de emisión del rojo, en este caso son dolomita. Todas las emisiones en el espectro amarillo son menores. Asimismo, podemos atribuir la luminiscencia en el espectro del amarillo al Mn, que entra en los huecos estructurales del Ca, y las emisiones dentro del espectro rojo al Mn, que entra en las posiciones del Mg. Por otra parte, los picos de emisión presentes en varias longitudes de onda cercanas a, 500, 545, 580, 600, 650, 680, 710, 760, (ver tabla 2.2) pueden atribuirse a algunos elementos de tierras raras, en especial, en todas las muestras, entre los 360 y 366nm se presenta una emisión mucho más alta que también podría corresponder a algún elemento de tierras raras. Estas son asimiladas de forma natural, en las posiciones estructurales del  $\text{Ca}^{2+}$  y el  $\text{Mg}^{2+}$  durante los procesos de cristalización. La presencia de tierras raras es un factor que ha podido influir como activador de la luminiscencia de la calcita y la dolomita estudiados, además del  $\text{Mn}^{2+}$ .

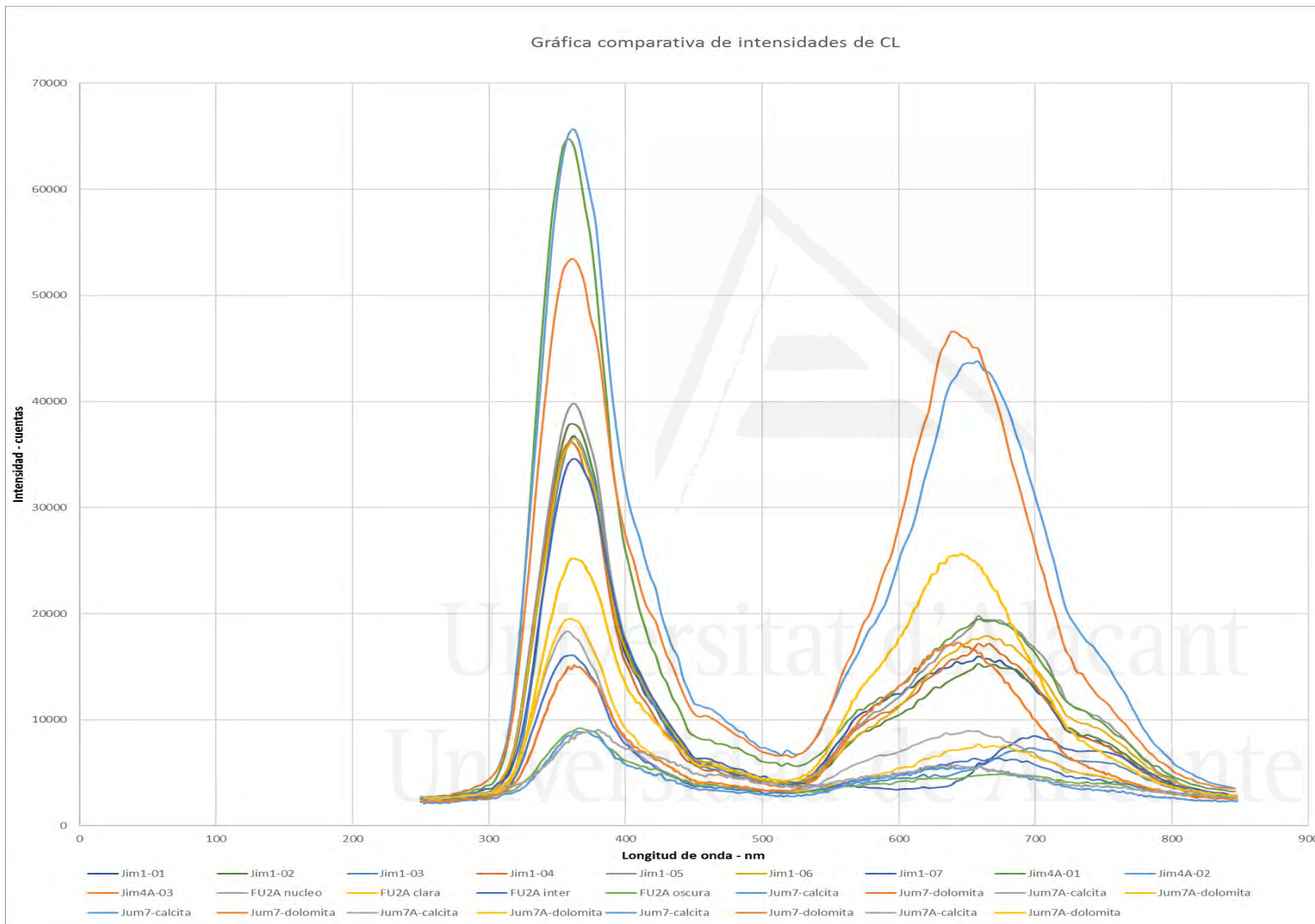
En la figura 3.102 se muestra una gráfica comparativa de intensidades obtenidas en los espectros CL para todas las muestras analizadas. Las intensidades más altas de CL se presentan en las muestras de la Cantera Hermanos Jimenez, y las más bajas son las muestras tomadas en la Sierra de la Fuente. El estudio se ha centrado en secciones del sector SW de la zona de estudio: Jumilla, Sierra de la Fuente y Cantera de Hnos. Jiménez. En las siguientes tablas y figuras se mostrarán los datos de las muestras que representan los principales tipos dolomíticos reconocidos.



CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA

TABLA 3.2. Datos de los espectros CL realizados.

	Colores Bandas de emisión Intensidad emisiones	Ultravioleta	Violeta	Azul	Verde	Amarillo		Naranja		Rojo		Infrarrojo	
		250-398	398-436	436-495	495-567	567-589	589-627	627-695	695	Secund.	Princ.	Secund.	Princ.
Dol	Jim1-01	35854				10710				15976		7506	
Dol	Jim1-02	37463				9439				14878		7738	
Cal	Jim1-03	36006				-				-		5867	7338
Dol	Jim1-04	36209				9567				14878		7380	
Dol	Jim1-05	35153				9793				19262		9611	
Dol	Jim1-06	39120				8876				17883		9214	
Cal	Jim1-07	34238										6730	8457
	Jim4A-01	64734								17694	18972	9962	
	Jim4A-02	65653				16222				43757		16203	
	Jim4A-03	53398								46083		12183	
Dol	FU2A nucleo	18306				5886				8949			
¿?	FU2A clara	19533								6981	7569	4388	
Dol	FU2A inter	16028				4571				6328		3937	
Cal	FU2A oscura	9212								4450	4768		
Cal	Jum7-calcita	366						4232		3339		2922	
Dol	Jum7-dolomita	2891	6756			7001				4433		3307	
Cal	Jum7A-calcita	8169								5769		3661	
Dol	Jum7A-dolomita	21705				11915				25659		6393	



**FIGURA 3.102.**

*Espectros CL de todas las muestras analizadas.*



En la figura 3.103 se muestran los espectros CL de los cementos (CD-1 y CC-1) que rellenan una vénula en una muestra brechoide correspondiente a la Sección de la Cantera de Hnos. Jiménez (Jumilla, Sector SW zona de estudio). Se observa la buena discriminación entre los espectros de dolomita (CL 1, 2, 4, 5 y 6) y los de calcita (CL-3 y 7).

En la tabla 3.3 se detallan las longitudes de onda de los picos que se observan en los diferentes espectros, así como se indica el elemento activador correspondiente.

**TABLA 3.3.** Datos de los espectros CL realizados en la muestra Jim-1 (Sección JIM, sector SW)

		Tierras raras	Inten.	Mn <sup>2+</sup> en pos. Ca <sup>2+</sup>	Inten.	Mn <sup>2+</sup> en pos. Mg <sup>2+</sup>	Inten.	Tierras raras	Inten.	Tierras raras	Inten.
Dol	Jim1-01	366	35854	574	10879	658	18975			754	7506
Dol	Jim1-02	366	37463	570	8535	658	15261			754	7738
Dol	Jim1-04	366	36209	570	9185	666	17169			754	7380
Dol	Jim1-05	366	35153	578	10314	658	19785			754	9611
Dol	Jim1-06	366	39120	574	8876	666	17883			746	9214
Cal	Jim1-03	366	36005					698	7338	762	5867
Cal	Jim1-07	366	34237					698	8457	758	6730

Como puede observarse en esta tabla, las diferentes bandas analizadas presentan los picos del Mn<sup>2+</sup>, tanto en las posiciones del calcio como del magnesio en las dolomitas. Asimismo, se observa emisión correspondiente a tierras raras del espectro infrarrojo en todas ellas. La calcita no tiene espectro visible, pero presenta al igual que la dolomita un pico en 366nm correspondiente al ultravioleta que probablemente sea también de tierras raras.

La emisión es más intensa en el centro que en el borde externo del cristal de cemento dolomítico, de lo que se puede deducir una concentración mayor de Mn<sup>2+</sup> en los núcleos de los cristales de dolomita.

En figura 3.104 se muestran los espectros de las calcitas y de las dolomitas por separado. En las calcitas se puede observar dos picos de intensidad 7000-8500 dentro de la longitud de onda de emisión del infrarrojo. Esto es coherente con el hecho de que al observarlas bajo CL se vieran NL, probablemente debido a la que la presencia de Mn es tan baja que no produce luminiscencia en el espectro visible.

Los espectros de las dolomitas muestran unas intensidades máximas entre 15000 y 20000 cuentas dentro del espectro del rojo que se corresponde con la emisión del Mn cuando se encuentra en las posiciones del Mg. También presenta unas intensidades máximas alrededor de las 10000 cuentas de Mn en la posición del Ca correspondiendo con emisión dentro del espectro del amarillo. Al igual que las calcitas encontramos emisiones de Tierras Raras en el espectro infrarrojo, de mucha más intensidad.

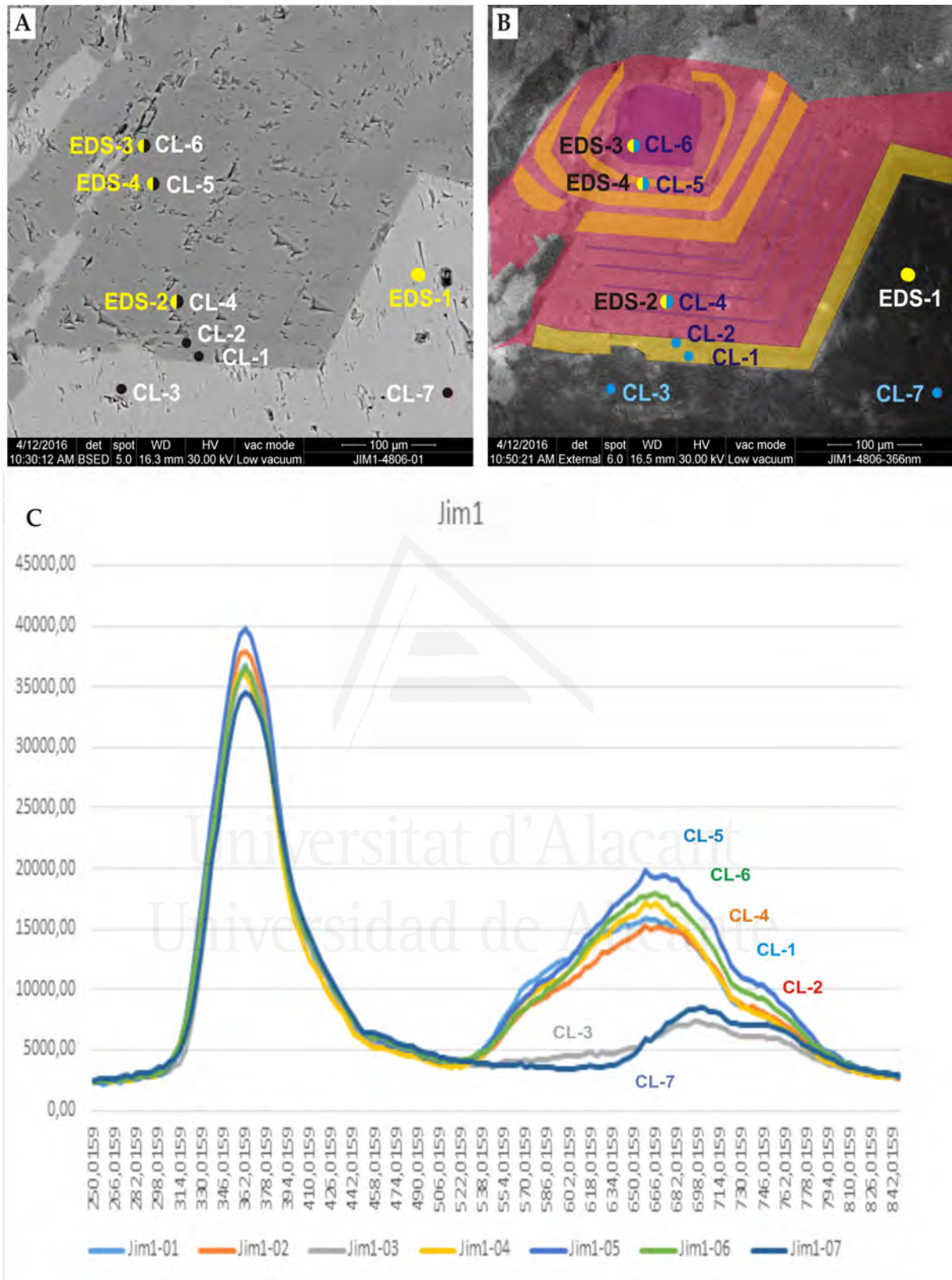


FIGURA 3.103. A) micrografía MEB en modo retrodispersados mostrando un cemento dolomítico (CD-1). Se indican los puntos de realización de análisis químicos semicuantitativos (EDS) y de espectros CL. B) Esquema de zonado del cemento en imagen obtenida con ESEM-CL. C) Espectros CL.



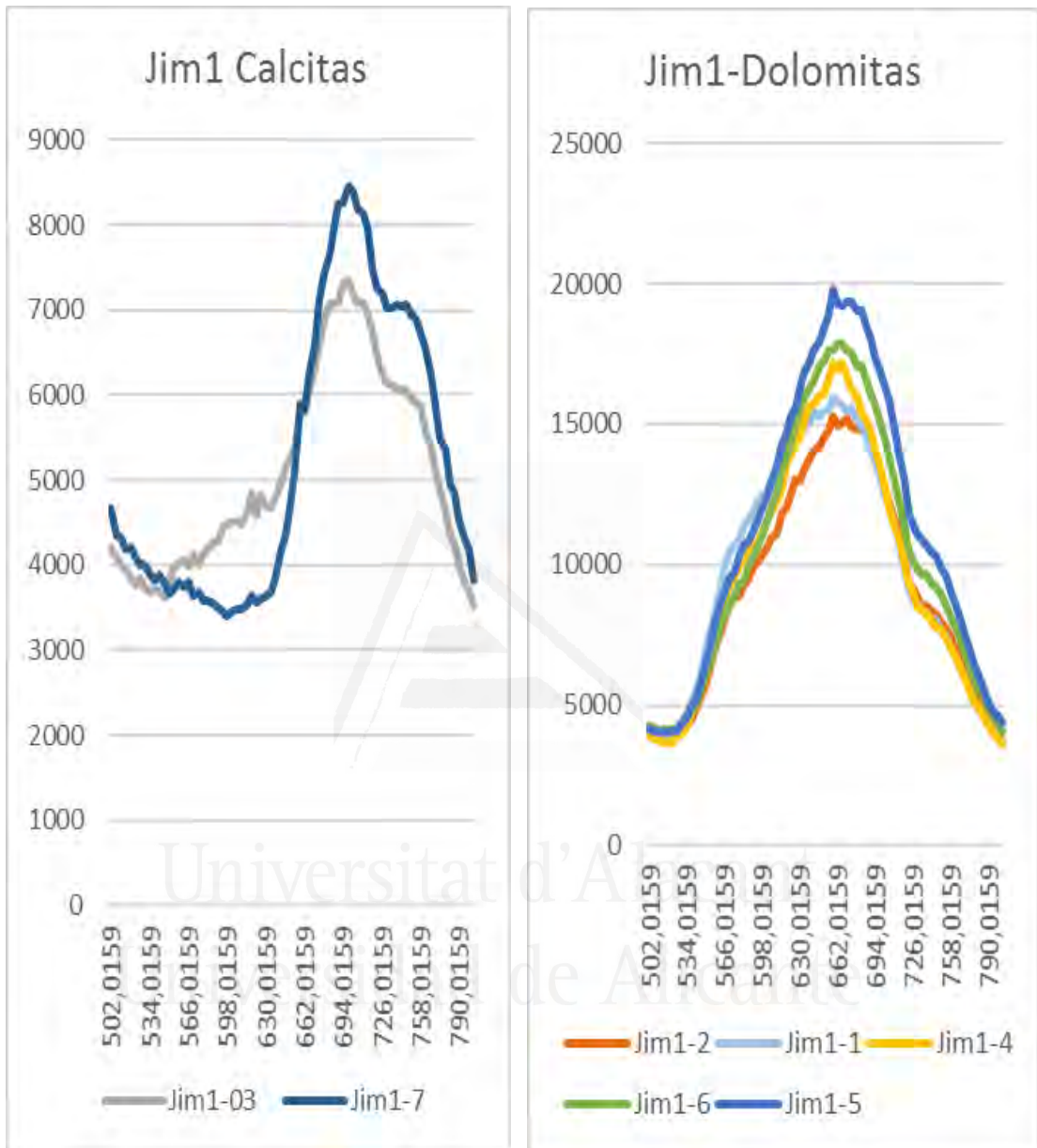


FIGURA 3.104. Ampliación de los espectros CL de calcitas (izquierda) y dolomitas (derecha) de la Figura 3.103.

En la figura 3.105 se muestran los espectros CL para otra muestra de cementos dolomíticos correspondientes a la Cantera Hnos. Jiménez (Jumilla). Se trata de un cemento que se mostraba como “fantasma” en microscopía petrográfica convencional. A esta muestra corresponden las mayores intensidades CL detectadas (Fig. 3.105D).

En esta gráfica se advierte una diferencia entre dos de las medidas que son más altas y corresponden a la zona más brillante en comparación con la muestra tomada fuera. Al tomar

las intensidades como parámetro relativo de la cantidad de Mn se infiere un aumento del manganeso desde la zona exterior más mate al interior más brillante, es decir de CL-1 a CL-3.

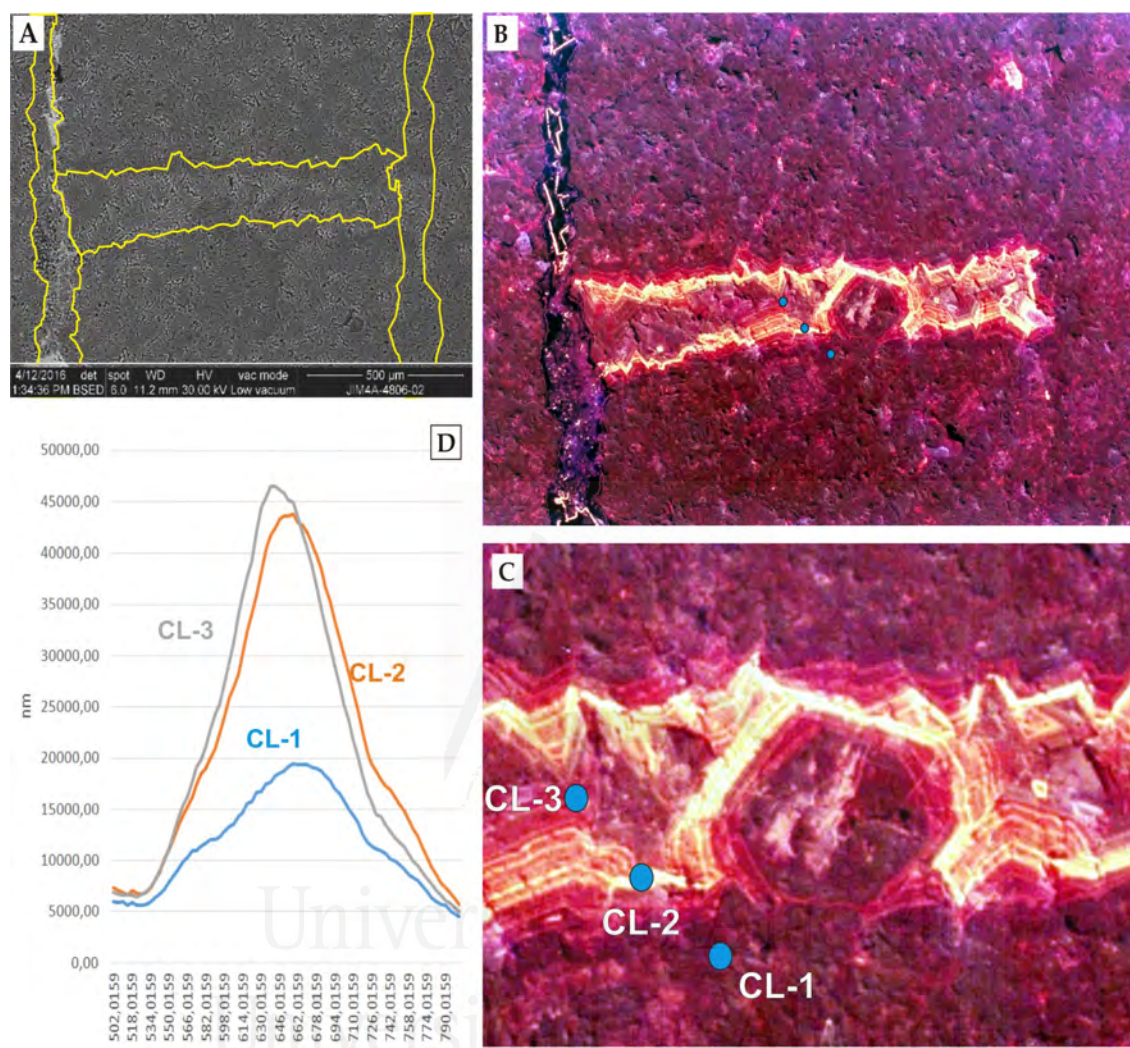


FIGURA 3.105. Muestra Jim-4 (sector SW). A) Micrografía MEB (modo BSE) con indicación de los contornos de los cementos dolomíticos (centro y derecha) y calcítico (izquierda). B) Vista de A en microscopía CL. C) Ampliación de B con indicación de situación de los espectros y análisis realizados. D) Espectros CL.

En la figura 3.106 se ilustra un cristal doloesparítico en un borde de clasto de brecha cementada por calcita. Las intensidades de los picos de dolomita son significativamente mas bajas que las de los cementos y doloesparitas antes descritos. Asimismo la discriminación con los cementos dolomíticos. En esta muestra, las intensidades de la zona del espectro de la calcita y la dolomita van de la muestra CL-1-3-2-4 de mayor a menor, por tanto, de mayor a menor concentración de  $Mn^{2+}$  de centro a borde. Donde CL-4 es la calcita, CL-3 es la zona del borde, CL-2 una zona intermedia y CL-1 la zona del núcleo del resto de un rombo de dolomita, en el que el núcleo ha quedado en contacto con la calcita.



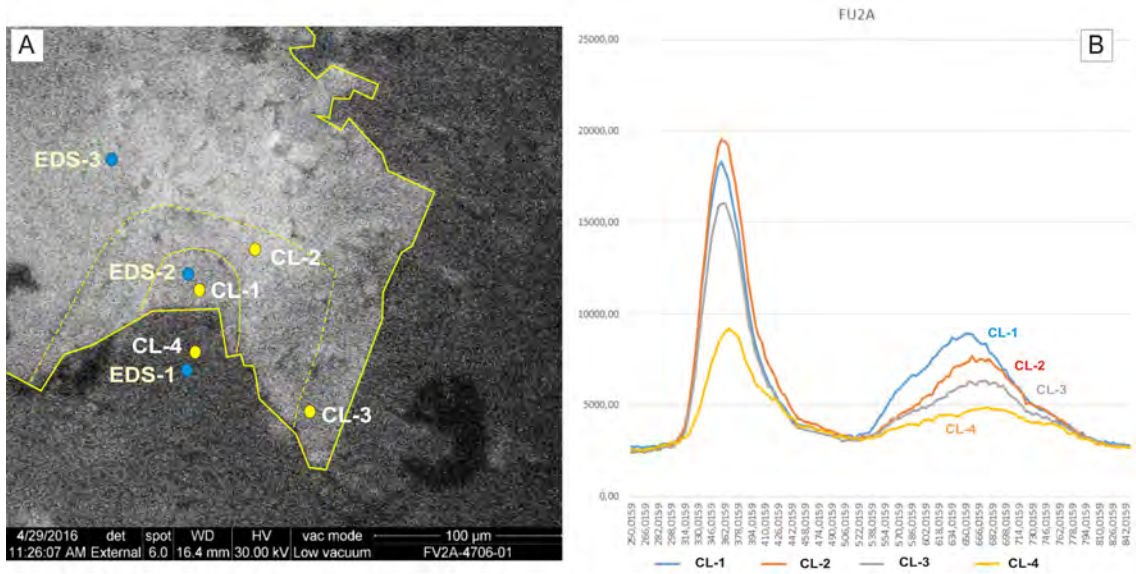


FIGURA 3.106. Muestra Fv-2a. A) Imagen CL-ESEM con indicación de análisis CL y delimitación de los zonados composicionales. B) Espectros CL.

Diversos autores (e.j.: Habermann et al., 2000; Gillhaus et al., 2001) han estudiado la relación entre las características de los picos espectrales (intensidad, área,...) de los carbonatos y el contenido en Mn. En la figura 3.107 se muestran los contenidos en Mn estimados según la fórmula  $Mn^{2+} (ppm) = A_{CL} \times 0,3129$  (Gillhaus et al., 2001).

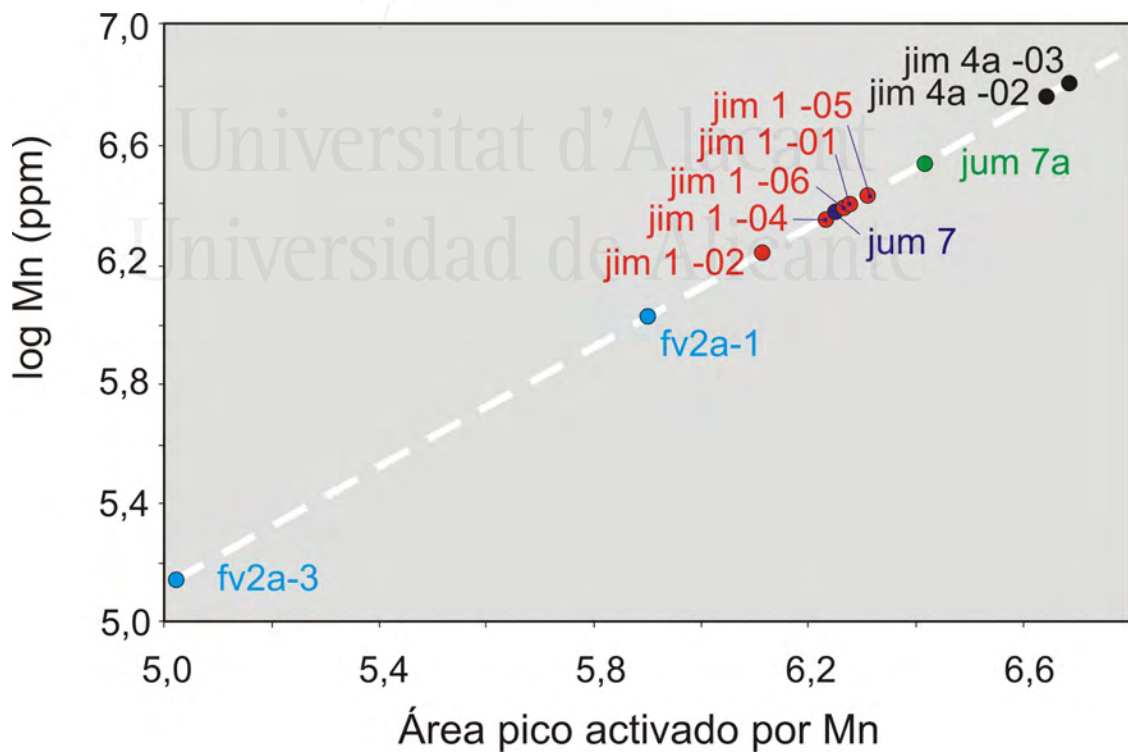


FIGURA 3.107. Correlación entre intensidad CL (área del pico) y contenido en Mn.

En la figura 3.108 se ilustra, en base a estos análisis, la evolución cualitativa en el contenido en Mn de los principales tipos texturales dolomíticos. En el capítulo 5 (Discusión) se discutirán estas cuantificaciones

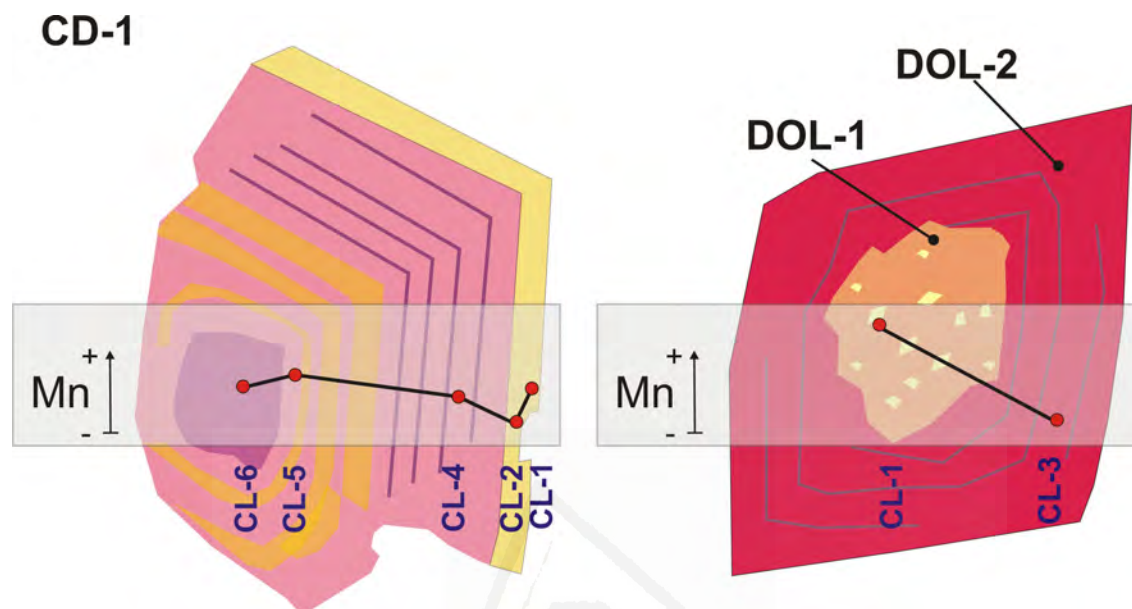


Figura 3.108. Tendencias de contenido en Mn deducidas de su comportamiento CL.

### 3.6. Análisis de color

El mármol comercial Marrón Emperador presenta unas variaciones cromáticas y texturales tanto lateral como verticalmente, que hacen imposible una correlación (litológica). Sin embargo, ésta extrema variabilidad cromática y textural es muy vistosa y constituye una de las características más apreciadas en el material. No todas las cromas son comerciales, las preferencias tienden a texturas brechoides en mosaico, con colores marrón oscuro a muy oscuro. La presencia de vénulas de calcita blanca es otra de las características de éste material, prefiriendo el mercado que éste enrejado de vénulas sea más bien escaso o poco abundante.

Son excluidos en la preferencia comercial los que presentan (Georock, 2004):

- entramados excesivamente abundantes de vénulas blancas
- nódulos calcíticos (blancos) centimétricos
- vénulas rojizas
- rellenos arcillosos
- texturas microcristalinas (aspecto arenoso) de colores claros y no brechoide.



Del estudio colorimétrico de las muestras de la Sierra del Cuchillo se establecieron una serie de categorías en base al cálculo de las diferencias cromáticas en función de la siguiente expresión basada en el sistema de color L\*a\*b\* de CIELab:

$$\Delta E = \sqrt{(\Delta L)^2 + (\Delta a)^2 + (\Delta b)^2}$$

En la tabla 3.2 se muestran los resultados del análisis cromático realizado en las muestras de la Sierra del Cuchillo: secciones pulidas de sondeos de 6cm de diámetro.

Según el resultado de las diferencias cromáticas y los patrones predefinidos Georock (2004) establecieron los siguientes rangos de clasificación comercial (Tabla 3.3):

*TABLA 3.4. Resultado análisis cromático de Sierra del Cuchillo. Muestra global*

Muestra	L	a	b	Dif. Crom	Muestra	L	a	b	Dif. Crom
S6/1	39,60	3,81	6,45	40	S9/3-1	46,27	4,88	9,58	48
S6/2-1	43,68	3,38	7,46	44	S9/3-2	46,54	4,85	9,41	48
S6/2-2	43,33	3,45	7,71	44	S9/4-1	37,39	1,81	2,92	38
S6/3-1	45,55	3,23	8,00	46	S9/4-2	40,88	2,01	4,07	41
S6/3-2	46,53	3,41	8,64	47	S9/5	45,95	3,84	8,67	47
S6/4-1	44,94	3,18	7,73	46	S9/7	46,95	3,47	8,59	48
S6/4-2	43,85	2,93	7,40	45	S10/1	37,66	2,14	3,53	38
S6/5	36,92	1,56	2,09	37	S10/2	41,10	3,21	6,6	42
S6/6-1	39,33	1,83	4,11	40	S10/3	37,82	1,65	3,22	38
S6/6-2	40,02	1,89	4,48	40	S10/4	43,86	2,84	5,87	44
S6/7	38,94	1,67	3,51	39	S10/5	41,32	2,28	4,93	42
S7/1-1	51,31	4,59	12,73	53	S10/6	43,63	1,09	2,95	44
S7/1-2	50,10	4,38	11,91	52	S10/7	34,39	1,22	0,82	34
S7/2-1	49,50	5,07	11,22	51	S11/4-1	38,17	3,06	5,29	39
S7/2-2	49,31	5,92	11,56	51	S11/4-2	41,21	3,73	7,14	42
S7/2-3	49,91	4,67	11,01	51	S11/5-1	37,77	2,39	4,34	38
S7/3	43,27	2,62	6,24	44	S11/5-2	37,95	2,46	4,52	38
S7/4	48,52	3,13	9,11	49	S11/6-1	40,47	2,33	3,73	41
S7/5	41,35	2,26	4,39	42	S11/6-2	40,09	2,26	3,93	40
S8/1-1	45,37	4,64	9,94	47	S12/1-1	41,41	2,53	6,39	42
S8/1-2	47,14	4,59	9,98	48	S12/1-2	40,48	2,93	6,47	41
S8/3	48,12	4,29	9,27	49	S12/1-3	41,66	2,6	5,77	42
S8/4	38,6	2,65	4,30	39	S12/3-1	48,64	3,88	10,54	50
S8/5	37,62	2,42	3,53	38	S12/3-2	47,2	3,92	9,69	48
S9/1-1	42,74	3,01	6,90	43	S12/4-1	42,59	2,54	6,01	43
S9/1-2	43,82	3,65	7,62	45	S12/4-2	43,75	2,58	6,63	44
S9/2	38,82	2,35	3,74	39					

TABLA 3.5. Clasificación cromática del Marrón Imperial (Georock, 2004)

CATEGORIA	$\Delta E$	Calidad
PRIMERA	38- 41	Muy buena
SEGUNDA	42- 45	Buena
TERCERA	45 - 48	Regular
NO COMERCIAL	> 49	Mala

Fuera de rango, y por tanto no comerciales, se sitúan las tonalidades muy oscuras, prácticamente negro (con valores < 36), o demasiado claras, con rangos superiores a 48.

Dado que con el colorímetro se analiza el total de la muestra y en el mármol marrón emperador es frecuente en éste la aparición de vénulas de calcita blanca, la presencia de éstas hace incrementar la luminosidad y por tanto el valor de diferencia cromática y no así su Categoría comercial.

Esta variación textural hace que algunas muestras que obtienen un rango alto en realidad por su textura o vistosidad se sitúan en categoría inferior. Por el contrario, una textura uniforme, no brechoide, marrón oscuro, puede obtener valores de luminosidad bajos, pero en realidad la muestra tiene poca calidad comercial y por ello se le asigna categoría más baja.

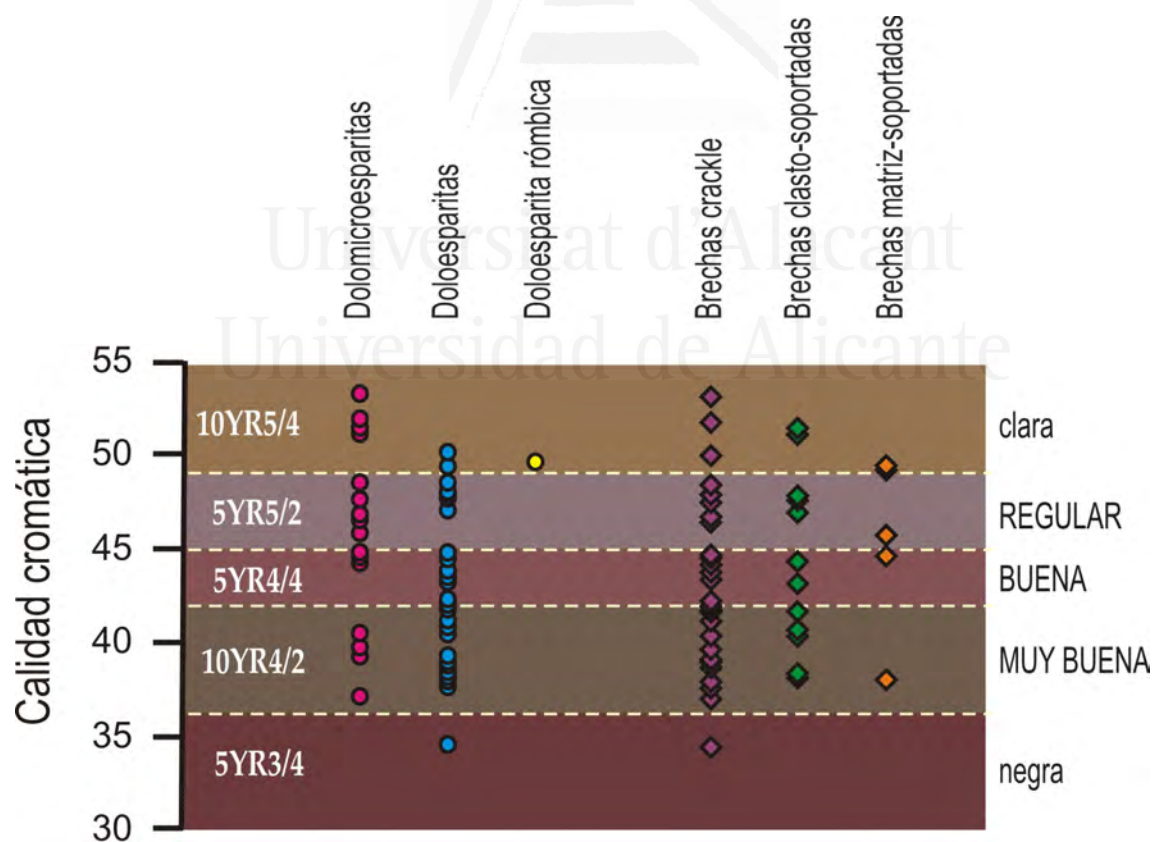


FIGURA 3.108. Caracterización cromática de las muestras de la Sª del Cuchillo y clasificación cromática (Georock, 2004)



En la figura 3.108 se muestra la clasificación de las muestras de los sondeos de la Sierra del Cuchillo. Gran parte de las muestras analizadas tienen una calidad cromática buena o muy buena, lo que apunta a un buen potencial para la explotación de este litotecto como roca ornamental. En la misma figura se presenta la equivalencia de las calidades basadas en el sistema L\*a\*b\* a la escala Munsell, así como la tipología textural de las dolomías analizadas. Se puede observar que no hay una discriminación clara entre el tipo textural y la calidad cromática establecida por el análisis colorimétrico de las muestras (recordemos que se analizaron muestras circulares de 6cm de diámetro, es decir, muestra total).

Con la clasificación de las muestras según el sistema Munsell (Tabla 3.4), se ha podido analizar el color de los clastos dolomíticos, evitando el efecto de alta luminosidad de las vénulas blancas. En la figura 3.108 se muestra la correlación de los dos sistemas empleados mediante la conversión de las categorías Munsell a la escala L\*a\*b\*, así como con la clasificación de calidades del Marrón Emperador establecida por Georock (2004) que se basa en el sistema CIELab analizado con colorímetro (ver apartado 2.3.5. de Metodología).

Analizando solamente los clastos dolomíticos (diferentes tonalidades de marrones) el espectro de categorías Munsell de color, y sus equivalentes en escala L\*b\*a\* es mucho mayor. Por ejemplo, dentro de los marrones aparecen términos más oscuros (5YR3/2; 5YR2/2; 10YR2/2) que corresponden a una calidad cromática numéricamente más baja (mayor calidad). Desde el punto de vista de los tipos texturales se observa que estos marrones más oscuros corresponden a términos doloesparíticos (Figura 3.109). Con respecto al tipo brechoide no se observa discriminación cromática.

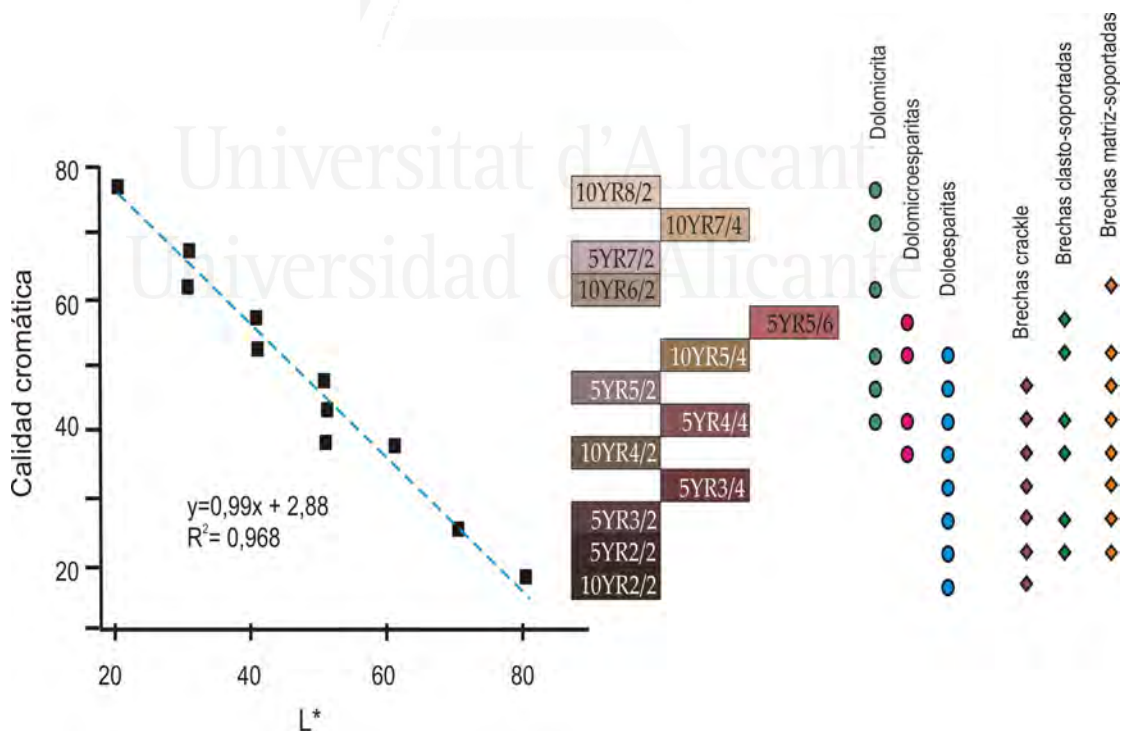


FIGURA 3.109. Correlación de características de color de las muestras de la Sª del Cuchillo según sistemas Munsell y CIELab.

TABLA 3.6. Resultado del análisis cromático. Clastos dolomíticos

Muestra	L	a	b	Dif. Crom	Muestra	L	a	b	Dif. Crom
FHE-1	61,29	5,98	9,18	62	JIM-6	40,96	5,59	10,5	43
FHE-3	20,46	5,79	9,01	23	JIM-7	41,04	15,07	18,24	47
FHE-3	20,46	5,79	9,01	23	JIM-7	30,67	14,61	17,56	38
FHE-4	51,29	8,78	22,16	57	CY-1	70,91	8,8	21,41	75
FHE-5	61,29	5,98	9,18	62	CY-3	40,96	5,59	10,5	43
FHE-5	40,96	5,59	10,5	43	CY-3	20,46	5,79	9,01	23
FHE-6	61,29	5,98	9,18	62	CY-4	40,96	5,59	10,5	43
FHE-6	40,96	5,59	10,5	43	CY-4	20,46	5,79	9,01	23
FHE-6A	51,29	8,78	22,16	57	CY-5	40,96	5,59	10,5	43
FV-1	61,29	5,98	9,18	62	CY-6	51,29	8,78	22,16	57
FV-2	20,33	9,05	6,83	23	CY-6	40,96	5,59	10,5	43
FV-2a	20,33	9,05	6,83	23	CY-6	20,46	5,79	9,01	23
FV-3	20,33	9,05	6,83	23	CY-9	20,46	5,79	9,01	23
FV-4	30,67	8,97	7,74	33	CY-10	20,46	5,79	9,01	23
FV-5	40,96	5,59	10,5	43	CY-11	61,29	5,98	9,18	62
JUM-1	61,29	5,98	9,18	62	CY-12	40,96	5,59	10,5	43
JUM-1	40,96	5,59	10,5	43	CY-12	20,46	5,79	9,01	23
JUM-2	61,29	5,98	9,18	62	CY-13	20,46	5,79	9,01	23
JUM-2a	40,96	5,59	10,5	43	CY-14	20,46	5,79	9,01	23
JUM-2a	41,04	15,07	18,24	47	SPS-1	61,29	5,98	9,18	62
JUM-4	61,29	5,98	9,18	62	SPS-2	51,04	9,18	5,89	52
JUM-5	30,67	8,97	7,74	33	SPS-3	51,04	9,18	5,89	52
JUM-5	20,33	9,05	6,83	23	SPS-4	51,04	9,18	5,89	52
JUM-5a	20,46	5,79	9,01	23	SPS-4a	51,04	9,18	5,89	52
JUM-6	40,96	5,59	10,5	43	SPS-4b	51,04	9,18	5,89	52
JUM-6	20,46	5,79	9,01	23	SPS-5	40,96	5,59	10,5	43
JUM-7	40,96	5,59	10,5	43	SPS-6	40,96	5,59	10,5	43
JUM-7	20,46	5,79	9,01	23	SPS-7	40,96	5,59	10,5	43
JUM-7b	40,96	5,59	10,5	43	SPS-8a	40,96	5,59	10,5	43
FUEN-2	30,67	8,97	7,74	33	SPS-8b	40,96	5,59	10,5	43
FUEN-2	20,33	9,05	6,83	23	SPS-8b	20,46	5,79	9,01	23
FUEN-3	30,67	14,61	17,56	38	SPS-9	40,96	5,59	10,5	43
FUEN-3	20,33	9,05	6,83	23	SPS-9	20,46	5,79	9,01	23
FUEN-4	61,29	5,98	9,18	62	SP-1	80,74	6,51	8,2	81
FUEN-4	30,67	8,97	7,74	33	SP-1	70,91	8,8	21,41	75
FUEN-4	40,96	5,59	10,5	43	SP-2	40,96	5,59	10,5	43
FUEN-5	20,46	5,79	9,01	23	SP-3	71,07	9,48	4,98	72
JIM-1	40,96	5,59	10,5	43	SP-4	40,96	5,59	10,5	43
JIM-1	30,67	8,97	7,74	33	SP-5	40,96	5,59	10,5	43
JIM-2	20,46	5,79	9,01	23	SP-6	61,29	5,98	9,18	62
JIM-4	20,46	5,79	9,01	23	SP-7	40,96	5,59	10,5	43
JIM-5	20,46	5,79	9,01	23	SP-7	51,19	20,1	28,17	62



Comparando las categorías cromáticas con las características mineralógicas (estequiometría, orden) de las dolomías (Figura 3.110) no se observa ninguna pauta determinante.

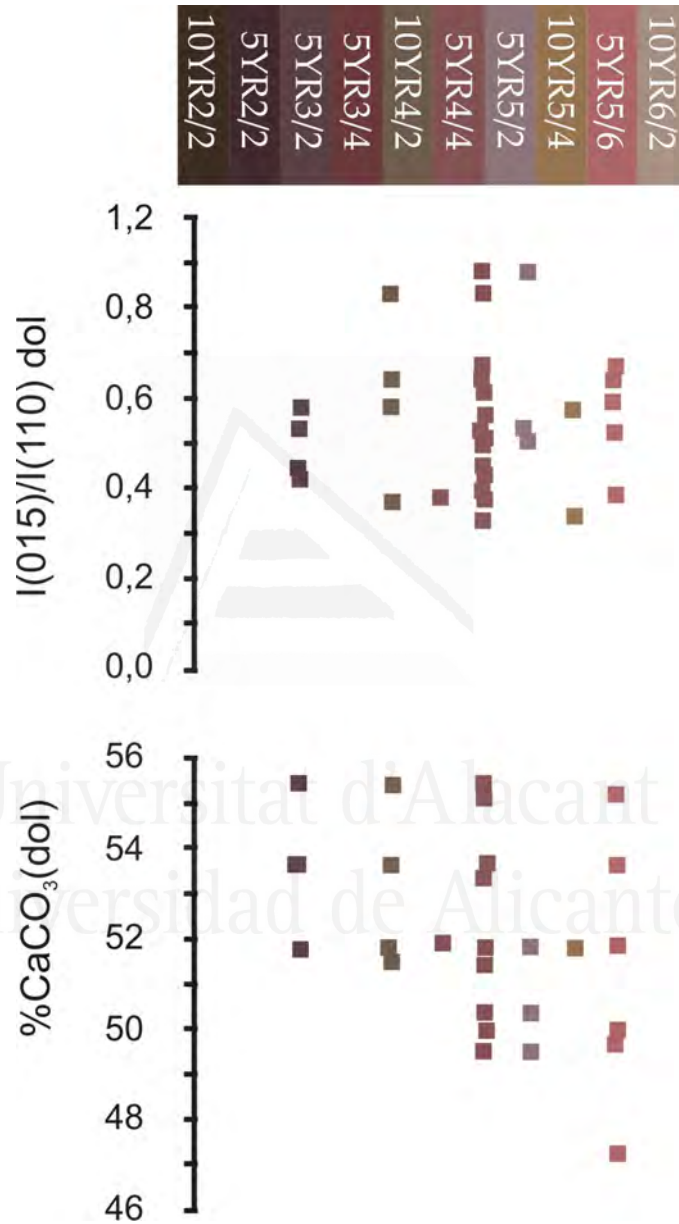


FIGURA 3.110. Color Vs. ordenamiento y estequiometria de las dolomitas de la S<sup>a</sup> del Cuchillo.





## 4. COMPOSICIÓN MINERAL Y GEOQUÍMICA

---

**S**E han analizado muestras de brechas y material asociado de la mayor parte de las secciones estudiadas: cantera de Jumilla, Sierra de la Fuente y Sierra de la Cingla en el sector meridional; Sierras de la Magdalena, del Príncipe y del Cuchillo en el sector central, y serie de Fuente de la Higuera en el sector septentrional.

### 4.1. Composición mineralógica

Las distintas microfacies estudiadas presentan diferentes contenidos en fases minerales carbonáticas (calcita y dolomita) y generalmente muy bajo contenido en otro tipo de mineralogías (Tabla 4.1). Raramente se detectan contenidos > 5% en cuarzo o feldespato (Cuadro 4.1).

Las brechas tipo 'crackle', que muestran una concentración de clastos de más de un 75%, presentan los porcentajes en dolomita mayores, cercanos en algún caso a la totalidad. Las brechas en mosaico y las caóticas también presentan altos contenidos en dolomita, pero hay que tener en cuenta que tanto la matriz como los cementos, al menos parcialmente, pueden tener composición dolomítica. Dado el bajo o nulo contenido en otras fases minerales que no sean calcita o dolomita, el contenido en calcita de todos los tipos brechoides es inversamente proporcional al contenido en dolomita, siendo los tipos matriz-soportados los más ricos en calcita, llegando a alcanzar el 45%.

Las dolomías analizadas, como la mayoría de las dolomías naturales no son estequiométricas, presentan un 'enriquecimiento' en Ca que se traduce en unos valores de %molCaCO<sub>3</sub> en la red de las dolomitas analizadas que oscila entre 50,3 y 56,1 (Cuadro 4.1), estando más de la mitad de las muestras (62-63%) entre 53 y 55. (Figura 4.1). No se ha reconocido ninguna relación entre la estequiometría de las dolomías y los tipos texturales de las mismas o de las fábricas brechoides. Tampoco se ha observado ninguna pauta dentro de cada serie o sección (Figura 4.1B).

CUADRO 4.1. Composición mineralógica de las microfacies brechoides en la zona de estudio.

			BRECHAS				
			Clasto-soportado				Matriz-soportado
			CRACKLE	MOSAICO			CAOTICO
			BC	M	Mv	Mm	R
BRECHAS	DOLOMITA	%	80-98	65-90	25-70	60-90	55-95
		%molCaCO <sub>3</sub>	50-56	50-55,5	52-55	54-56	50-54
	CALCITA	%	0-20	10-35	30-75	10-40	5-45
		%molMgCO <sub>3</sub>	1-3,5	1-4,5	1,5-2,5	1-4	<2
Venas*		%molMgCO <sub>3</sub>	0,5-4,5	0,5-5,5	-	-	-
Espeleotemas		%molMgCO <sub>3</sub>	<2	<2	1,5-2,5	0,5-4	0,5-4,5

\*Solo venas >5mm de espesor.

TABLA 4.1. Composición mineralógica e isotópica de los materiales del Marrón Imperial. Canteras de Jumilla (JUM), cantera S<sup>a</sup> de la Fuente (FUEN), Cantera S<sup>a</sup> de la Cingla (JIM), S<sup>a</sup> de la Magdalena W (FV), cantera de Yecla (CY), serie S<sup>a</sup> del Príncipe, (SP y SPS), S<sup>a</sup> del Cuchillo (SC) y serie de Fuente de la Higuera (FHE).

	Dolomita	Calcita	Cuarzo	Feldespatos	%CaCO <sub>3</sub> (dol)	I(015)/ I(110) dol	δ <sup>13</sup> C <sub>PDB</sub> (calcita)	δ <sup>18</sup> O <sub>PDB</sub> (calcita)	δ <sup>13</sup> C <sub>PDB</sub> (dolomita)	δ <sup>18</sup> O <sub>PDB</sub> (dolomita)
JUM-1	93,2	-	-	6,8	51,80	0,38	-	-	-3,40	-0,08
JUM-1r	<3	86,5	11,0	-	50,20	-	-7,08	-7,48	-5,86	-6,64
JUM-2a	81	<5	8,1	5,9	50,10	0,50	-3,72	-0,73	-4,33	-1,07
JUM-4	57,3	42,7	-	-	53,63	0,59	-6,98	-4,98	-5,14	-2,00
JUM-5a	65,3	9,7	-	25	55,47	0,44	-5,35	0,17	-5,45	-0,76
JUM-6	11,6	71,4	5,9	11,1	51,47	0,64	-7,94	-6,41	-5,79	-1,50
JUM-7	91,0	7,0	1,0	-	53,37	-	-6,10	-0,26	-6,13	-0,95
JUM-7a	74,6	18,1	-	7,3	53,63	0,57	-5,86	-2,64	-	-
JUM-7b	70,2	18,7	-	11,1	53,63	0,50	-5,91	-1,23	-4,21	-0,94
FUEN-2	84,5	8,6	-	6,9	51,80	0,44	-	-	-	-
FUEN-5-1	90,3	<2	-	8,4	55,47	0,41	-	-	-	-
FUEN-5-2	85,4	<5	-	10,1	53,63	0,52	-	-	-	-



**TABLA 4.1**  
(cont.)

	Dolomita	Calcita	Cuarzo	Feldespatos	%CaCO <sub>3</sub> (dol)	I(015)/ I(110) dol	δ <sup>13</sup> C <sub>PDDB</sub> (calcita)	δ <sup>18</sup> O <sub>PDDB</sub> (calcita)	δ <sup>13</sup> C <sub>PDDB</sub> (dolomita)	δ <sup>18</sup> O <sub>PDDB</sub> (dolomita)
JIM-1	72	19,9	-	8,1	53,63	0,83	-	-	-	-
JIM-2	84,8	<5	-	11	53,63	0,39	-	-	-	-
JIM-3	5,1	86,4	8,5	-	53,37	-	-	-	-	-
JIM-6	24,2	66,3	9,5	-	53,37	0,37	-	-	-	-
FV-1	96,5	-	-	<4	49,97	0,56	-	-	-2,31	-1,03
FV-2	84,9	<5	-	10,8	53,63	0,42	-5,38	0,00	-5,00	-0,67
FV-4	72,8	5,0	-	22,2	55,47	0,37	-1,61	2,58	-1,83	1,29
FV-5	13,2	50,6	13,3	20,3	55,47	0,33	-3,92	-3,88	-0,25	1,67
CY-2B-n	96,0	3,0	-	-	53,63	-	-	-	-	-
CY-2B-b	95,0	4,0	-	-	53,63	-	-	-	-	-
CY-2B-r	85,0	10,0	1,0	2,0	51,80	-	-	-	-	-
CY-2B-e	-	99,0	-	-	-	-	-10,46	-7,33	-	-
CY-4	83,2	7,5	-	8,2	53,63	0,43	-2,60	0,92	-3,47	-0,01
CY-5	86,8	5,3	-	7,9	51,80	0,62	-4,82	-0,60	-4,32	-1,34
CY-6	77,8	15,8	-	6,4	51,80	0,38	-4,09	-0,18	-3,77	-0,68
CY-7	78,7	6,4	10,5	<5	49,63	0,49	-6,89	-2,45	-6,07	-2,23
CY-9	94,0	5,0	2,0	-	51,53	-	-6,66	-1,85	-6,42	-2,14
CY-10	74,8	10,8	-	14,4	53,63	0,53	-6,60	-2,08	-5,86	-1,81
CY-11	88,9	<4	-	7,4	51,80	0,34	-3,63	0,16	-3,76	-1,05
CY-12	78,9	10,7	-	10,4	53,63	0,53	-3,63	-0,69	-3,27	-1,29
CY-14	86,01	13,99	-	-	51,80	0,44	-6,71	-1,44	-6,48	-1,39
SP-3	15,0	84	1,0	-	51,53	-	-	-	-	-
SP-3a	-	89,8	10,2	-	-	-	-	-	-	-
SP-4	89,8	<4	-	6,5	51,80	0,58	-	-	-	-
SP-7	54,9	45,1	-	-	53,63	0,55	-	-	-	-
SPS-1	99,0	-	-	10	49,97	-	-	-	-	-
SPS-2	86,3	5,2	8,5	-	49,90	-	0,17	0,02	0,74	-0,26
SPS-3	89,7	5,4	-	<5	49,97	0,52	-1,06	-0,57	0,56	-0,39
SPS-4	94,1	-	-	5,9	49,97	0,38	-	-	1,14	-0,97
SPS-4a	77,4	15,6	-	7	51,80	0,57	-1,24	-1,27	0,58	-0,24
SPS-5	76,8	14,4	-	8,8	53,63	0,52	-2,23	-1,36	1,12	-0,33
SPS-6	100,0	-	-	-	55,47	-	-	-	1,54	-0,58
SPS-6B	93,0	6,0	1,0	-	53,37	-	-	-	-	-
SPS-7	73,1	15,1	-	11,8	53,63	0,45	0,53	0,10	1,48	-0,52
SPS-8a	39,0	42,5	8,6	9,8	53,63	0,53	-6,48	-4,31	0,27	0,01
SPS-9	13,7	62,4	13,2	10,7	55,20	0,67	-6,62	-5,19	-1,70	-1,42
SC-61	94,0	3,8	0,3	-	53,50	0,54	-3,99	-0,49	-3,32	0,32
SC-62	97,5	2,5	-	-	55,50	0,54	-2,87	0,34	-2,39	0,28
SC-63	97,5	2,5	-	-	52,00	0,55	-2,61	-0,04	-1,87	0,26
SC-64	99,0	1,0	-	-	54,33	0,45	-	-	-2,25	-0,48
SC-65	99,0	1,0	-	-	54,03	0,44	-	-	-3,56	-0,49
SC-66	99,0	1,0	-	-	57,37	0,46	-	-	-4,08	-0,41
SC-67	99,0	1,0	-	-	52,17	0,42	-	-	-4,42	-1,25
SC-71-A	99,0	1,0	-	-	54,03	0,47	-	-	-1,95	-0,74
SC-71-B	95,1	4,9	-	-	52,71	-	-3,12	-0,81	-1,87	0,33
SC-72	98,0	2,0	-	-	55,27	-	-4,09	-1,07	-2,50	0,50

TABLA 4.1  
(cont.)

	Dolomita	Calcita	Cuarzo	Feldespatos	%CaCO <sub>3</sub> (dol)	I(015)/ I(110) dol	δ <sup>13</sup> C <sub>PDB</sub> (calcita)	δ <sup>18</sup> O <sub>PDB</sub> (calcita)	δ <sup>13</sup> C <sub>PDB</sub> (dolomita)	δ <sup>18</sup> O <sub>PDB</sub> (dolomita)
SC-73	98,5	1,5	-	-	55,50	0,40	-	-	-3,10	-0,49
SC-74	99,0	1,0	-	-	53,50	0,43	-	-	-2,05	-0,10
SC-75-A	96,1	3,9	-	-	51,83	0,47	-4,39	-0,37	-4,09	0,14
SC-75-B	1,9	97,6	0,5	-	-	-	-7,32	-7,72		
SC-81	98,5	1,5	-	-	54,03	0,49	-	-	-1,93	-0,18
SC-83	96,1	3,9	-	-	54,70	0,40	-3,99	-0,18	-3,54	0,08
SC-84	99,0	1,0	-	-	52,80	0,44	-	-	-4,28	-0,58
SC-85	99,0	1,0	-	-	55,50	0,36	-	-	-4,45	-0,76
S-C91-A	99,5	0,5	-	-	53,50	0,44	-	-	-3,91	0,13
SC-91-B	92,8	7,2	-	-	56,13		-4,33	-1,10	-4,06	-0,54
SC-92	99,0	1,0	-	-	52,83	0,39	-	-	-3,68	-0,59
SC-93	84,6	15,4	-	-	56,37		-6,70	-5,00	-3,72	-0,60
SC-94	99,0	1,0	-	-	55,70	0,39	-	-	-4,37	-0,62
SC-95	88,4	11,6	-	-	51,67	0,66	-6,49	-4,35	-3,23	-0,66
SC-97	86,1	13,9	-	-	53,47	0,54	-6,06	-5,95	-2,44	-1,07
SC-101	98,0	2,0	-	-	53,33	0,69	-	-	-3,84	-0,58
SC-102	98,0	2,0	-	-	52,07	0,57	-	-	-1,90	-0,68
SC-103	99,5	0,5	-	-	52,50	0,44	-	-	-3,41	-0,85
SC-104	99,0	1,0	-	-	53,47	0,67	-	-	-3,93	-0,10
SC-105	96,1	3,9	-	-	55,37	0,58	-3,88	-0,01	-3,54	0,23
SC-106-A	99,5	0,5	-	-	54,70	0,58	-	-	-4,26	-0,6
SC-106-B		100,0	-	-	-	-	-9,08	-8,06		
SC-107	99,0	1,0	-	-	54,17	0,34	-	-	-4,68	-0,77
SC-114	98,5	1,5	-	-	54,00	0,45	-	-	-3,10	-0,35
SC-115	99,5	0,5	-	-	53,00	0,72	-	-	-0,35	-0,45
SC-116	98,0	2,0	-	-	52,83	0,47	-	-	-3,64	-1,49
SC-121	98,5	1,5	-	-	52,67	0,49	-	-	-3,49	-1,17
SC-123	96,9	3,1	-	-	54,70	0,60	-4,76	-2,58	-2,36	-1,52
SC-124	97,9	2,1	-	-	54,37	0,33	-	-	-3,79	-0,95
FHE-4	<1	84,5	14,3	-	-	-	-	-	-	-
FHE-5	30,6	59	-	10,4	51,80	0,53	-	-	-	-
FHE-6	35,2	47,6	17,1	-	50,37	0,88	-	-	-	-
FHE-6a	40,9	48,3	<5	6,7	50,23	0,64	-	-	-	-
FHE-1	7,0	90,0	3,0	-	53,63	-	-2,94	-5,31	-2,98	-6,36



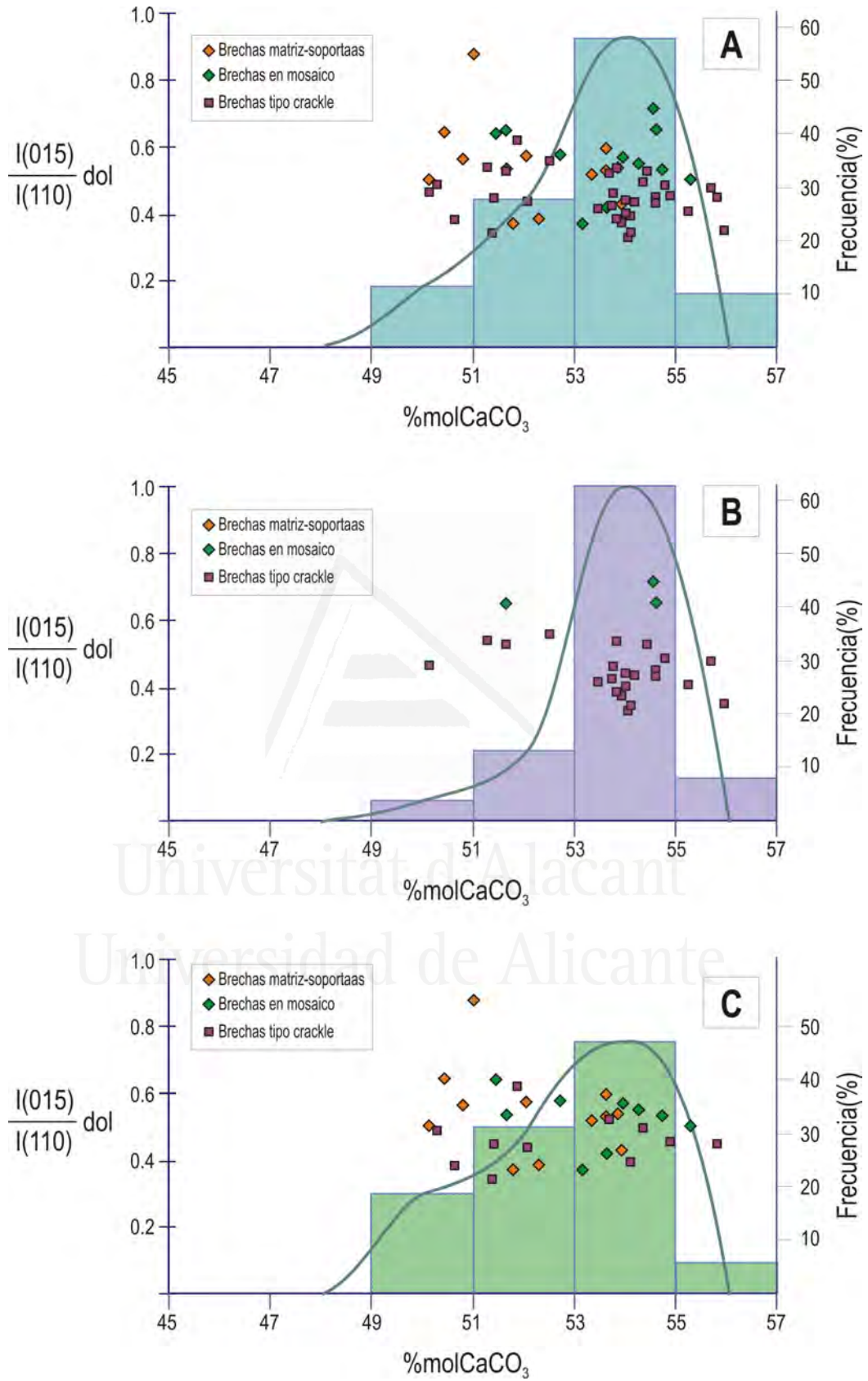


FIGURA 4.1. Datos de DRX de las muestras analizadas. Orden  $[(I(015)/I(110))]$  vs. estequiometría (%molCaCO<sub>3</sub>). A) Todas las secciones. B) Sierra del Cuchillo. C) Todas exceptuando S<sup>a</sup> del Cuchillo.

Las calcitas asociadas a los mosaicos doloesparíticos presentan un %molMgCO<sub>3</sub> bajo, generalmente por debajo de 4, indicando que se trata de calcitas bajas en magnesio (LMC). Del mismo modo ocurre en las venas y espeleotemas analizados. Estos presentan valores de %molMgCO<sub>3</sub> menores de 4, generalmente incluso menores de 2 en el caso de alguna vena blanca en tipos brechoides tipo mosaico.

Con respecto al grado de ordenamiento de las dolomitas analizadas, no se observa una relación directa con la estequiometría de las mismas. Los principales grupos texturales brechoides reconocidos muestran un mismo grado de dispersión en el grado de ordenamiento (Figura 4.2), solamente puede reseñarse que las doloesparitas asociadas con las brechas tipo figurado o 'crackle' parecen menos ordenadas. Nos obstante, un gran porcentaje de las muestras analizadas que pertenecen a esta categoría corresponden a la sección de la Sierra del Cuchillo, donde la tipología de los mosaicos doloesparíticos difieren algo del resto, en el sentido de que los clastos o fragmentos brechoides están formados predominantemente por dolomicrita y dolomicroesparita, es decir, mosaicos de cristales decimicrométricos. En este sentido si puede inferirse un menor ordenamiento en fábricas doloesparíticas con un menor tamaño de cristal.

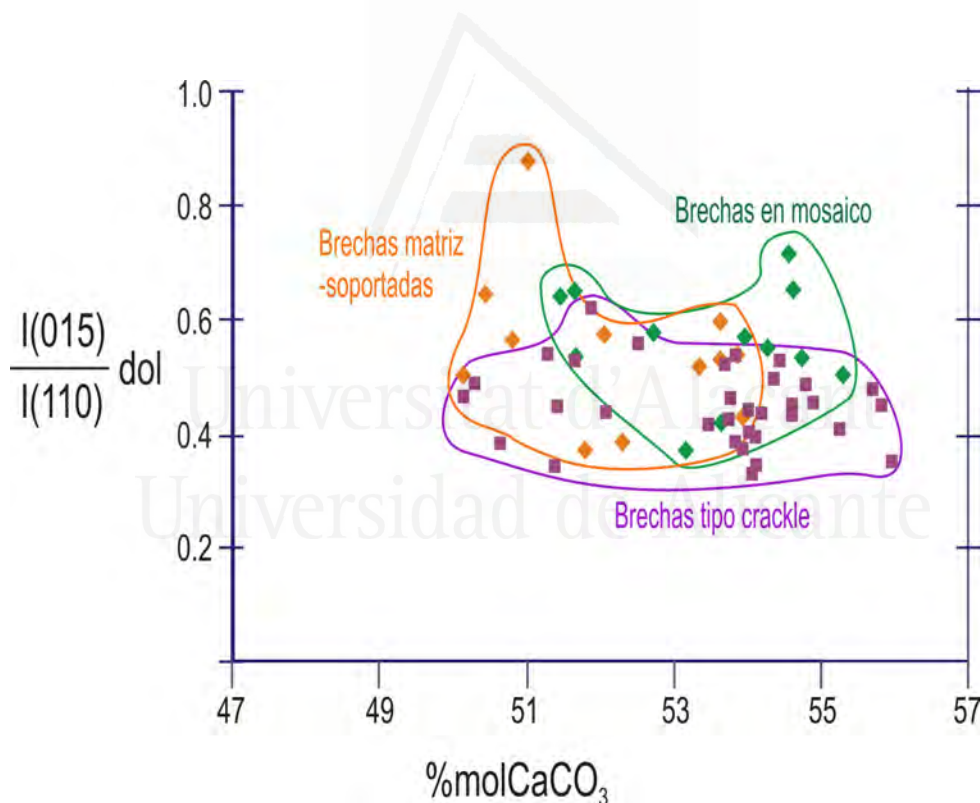


FIGURA 4.2. Orden  $[(I(015)/I(110))]$  vs. estequiometría (%molCaCO<sub>3</sub>) en las dolomitas de las principales microfacies brechoides correspondientes a todas las secciones estudiadas.

En la Figura 4.3 se muestra el ordenamiento y estequiometría de las dolomías pertenecientes a las muestras de los sondeos de la Sierra del Cuchillo en función de la tipología textural dominante en las muestras, no observándose ningún patrón al respecto. Asimismo, tampoco hay una correlación clara entre la estequiometría de las dolomitas y el contenido de las mismas en el total de la muestra.



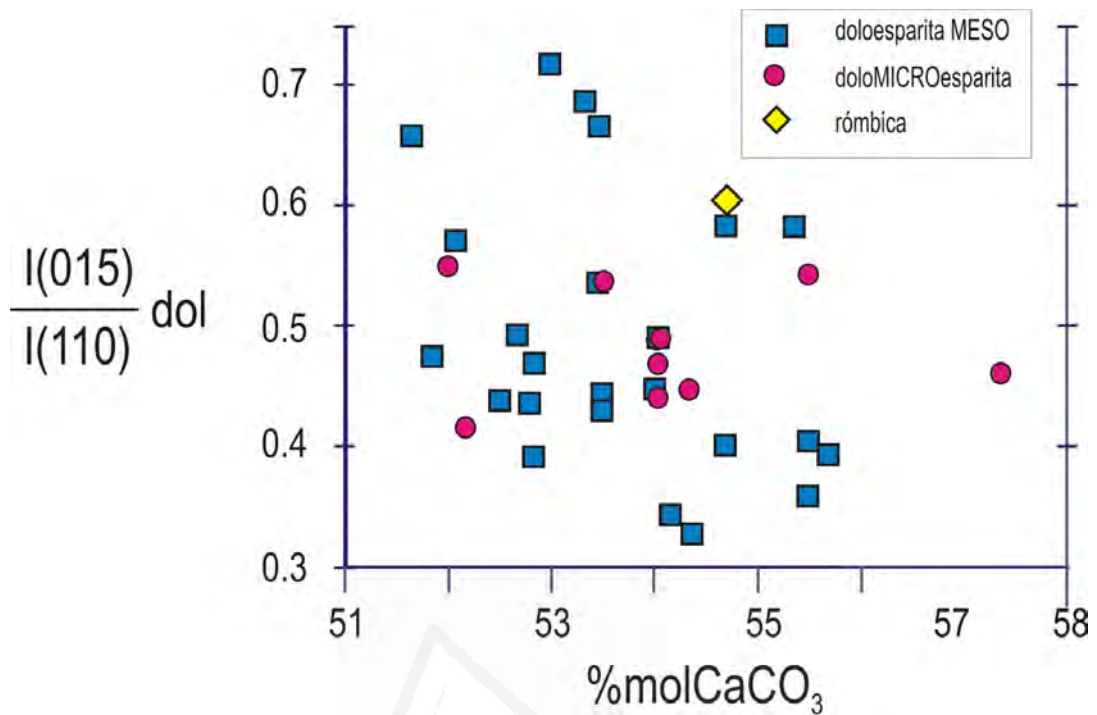


FIGURA 4.3. Orden  $[I(015)/I(110)]$  vs. estequiometría (%molCaCO<sub>3</sub>) de las dolomías brechoides de la Sierra del Cuchillo (SC) en función del tipo de mosaico dolomítico.

## 4.2. Geoquímica de elementos mayores y trazas

Se han analizado muestras de brechas y cementos (venas y espeleotemas) representativas de los principales tipos texturales reconocidos en todos los sectores de estudio (Cuadros 3.2 y 3.3): canteras de Jumilla (JUM), S<sup>a</sup> de la Magdalena W (FV), S<sup>a</sup> del Príncipe, (SP y SPS), serie de Fuente de la Higuera (FHI), canteras de la S<sup>a</sup> de la Cingla (JIM), cantera de la Encina (EN) y S<sup>a</sup> del Cuchillo (SC). En esta última sección se han analizado 36 muestras correspondientes a los sondeos 7 a 12 (ver Figura 3.78; pág.: 98). Los resultados de los análisis geoquímicos se muestran en las tablas 4.2, 4.3 y 4.4.

El estudio geoquímico se ha centrado especialmente en los materiales dolomíticos. En la tabla 4.2 se mostraron los principales parámetros estadísticos de la composición química de las muestras dolomíticas analizadas.

Con respecto a la estequiometría de las dolomías, los datos geoquímicos son coherentes con los obtenidos del estudio mineralógico por DRX, es decir, son dolomías ricas en calcio (Tabla 4.3). El contenido en hierro es relativamente bajo (%Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 0,1 y 0,42), correspondiendo los valores más altos a algunas doloesparitas de la Sierra del Cuchillo (Figura 4.4.). Los valores de manganeso son también bajos, en la mayoría de los casos por debajo de 100ppm (límite de detección analítico), aunque, como hemos visto en el capítulo anterior, gran parte de los tipos texturales dolomíticos presentan catodoluminiscencia, por lo que los contenidos en Mn deben ser mayores de 10ppm.

TABLA 4.2. Composición química dolomías. Parámetros estadísticos.

Mayores (%)	DOLOMIAS (n:47)				CALCITAS (n:3)	
	media	desv tip	max	min	media	desv tip
SiO <sub>2</sub>	0,31	0,17	0,74	0,04	0,19	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,14	0,09	0,37	0,01	0,13	0,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	0,15	0,10	0,42	0,05	0,18	0,20
MnO	0,01	0,00	0,01	0,01*	-	-
MgO	16,17	1,84	19,43	11,70	3,31	3,13
CaO	35,81	2,51	41,28	29,56	52,18	4,14
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,08	0,42	0,07	0,04	0,02
K <sub>2</sub> O	0,03	0,02	0,09	0,01*	0,04	0,03
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,00	0,02	0,01*	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,12	0,82	0,01*	-	-
P.C.	47,04	2,62	58,21	40,97	43,90	0,61
Trazas (ppm)						
Zr	8,63	4,36	16,00	1,00	2,10	1,41
Y	0,97	0,49	2,00	0,30	0,67	0,40
Rb	2,80	1,21	5,00	0,60	1,55	1,48
Sr	197,19	24,82	267,20	132,00	341,07	234,35
Ni	2,97	1,07	5,00	0,50	1,25	1,20
Co	4,95	2,01	7,00	0,20*	0,50	-
Ce	1,52	1,03	5,00	0,40	0,97	1,08
Ba	17,87	9,63	40,00	2,00	11,00	8,49
Cr	4,39	3,02	12,00	1,00	-	-
V	5,20	3,55	17,00	1,00	14,00	-
Th	4,92	3,83	13,00	0,20*	0,20	-
Nb	2,23	1,83	6,00	0,10*	0,10	-
La	3,46	2,94	11,00	0,50	0,50	-
Cs	3,97	2,92	11,00	0,10*	4,00	-
Pb	1,00	0,57	2,00	0,30	0,87	0,45
Mo	1,91	1,34	5,00	0,10*	0,80	-

\*: por debajo del límite de detección de la técnica empleada



TABLA 4.3. Composición química (ICP) de los materiales brechoides Marrón Imperial.

	JUM-1	JUM-5a	JUM-7	CY-6	CY-9	CY-13	FU-2	FU-4	SP-4	SPS-6	JIM-1ngr	JIM-1bl	JIM-7	FHE-3
SiO <sub>2</sub>	0,00	0,19	0,35	0,27	0,26		0,44	0,52	0,36	0,38	0,58	0,06	0,38	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,12	0,12	0,08	0,08	0,04	0,06	0,26	0,16	0,16	0,31	<0,01	0,23	0,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	0,07	0,06	0,11	0,07	0,06	0,07	0,17	0,13	0,10	0,16	0,04	0,32	<0,04
MnO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
MgO	19,41	17,00	18,36	18,55	18,58	18,59	18,80	18,66	19,43	18,84	18,39	0,37	6,60	2,96
CaO	32,54	35,65	33,54	33,64	33,45	33,97	32,87	32,74	32,51	32,93	32,78	56,19	47,92	52,43
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,08	0,10	0,12	0,14	0,11	0,14	0,07	0,09	0,07	0,12	0,03	0,04	0,06
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02		0,03	0,03	0,02	0,02	0,07	0,03	0,04	0,09	<0,01	0,06	0,02
TiO <sub>2</sub>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,01	<0,01
P.C.	47,00	46,60	47,10	46,90	47,10	46,90	47,20	47,10	46,90	47,10	47,20	43,20	44,30	44,20
Zr	1,4	1,5	2,4	1,8	8,2	1,0	1,4	3,8	3,4	2,9	3,6	<0,1	3,1	1,1
Y	0,4	0,4	0,5	0,7	0,3	0,3	0,7	1,7	2,0	1,1	0,8	0,6	1,1	0,3
Rb	1,1	0,8	0,6	1,0	1,1	0,7	0,8	3,3	1,6	1,8	3,8	<0,1	2,6	0,5
Sr	213	219	267	204	219	207	225	201	211	188	206	610	178	236
Cu	0,6	1,1	0,2	1,1	<0,1	0,1	<0,1	1,2	0,6	1,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ni	1,4	1,5	0,5	1,8	0,5	1,6	1,1	2,4	1,7	2,9	2,3	0,4	2,1	<0,1
Co	<0,2	<0,2	0,2	<0,2	<0,2	0,2	0,2	<0,2	0,3	0,3	0,5	<0,2	0,5	<0,2
Ce	0,8	0,8	1,0	0,9	0,7	0,4	1,3	3,1	1,7	1,3	1,9	0,2	2,2	0,5
Ba	4,0	4,0	4,0	4,0	3,0	2,0	5,0	8,0	6,0	7,0	7,0	<1,0	5,0	17,0
V	<8,0	<8,0	9,0	17,0	8,0	9,0	<8,0	<8,0	11,0	<8,0	13,0	<8,0	14,0	<8,0
Th	<0,2	<0,2	0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,3	0,3	<0,2	0,3	<0,2	0,2	<0,2
Nb	0,2	0,0	0,2	0,1	0,1	<0,1	0,1	0,2	0,3	0,2	0,4	<0,1	0,1	<0,1
La	0,5	<0,1	1,1	1,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,8	1,4	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,5
Zn	<1,0	2,0	2,0	3,0	2,0	1,0	2,0	3,0	2,0	5,0	1,0	<1,0	4,0	<1,0
Cs	0,2	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,1	0,3	<0,1	0,2	<0,1
Pb	<0,1	0,7	0,8	0,7	1,0	0,3	0,6	1,2	0,9	1,1	0,6	1,3	0,9	0,4
Mo	0,4	0,4	0,6	0,1	0,2	0,1	1,4	1,5	0,8	1,0	0,8	<0,1	0,8	<0,1
U	1,4	1,1	2,3	2,2	1,6	1,8	1,3	1,2	6,9	3,5	1,9	<0,1	0,9	1,2
Sb	1,0	0,4	0,7	1,5	0,4	0,6	0,4	9,1	16,8	12,0	0,5	0,2	1,1	1,8
As	4,8	4,1	3,9	5,3	2,4	4,7	4,1	4,9	6,9	6,0	4,2	3,9	7,2	4,1
Nd	0,3	0,3	<0,3	0,7	<0,3	<0,3	0,6	1,7	1,0	0,6	0,7	<0,3	1,2	<0,3
Sm	0,08	0,08	0,07	0,15	0,07	0,06	0,13	0,30	0,20	0,13	0,17	<0,05	0,23	<0,05
(Mg/Ca)	0,50	0,40	0,46	0,46	0,47	0,46	0,48	0,48	0,50	0,48	0,47	0,01	0,12	0,05
(Sr/Ca)·10 <sup>3</sup>	0,92	0,86	1,12	0,85	0,92	0,85	0,96	0,86	0,91	0,80	0,88	1,52	0,52	0,63
(Sr/Mg)·10 <sup>3</sup>	1,83	2,15	2,43	1,84	1,97	1,85	2,00	1,80	1,81	1,66	1,87	274,6	4,49	13,27
(Rb/Sr)·10 <sup>3</sup>	5,17	3,65	2,25	4,89	5,02	3,39	3,55	16,39	7,59	9,57	18,46	0,00	14,61	2,12

TABLA 4.4. Composición química (FRX) de los materiales brechoides de la S<sup>a</sup> del Cuchillo.

ELEMENTO	S6/1	S6/2	S6/3	S6/4	S6/5	S6/6	S6/7	S7/1a	S7/2	S7/3	S7/4	S7/5a
SiO <sub>2</sub>	0,04	0,38	0,38	0,23	0,19	0,40	0,65	0,55	0,30	0,15	0,37	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,19	0,21	0,11	0,10	0,18	0,28	0,24	0,12	0,08	0,17	0,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,14	0,11	0,12	0,12	0,16	0,19	0,16	0,09	0,07	0,13	0,19
MnO	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
MgO	15,38	15,98	14,99	16,15	16,39	16,07	15,99	15,77	13,80	16,00	17,01	14,94
CaO	38,05	36,26	37,25	36,14	36,88	35,76	35,09	37,20	39,16	36,32	35,89	35,88
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,31	0,25	0,25	0,27	0,21	0,24	0,35	0,31	0,24	0,25	0,25
K <sub>2</sub> O	<0,01	0,03	0,03	<0,01	<0,01	0,04	0,07	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,01
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,09	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06
P.C.	46,15	46,64	46,69	46,94	46,00	47,12	47,42	45,65	46,15	47,08	46,10	48,10
Zr	12,0	16,0	10,0	9,0	11,0	10,0	7,0	14,0	15,0	9,0	11,0	12,0
Y	1,0	1,0	1,0	1,0	<0,1	1,0	1,0	1,0	<0,1	1,0	<0,1	1,0
Rb	3,0	4,0	4,0	3,0	3,0	4,0	5,0	4,0	3,0	3,0	4,0	4,0
Sr	196	185	174	181	223	209	197	150	169	182	196	230
Cu	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ni	2,0	3,0	4,0	3,0	3,0	4,0	4,0	3,0	4,0	2,0	3,0	4,0
Co	6,0	6,0	6,0	6,0	7,0	6,0	5,0	6	5,0	6,0	6,0	6,0
Ce	1,0	1,0	<0,1	<0,1	2,0	<0,1	2,0	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,0
Ba	8,0	28,0	20,0	16,0	17,0	19,0	22,0	25,0	22,0	17,0	17,0	16,0
Cr	1,0	3,0	5,0	3,0	3,0	7,0	7,0	4,0	3,0	1,0	2,0	2,0
V	3,0	5,0	3,0	4,0	5,0	4,0	5,0	2,0	5,0	9,0	4,0	7,0
Th	<0,2	<0,2	4,0	1,0	<0,2	4,0	12	<0,2	<0,2	6,0	3,0	<0,2
Nb	2,0	<0,1	3,0	2,0	2,0	4,0	6,0	<0,1	<0,1	3,0	3,0	1,0
La	10,0	3,0	<0,1	7,0	8,0	11,0	3,0	<0,1	4,0	<0,1	2,0	3,0
Zn	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0
Cs	<0,1	4,0	4,0	<0,1	1,0	7,0	3,0	6,0	4,0	<0,1	3,0	1,0
Pb	1,0	<0,1	1,0	<0,1	1,0	1,0	<0,1	1,0	<0,1	<0,1	2,0	1,0
Mo	2,0	1,0	1,0	<0,1	2,0	3,0	2,0	1,0	5,0	2,0	2,0	3,0
Cl	133	233	142	228	193	199	193	129	163	210	195	244
H (metros)	5,9	11,7	13,1	16,1	23,5	27,7	31,1	5,1	7,6	13,7	17,5	23,5
(Mg/Ca)	0,34	0,37	0,34	0,38	0,37	0,38	0,38	0,36	0,30	0,37	0,40	0,35
(Sr/Ca)·10 <sup>3</sup>	0,72	0,71	0,65	0,70	0,85	0,82	0,79	0,56	0,60	0,70	0,76	0,90
(Sr/Mg)·10 <sup>3</sup>	2,12	1,93	1,93	1,87	2,27	2,17	2,05	2,05	2,05	2,05	2,05	2,57
(Rb/Sr)·10 <sup>3</sup>	15,31	21,62	22,99	16,57	13,45	19,14	25,38	26,67	17,75	16,48	20,41	17,39



TABLA 4.4. (CONT.). Composición química (FRX) de los materiales de la Sª del Cuchillo

ELEMENTO	S8/1	S8/3	S8/4	S8/5	S9/1a	S9/1b	S9/2	S9/3	S9/4	S9/5	S9/7	S10/1
SiO <sub>2</sub>	0,13	0,16	0,05	0,12	0,04	0,17	0,37	0,25	0,14	0,18	0,50	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,07	0,01	0,04	0,20	0,01	0,16	0,17	0,05	0,12	0,29	0,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,10	0,08	0,08	0,05	0,05	0,10	0,35	0,08	0,42	0,33	0,27
MnO	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-
MgO	16,49	15,13	16,29	16,39	16,56	14,28	16,52	12,27	16,47	13,70	13,89	15,33
CaO	36,79	37,44	35,33	36,19	36,09	38,61	36,24	39,15	35,65	41,28	38,29	36,78
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,23	0,32	0,31	0,21	0,28	0,23	0,19	0,26	0,27	0,25	0,29
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	0,03	-
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	-	0,01	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,82	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05
P.C.	46,21	46,80	47,87	46,81	46,81	46,55	45,55	47,55	47,29	43,95	46,36	47,02
Zr	14,0	6,0	11,0	8,0	7,0	6,0	10,0	8,0	14,0	8,0	16,0	11,0
Y	1,0	1,0	-	-	1,0	1,0	2,0	1,0	1,0	1,0	1,0	-
Rb	3,0	3,0	2,0	2,0	3,0	1,0	2,0	3,0	3,0	2,0	4,0	2,0
Sr	187	195	221	219	176	178	244	183	217	170	187	221
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,0	-	-
Ni	2,0	4,0	3,0	3,0	2,0	3,0	4,0	4,0	3,0	5,0	3,0	4,0
Co	5,0	6,0	7,0	5,0	6,0	5,0	6,0	5,0	6,0	7,0	5,0	6,0
Ce	-	2,0	-	1,0	1,0	-	2,0	2,0	-	-	1,0	-
Ba	17,0	24,0	19,0	17,0	14,0	40,0	26,0	15,0	14,0	23,0	38,0	33,0
Cr	1,0	1,0	-	7,0	1,0	-	4,0	8,0	3,0	12,0	9,0	5,0
V	-	4,0	3,0	1,0	-	3,0	3,0	1,0	2,0	5,0	7,0	3,0
Th	-	7,0	-	-	-	13,0	1,0	9,0	-	7,0	-	1,0
Nb	-	4,0	-	2,0	3,0	6,0	2,0	3,0	1,0	5,0	-	1,0
La	-	-	-	2,0	6,0	-	3,0	3,0	-	1,0	1,0	1,0
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	2,0	6,0	8,0	3,0	1,0	5,0	2,0	8,0	-	7,0	6,0	5,0
Pb	-	1,0	-	-	-	1,0	1,0	-	-	-	1,0	2,0
Mo	1,0	3,0	1,0	2,0	-	3,0	1,0	4,0	4,0	3,0	3,0	1,0
Cl	193	313	278	287	353	208	436	105	294	231	334	223
H (metros)	1,1	21,5	21,7	29,8	3,7	3,7	11,7	17,5	22,9	26,9	32,9	2,7
(Mg/Ca)	0,38	0,34	0,39	0,38	0,39	0,31	0,38	0,26	0,39	0,28	0,30	0,38
(Sr/Ca)·10 <sup>3</sup>	0,71	0,73	0,88	0,85	0,68	0,65	0,94	0,65	0,85	0,58	0,68	0,71
(Sr/Mg)·10 <sup>3</sup>	1,89	2,15	2,26	2,23	1,77	2,08	2,46	2,48	2,20	2,07	2,24	1,89
(Rb/Sr)·10 <sup>3</sup>	16,04	15,38	9,05	9,13	17,05	5,62	8,20	16,39	13,82	11,76	21,39	16,04

CAPÍTULO 4

TABLA 4.4 (CONT.). Composición química (FRX) de los materiales de la S<sup>a</sup> del Cuchillo

ELEMENTO	S10/1	S10/2	S10/3	S10/4	S10/5	S10/6a	S10/7	S11/4	S11/5	S11/6	S12/1	S12/3	S12/4
SiO <sub>2</sub>	0,15	0,21	0,49	0,22	0,18	0,29	0,26	0,16	0,42	0,13	0,53	0,64	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,09	0,23	0,14	0,07	0,12	0,10	0,10	0,21	0,05	0,23	0,32	0,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,27	0,27	0,39	0,29	0,06	0,10	0,10	0,29	0,27	0,13	0,15	0,25	0,27
MnO	-	-	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	15,33	15,16	15,93	15,32	11,70	13,81	15,68	17,15	17,77	17,19	15,70	12,89	15,12
CaO	36,78	36,58	34,90	37,51	29,57	29,56	34,94	41,03	38,99	38,97	35,64	35,37	35,89
Na <sub>2</sub> O	0,29	0,26	0,20	0,22	0,16	0,25	0,30	0,25	0,32	0,42	0,29	0,20	0,19
K <sub>2</sub> O	-	-	0,01	-	-	0,01	0,01	-	0,02	-	0,03	0,06	0,05
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06
P.C.	47,02	47,37	47,78	46,23	58,21	55,82	48,56	40,97	41,94	43,06	47,36	50,20	47,30
Zr	11,0	9,0	9,0	15,0	4,0	10,0	15,0	9,0	10,0	4,0	9,0	12,0	13,0
Y	-	1,0	-	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	-	1,0	1,0	1,0
Rb	2,0	3,0	3,0	3,0	3,0	4,0	4,0	2,0	3,0	2,0	4,0	5,0	5,0
Sr	221	161	169	195	189	198	216	227	179	173	188	132	191
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	4,0	4,0	4,0	4,0	3,0	3,0	2,0	4,0	4,0	4,0	3,0	4,0	4,0
Co	6,0	5,0	6,0	5,0	5,0	6,0	6,0	5,0	6,0	5,0	6,0	6,0	5,0
Ce	-	-	-	-	-	-	1,0	2,0	-	-	-	-	5,0
Ba	33,0	21,0	21,0	22,0	20,0	25,0	21,0	20,0	30,0	11,0	37,0	27,0	24,0
Cr	5,0	-	7,0	4,0	-	3,0	2,0	6,0	6,0	-	3,0	4,0	9,0
V	3,0	1,0	2,0	7,0	3,0	4,0	1,0	4,0	4,0	10,0	5,0	5,0	7,0
Th	1,0	-	8,0	-	7,0	5,0	-	3,0	4,0	11,0	6,0	-	-
Nb	1,0	-	2,0	-	4,0	5,0	1,0	3,0	4,0	5,0	3,0	1,0	2,0
La	1,0	-	1,0	-	1,0	-	8,0	5,0	-	-	-	1,0	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	5,0	3,0	5,0	6,0	-	11,0	5,0	6,0	6,0	1,0	8,0	4,0	1,0
Pb	2,0	1,0	-	1,0	-	-	1,0	-	-	-	-	-	-
Mo	1,0	-	3,0	3,0	2,0	1,0	2,0	2,0	2,0	4,0	1,0	-	5,0
Cl	223	320	135	142	221	205	320	234	166	255	277	106	196
H (metros)	2,7	5,9	9,3	14,6	19,2	29,9	33,3	17,5	21,1	28,4	4,7	8,9	16,1
(Mg/Ca)	0,35	0,35	0,38	0,34	0,33	0,39	0,38	0,35	0,38	0,37	0,37	0,31	0,35
(Sr/Ca)·10 <sup>3</sup>	0,84	0,62	0,68	0,73	0,90	0,94	0,87	0,77	0,64	0,62	0,74	0,52	0,75
(Sr/Mg)·10 <sup>3</sup>	2,40	1,77	1,77	2,12	2,69	2,39	2,30	2,21	1,68	1,68	2,00	1,71	2,11
(Rb/Sr)·10 <sup>3</sup>	9,05	18,63	17,75	15,38	15,87	20,20	18,52	8,81	16,76	11,56	21,28	37,88	26,18



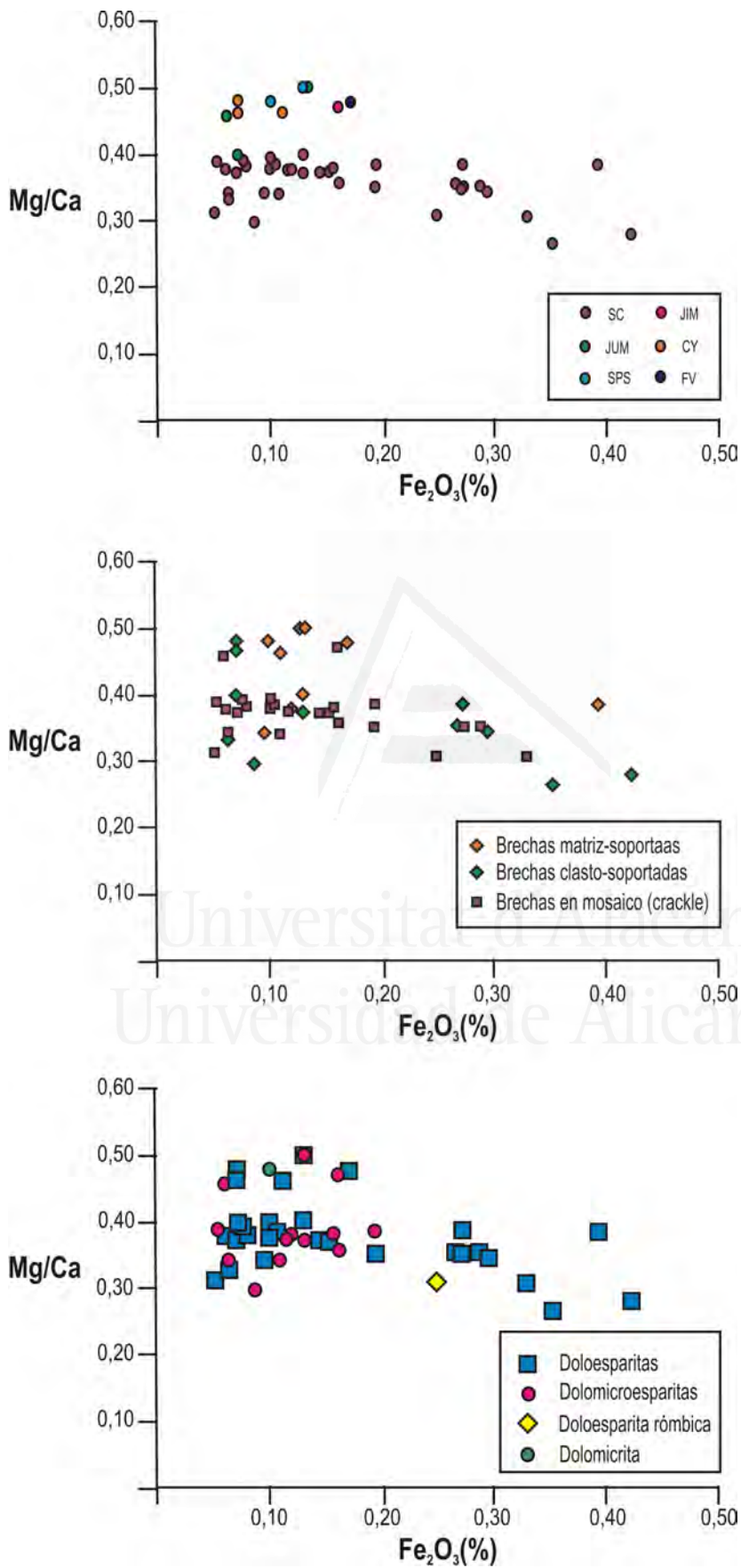


FIGURA 4.4.

Diagrama Mg/Ca vs. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de las dolomitas de las principales microfacies brechoideas correspondientes a todas las secciones estudiadas.

Los contenidos en silicio y aluminio son también bajos, indicando la escasa presencia de fases silicatadas en los materiales estudiados. Con respecto al resto de elementos mayores analizados:

- Los contenidos en sodio son relativamente altos (220-3100ppm) (Figura 4.5).
- Por el contrario, los contenidos en cloro son más bajos. Las dolomicroesparitas analizadas no alcanzan los 250ppm, si bien los términos doloesaríticos presentan un mayor rango de composición (100-450ppm) (Figura 4.4).

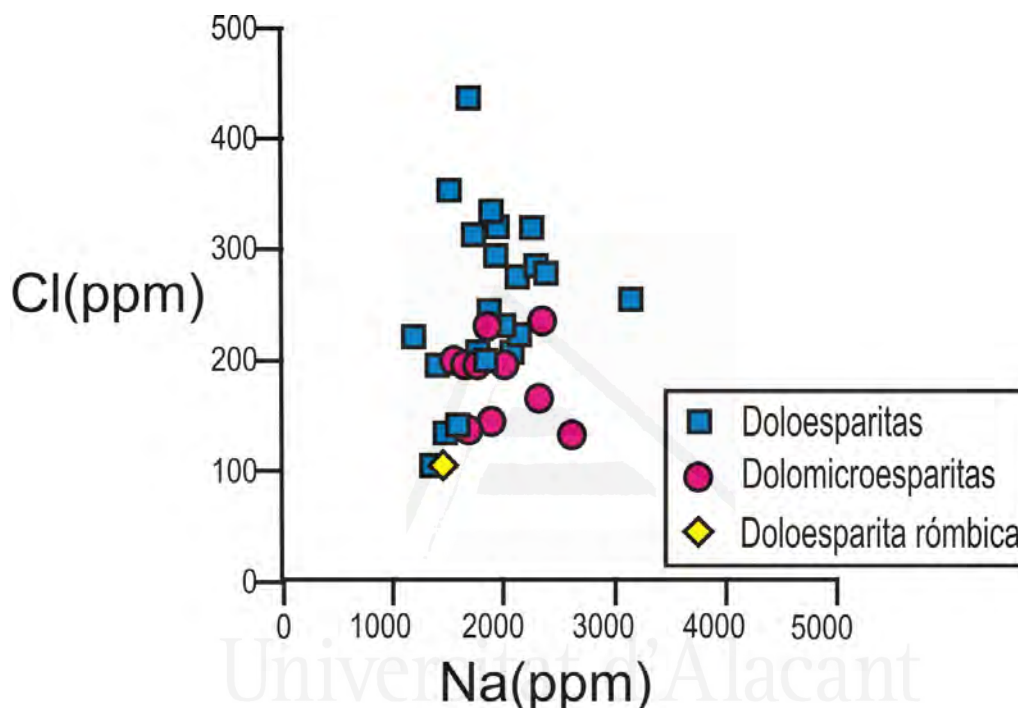


FIGURA 4.5. Diagrama Cl vs. Na de las dolomías brechoideas de la Sierra del Cuchillo.

De todos los elementos trazas analizados en las dolomías, es el estroncio el que se presenta en mayor proporción en todos los tipos texturales, tanto de brechas, como en doloesaritas y calcitas. Los contenidos en las fases dolomíticas varían entre 132 y 268ppm (Figs.4.6 a 4.9), presentando una buena correlación con los contenidos en magnesio y calcio (Fig. 4.6). No obstante, no se observa ninguna discriminación de los mencionados grupos (tipos de brechas, tipos petrográficos dolomíticos) en cuanto al contenido en estroncio (Figs. 4.6 y 4.7).

En las muestras de la Sierra del Cuchillo se observa una relación entre el contenido de estroncio y la calidad cromática. Las dolomías marrones más oscuras siempre presentan un mayor contenido en estroncio (Figura 4.8), no observándose esta pauta en otros elementos cromóforos típicos en dolomías como por ejemplo el hierro (Figura 4.9).



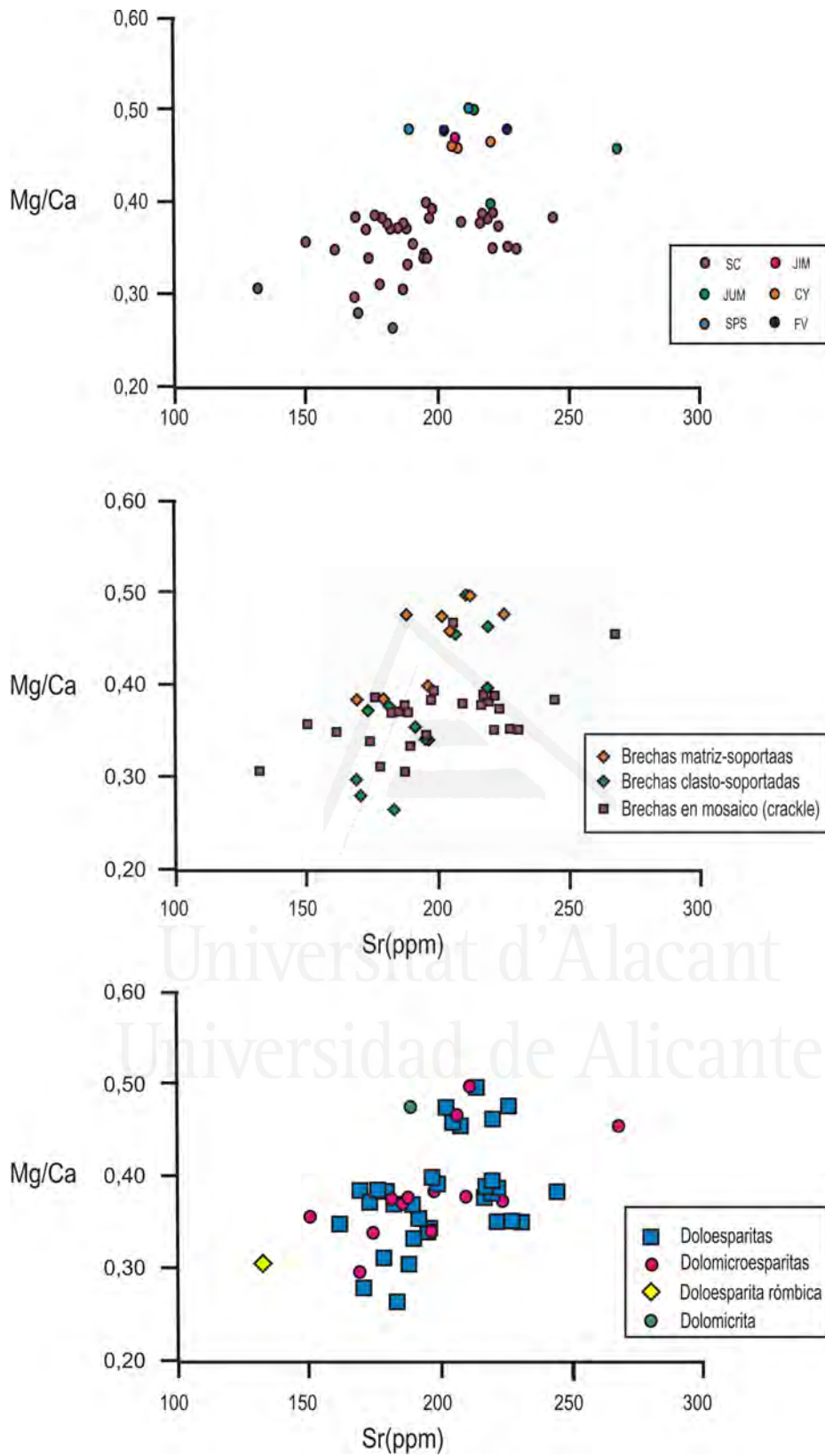


FIGURA 4.6. Diagrama Sr vs. Mg/Ca de las dolomitas de las principales microfacies brechoideas correspondientes a todas las secciones estudiadas.

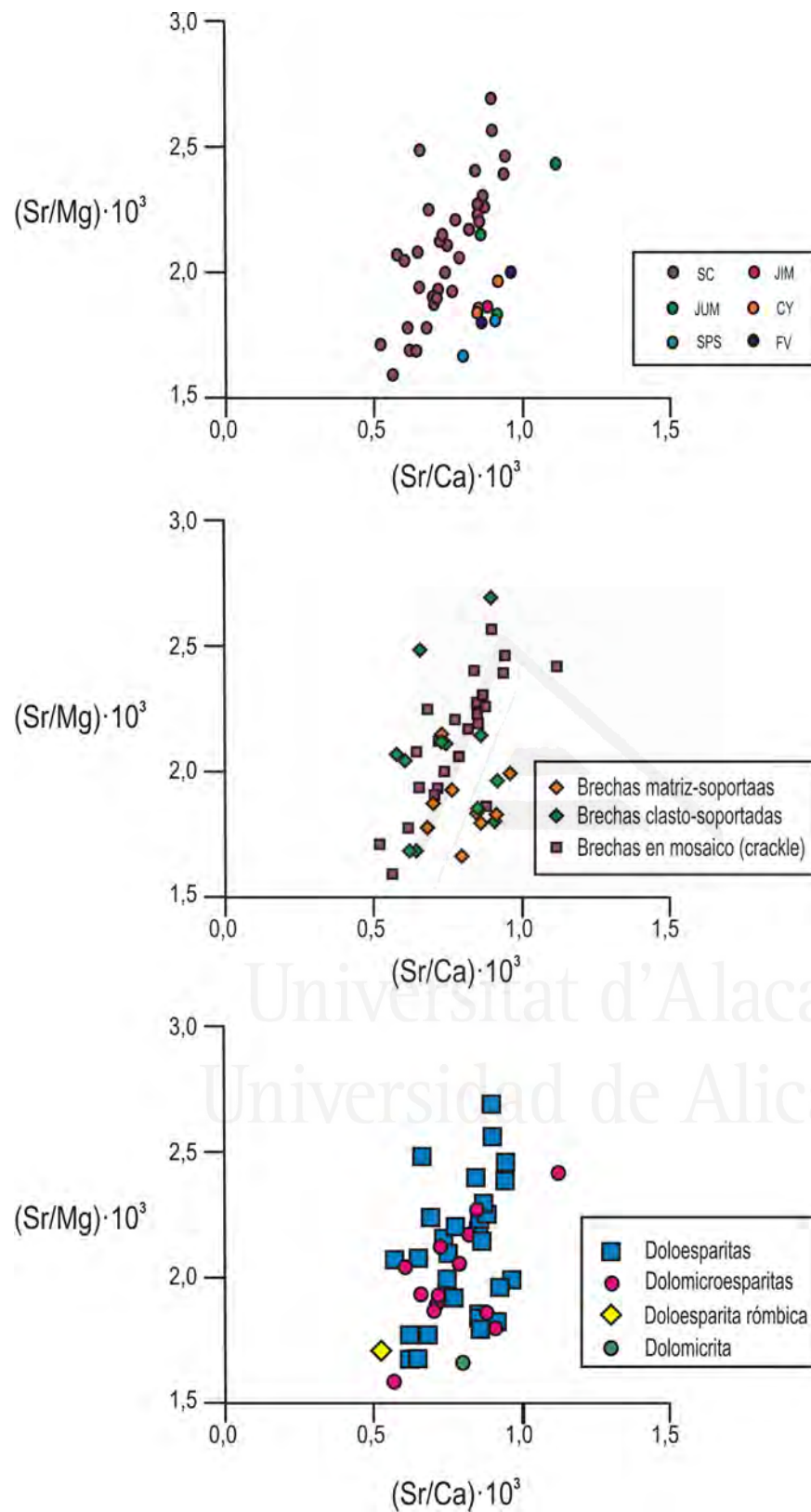


FIGURA 4.7. Diagrama  $(Sr/Mg) \cdot 10^3$  vs.  $(Sr/Ca) \cdot 10^3$  de las dolomitas de las principales microfacies brechoideas correspondientes a todas las secciones estudiadas.

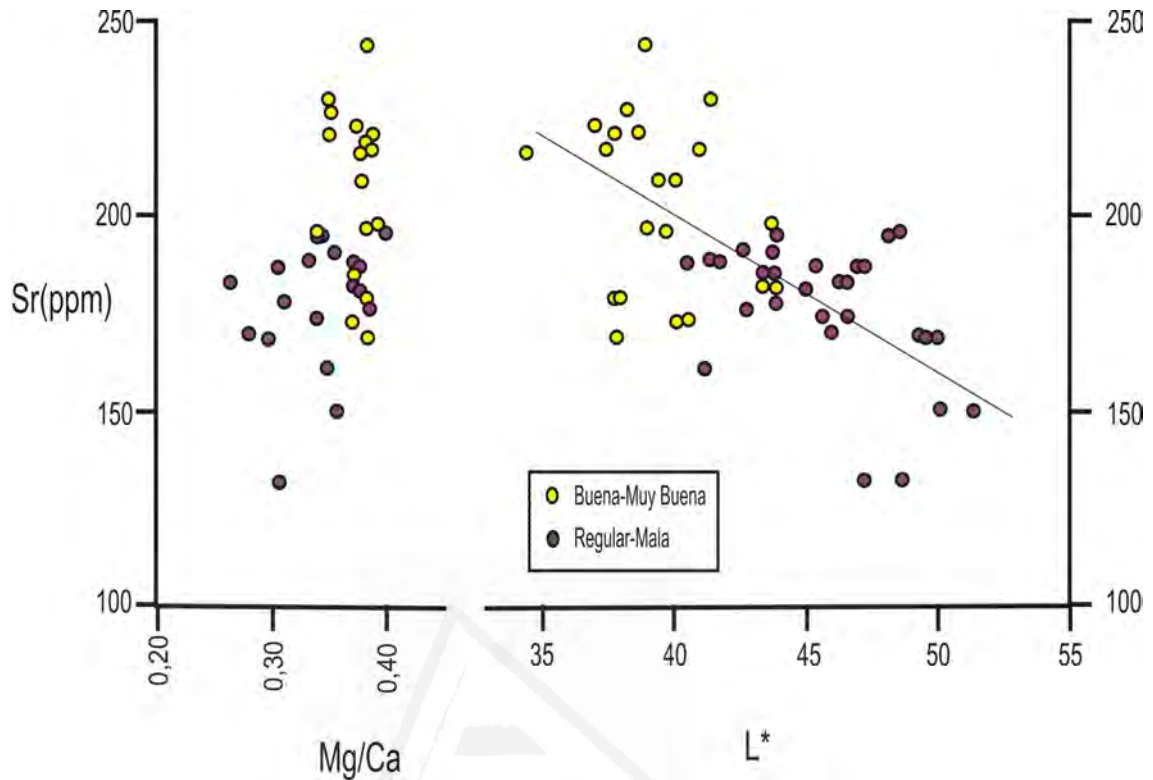


FIGURA 4.8. Diagrama Sr (ppm) vs.  $(Mg/Ca) \cdot 10^3$  y  $L^*$  de las dolomitas de muestras de la Sierra del Cuchillo.

Los contenidos en otros elementos traza no son significativos, estando en muchas ocasiones por debajo del límite de detección analítico. Por ejemplo, elementos calcófilos sensibles a las condiciones redox ambientales, como el arsénico, molibdeno, níquel o zinc, presentan una concentración muy baja (<10ppm) así como el uranio (<10ppm), rubidio (0,5-5ppm) o bario (2-40ppm) (Tabla 4.3).

Los cementos calcíticos analizados, al igual de las dolomías, muestran unos similares de hierro y significativamente menores en silicio, aluminio, sodio y potasio. Con respecto a los elementos traza destacan los altos valores en estroncio (175-610ppm).

Algunos cristales seleccionados fueron analizados por EDS para cuantificar la variación composicional de centro a borde. En la Figura 4.10 se muestra un ejemplo de un cristal correspondiente a una muestra de la sección de Jumilla (Sector SW zona estudio). Se trata de un cristal dolomítico DOL-1 con sobrecrecimiento de DOL-2. En la Tabla 4.5. Se muestran los resultados. La relación Mg/Ca es relativamente homogénea en todas las bandas del cristal.



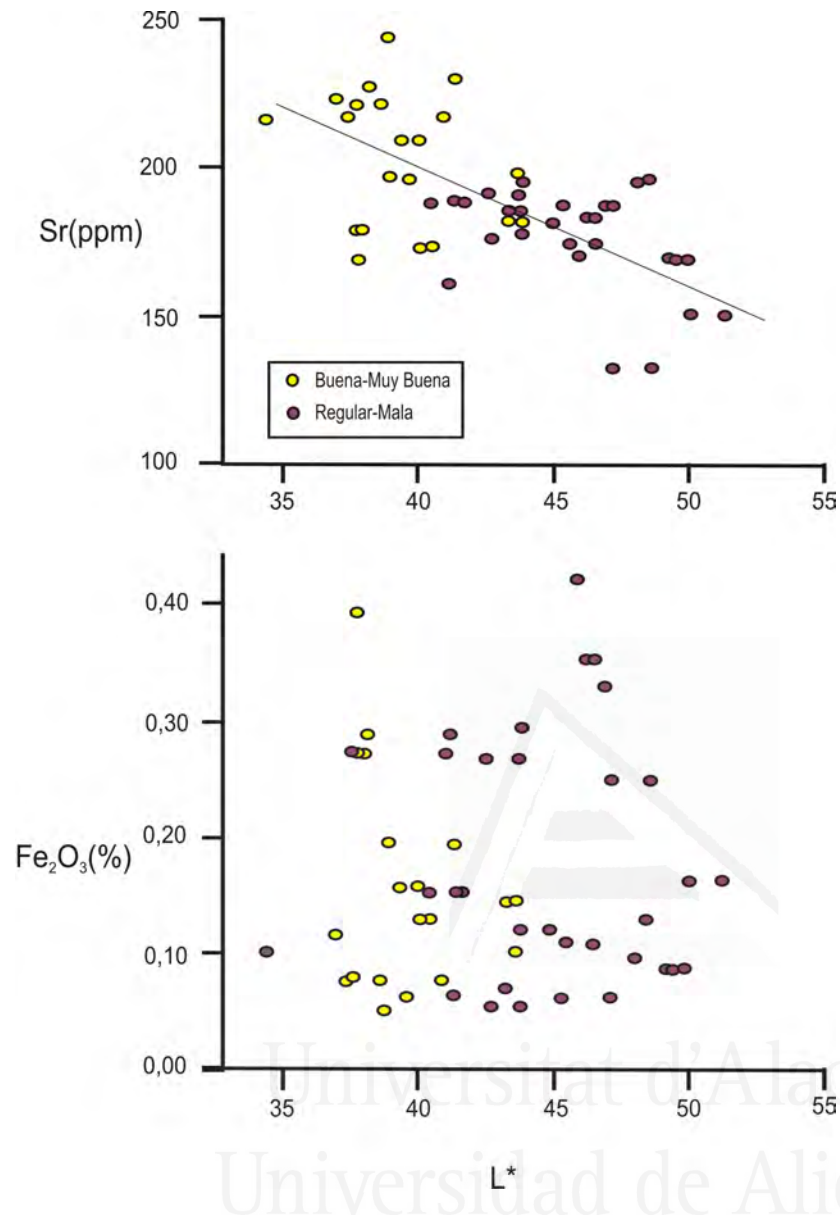


FIGURA 4.9.

Diagrama L\* vs Sr (ppm) y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%) de las dolomitas de muestras de la Sierra del Cuchillo

TABLA 4.5. Análisis EDS muestra JUM.

	(% atómico)					
	Ca	Mg	Si	Al	Na	Mg/Ca
CL-1	26.59	21.76	0.75	-	-	0.82
CL-2	27.68	20.75	0.66	-	-	0.75
CL-3	26.97	21.79	0.56	-	-	0.81
CL-4	29.02	19.11	0.50	0.27	0.43	0.66
CL-5	26.44	21.14	0.90	0.31	0.43	0.80

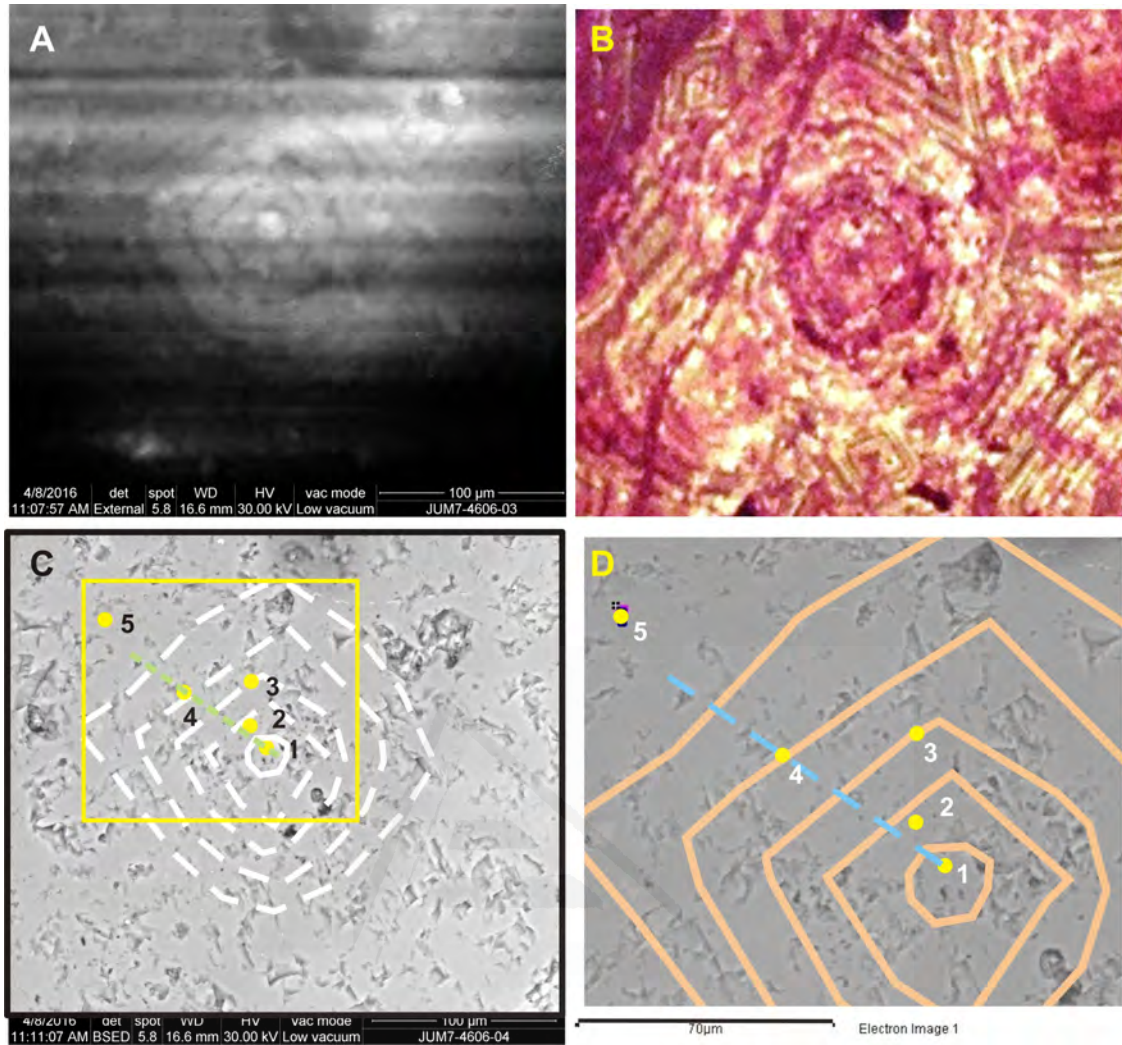


FIGURA 4.10. A) Vista en CL-ESEM de cristal dolomítico zonado. B) Vista de A en CL. C) Vista en MEB son indicación de zonados y análisis EDS. D) Ampliación de C.

### 4.3. Isótopos estables de oxígeno y carbono

Se han analizado muestras de brechas, venas y espeleotemas asociado de la mayor parte de las secciones estudiadas: canteras de Jumilla (JUM), S<sup>a</sup> de la Magdalena W (FV), S<sup>a</sup> del Príncipe, zona sur (SPS), S<sup>a</sup> del Cuchillo (SC), cantera de la Encina (EN) y serie de Fuente de la Higuera (FHI) (Tabla 4.1). La mayor parte de los materiales, tanto los de naturaleza calcítica como las dolomías, presenta una composición en isótopos estables de carbono y oxígeno bastante ligera, con valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre 2 y -11‰ y de  $\delta^{18}\text{O}$  entre 3 y -9‰.

En la figura 4.11 se han representado todas las muestras analizadas, discriminándolas por secciones y por su naturaleza dolomítica o calcítica. Basándose en su composición isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ), se pueden distinguir dos grupos de dolomías brechoides: un primer grupo que tiene unos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre 0 y 2‰, y de  $\delta^{18}\text{O}$  entre 0 y -1,5‰; y un segundo grupo que presenta unos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  similares (0 a -2,5‰) y de  $\delta^{13}\text{C}$  más ligeros, oscilando entre -1,5 y -6,5‰. La diferente composición isotópica de estos dos grupos de dolomías probablemente indique una génesis distinta, tanto en el mecanismo de dolomitización, como en la edad del mismo.

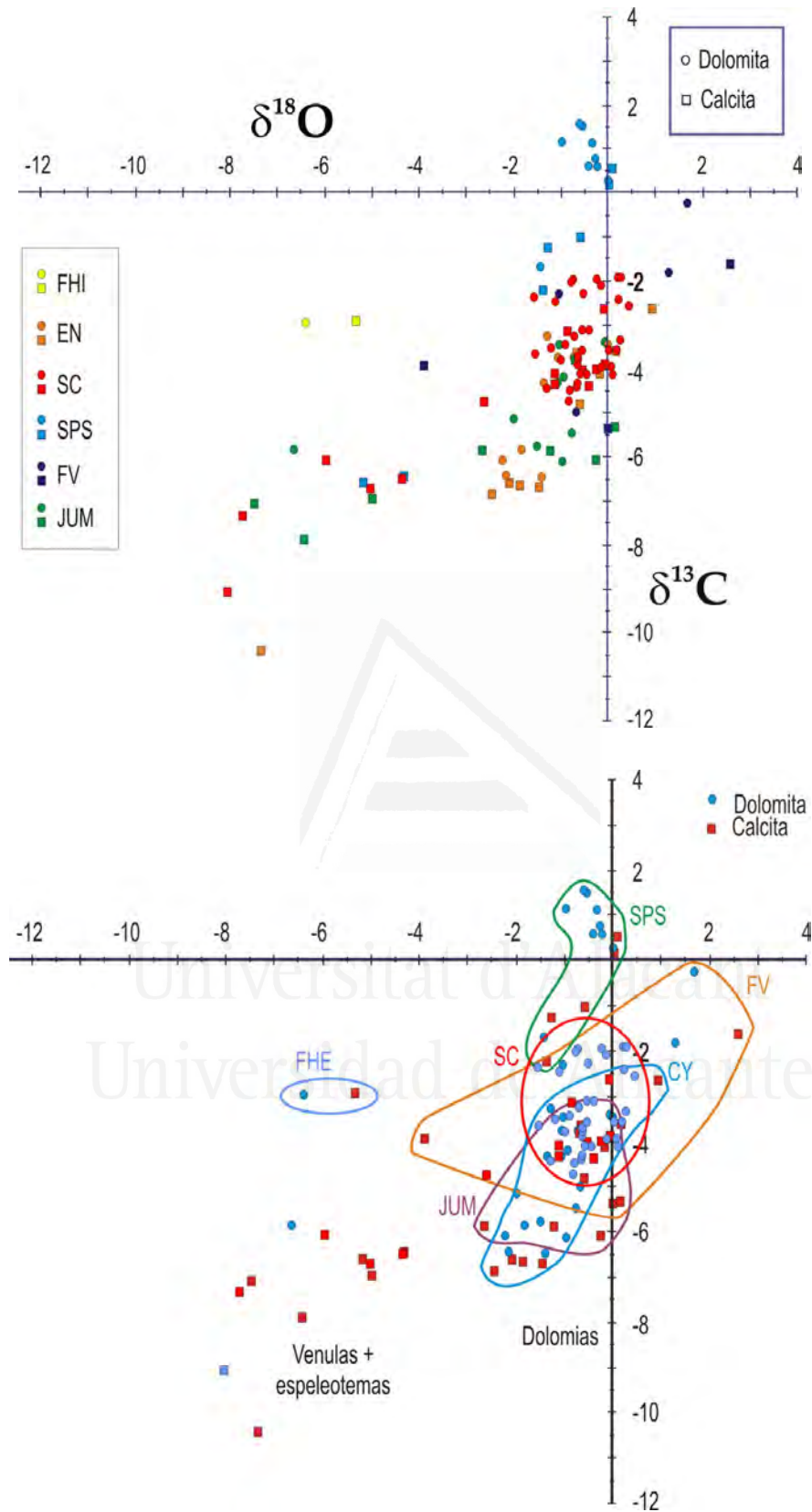


FIGURA 4.11. Diagrama  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  de dolomías brechoides y materiales asociados.



Los cristales de calcita que se encuentran en los mosaicos dolomíticos, ya sean relictos o resultado de productos de dedolomitización, presentan una composición isotópica semejante a la de la dolomías en su conjunto, con valores de  $\delta^{13}\text{C}$  oscilando entre 1 y -7‰ y de  $\delta^{18}\text{O}$  entre 1 y -3‰. Sin embargo, la composición isotópica de las vénulas calcíticas es marcadamente más ligera, tanto para el oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}$ : -4 a -8‰) como para el carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ : -6 a -11‰). De modo análogo sucede con los espeleotemas asociados a estos materiales, que presentan una mineralogía y una composición isotópica similar a las vénulas calcíticas.

No se observa discriminación en función del tipo de material brechoide al que pertenecían los clastos dolomíticos analizados (Figura 4.12).

En la figura 4.13 se han marcado las muestras que presentaban tanto dolomita como calcita en su composición, ya fuera esta última relictos de caliza original (pre-dolomitización), resultado de procesos de dedolomitización, cemento o espeleotema.

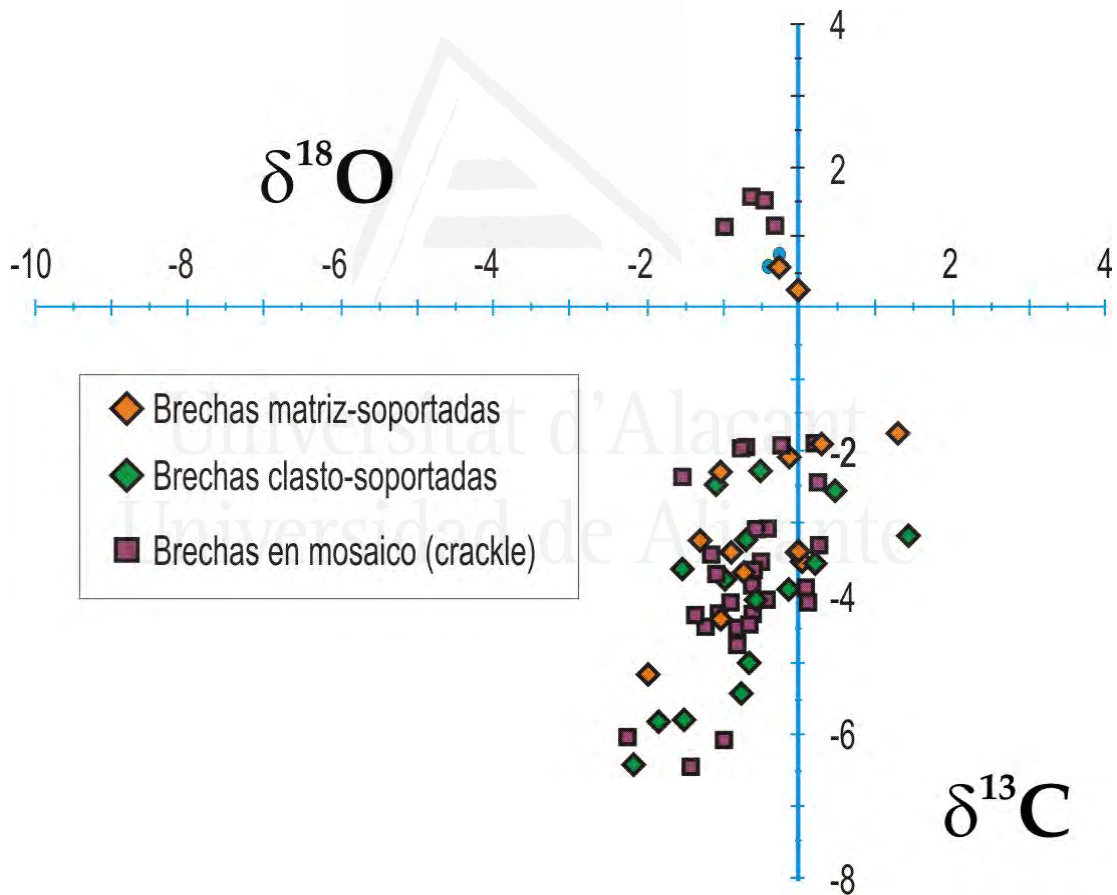


FIGURA 4.12. Composición isotópica de los clastos dolomíticos de los diferentes tipos de brechas reconocidas.

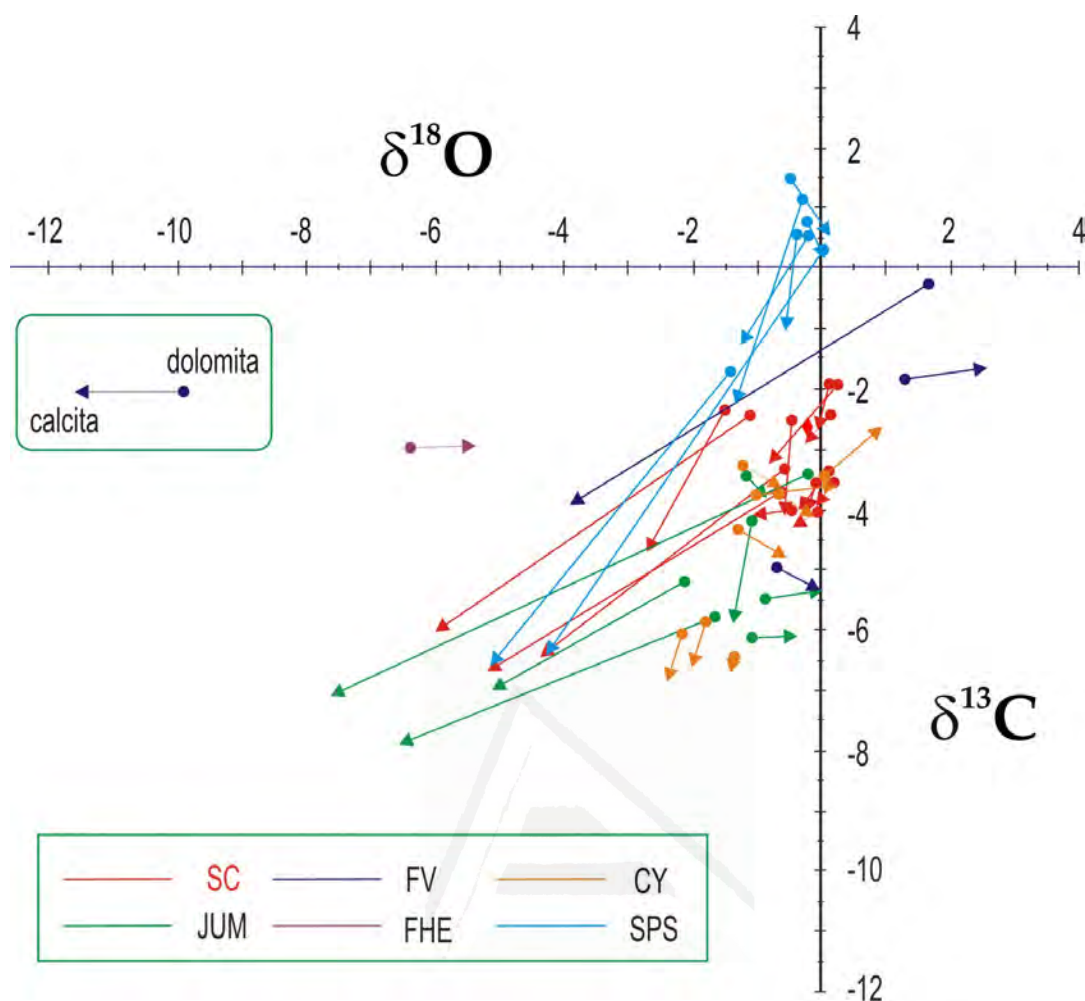


FIGURA 4.13. Composición isotópica las muestras que presentaban contenidos en calcita y dolomita.

Las dolomías de la Sierra del Cuchillo son el grupo del que se han obtenido mayor número de datos isotópicos. Estas dolomías presentan unos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -2 y -5‰, y de  $\delta^{18}\text{O}$  entre 0,5 y -1,8‰ (Figura 4.14). Los cristales de calcita que se encuentran en los mosaicos dolomíticos, ya sean relictos o resultado de productos de dedolomitización, presentan una composición isotópica semejante a la de la dolomías en su conjunto, con valores de  $\delta^{13}\text{C}$  oscilando entre -2,5 y -4,5‰ y de  $\delta^{18}\text{O}$  entre 0 y -1,2‰. Sin embargo, la composición isotópica de las vénulas calcíticas blancas y de los espeleotemas asociados es marcadamente más ligera, tanto para el oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}$ : -4 a -8‰) como para el carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ : -6 a -9‰) (Figuras 4.10 y 4.12).

A falta de estudios de inclusiones fluidas que nos aportaran datos sobre paleotemperaturas y composición de los fluidos mineralizantes (dolomitización, vénulas, etc.) podemos hacer una aproximación a la composición isotópica (oxígeno) y temperaturas en base a ecuaciones de fraccionamiento calcita-agua y dolomita-agua. En este estudio empleamos los diagramas elaborados por Gasparrini et al. (2006) que se basa en las ecuaciones de fraccionamiento de Land (1983) para la dolomita y de Friedman y Oneil (1977) para la calcita (Figura 4.15).

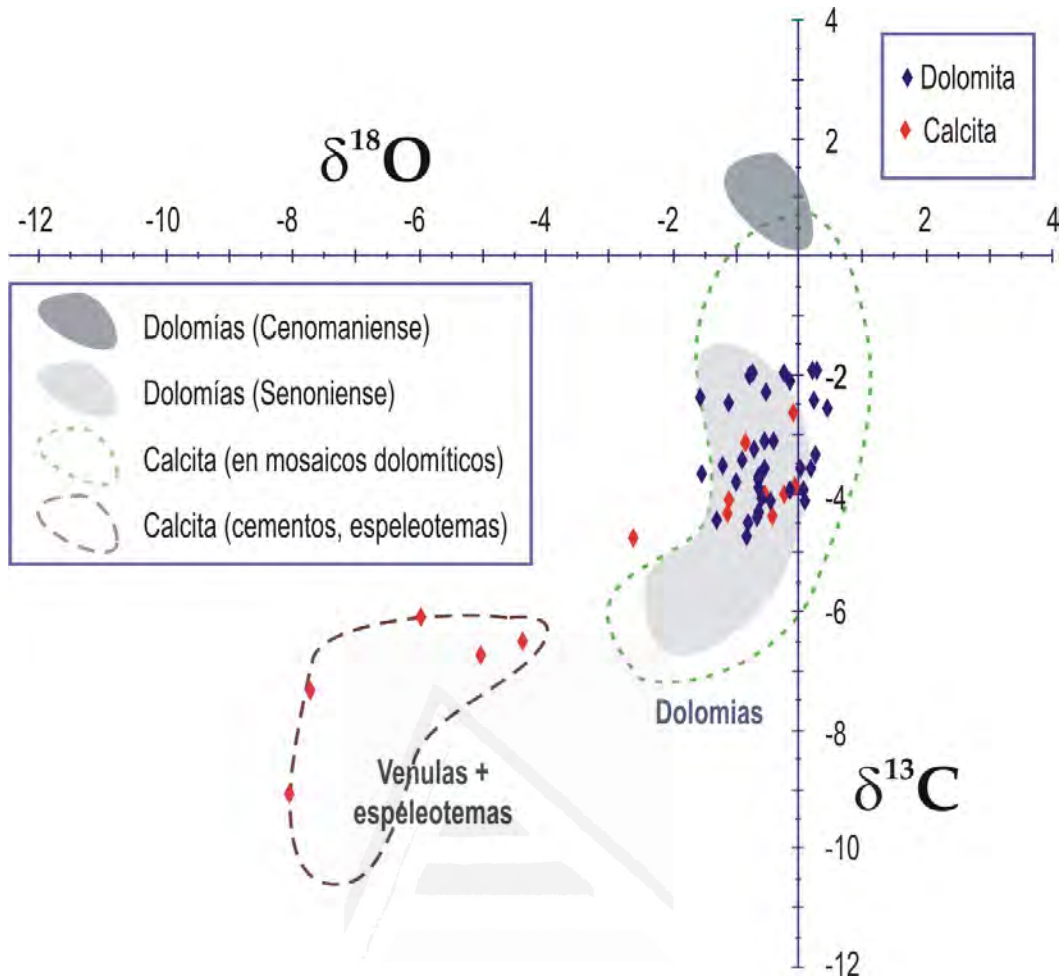


FIGURA 4.14. Composición isotópica de las dolomías brechoides de la Sierra del Cuchillo. También se han representado la composición isotópica (contornos) de los materiales dolomíticos brechoides análogos correspondientes al resto de afloramientos (Muñoz-Cervera et al., 2007 y 2008).

Se han hecho los cálculos con los valores medios de las dolomías analizadas (clastos + matriz),  $\approx -1,5\text{‰}$ , de las calcitas correspondientes a venas y espeleotemas,  $\approx -6\text{‰}$ , y a las calcitas que están dentro de los mosaicos doloespáriticos (relictos, matriz, vénulas),  $\approx -1,7\text{‰}$ . Se toman composiciones estándar aguas meteóricas ( $-6$  a  $12\text{‰}$ ), salinas o de origen marino ( $-3$  a  $1\text{‰}$ ) y de origen endógeno ( $7$  a  $9\text{‰}$ ). Los resultados se recogen en el cuadro 4.2.

Las características texturales de los materiales analizados (brechas dolomíticas, vénulas, espeleotemas) apuntan hacia una génesis en unas condiciones de baja temperatura ( $<50\text{-}60^{\circ}\text{C}$ ), tal y como se discutirá ampliamente en el capítulo siguiente, por lo que las temperaturas de formación de los diferentes tipos texturales dolomíticos (reemplazamiento, cemento) como calcíticos (dedolomitización, cementación) no superan los  $50^{\circ}\text{C}$  según las ecuaciones de paleotemperatura empleadas, tanto si la naturaleza de los fluidos tiene influencia meteórica, salina (derivada de aguas marianas o de geofluidos cuencales). Incluso, considerando una composición isotópica más pesada para los aguas marinas en estas ecuaciones, en el caso de dolomitizaciones profundas, las temperaturas resultantes no entrarían en el rango típico del hidrotermalismo.



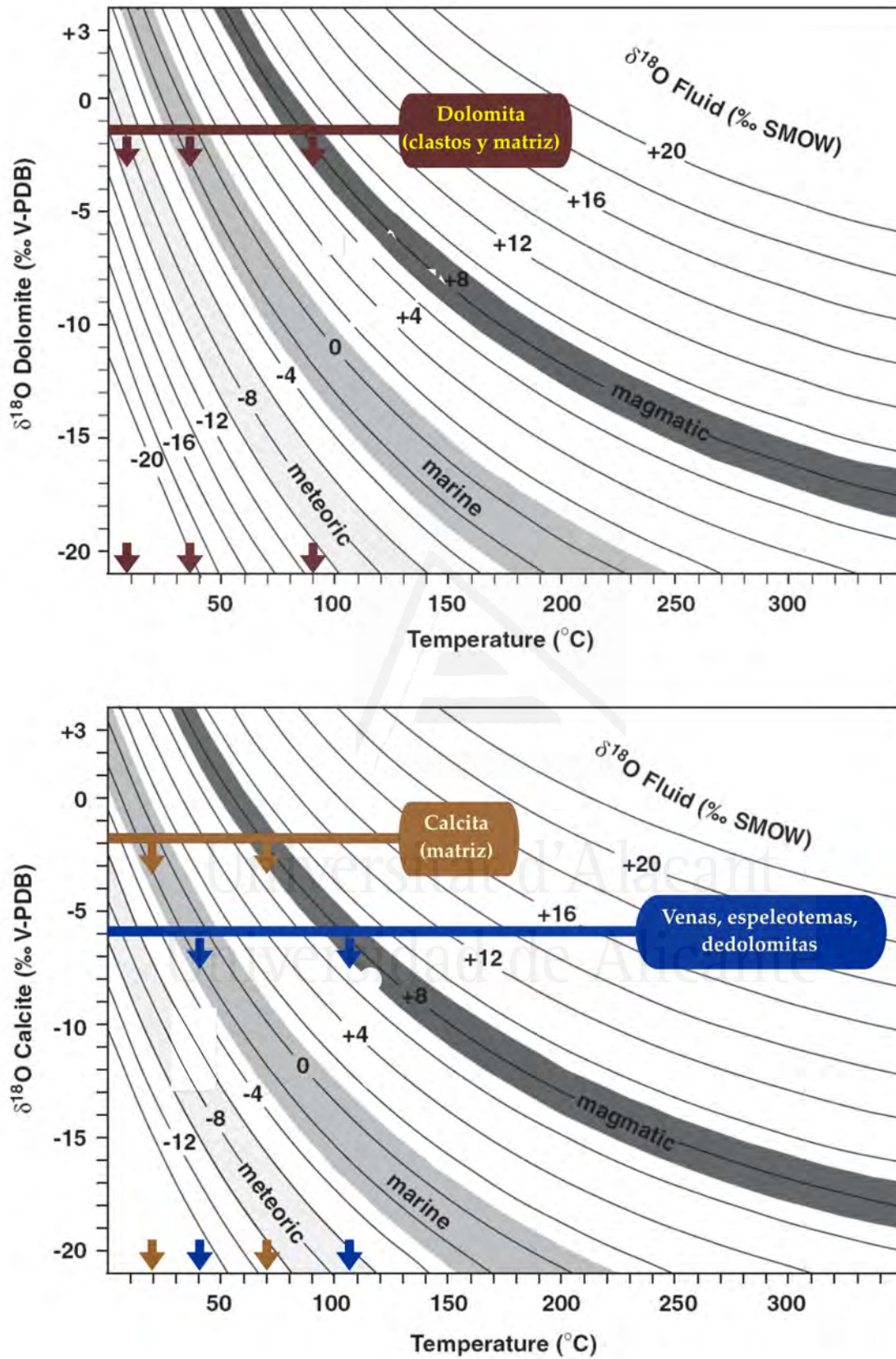


FIGURA 4.15. Temperatura de precipitación vs. Composición isotópica de carbonato (valores medios).

CUADRO 4.2. *Paleotemperaturas inferidas para la formación de los materiales estudiados.*

		Aguas meteóricas	Aguas marinas	Aguas magmáticas
CLASTOS	DOLOMITA	5-15°C	25-50°C	80-100°C
	CALCITA	-	15-30°C	60-80°C
VENAS, ESPEL.: CALCITA		0-20°C	30-50°C	100-120°C



Universitat d'Alacant  
 Universidad de Alicante





# 5 DISCUSIÓN

---

**E**N este capítulo se expone una discusión sobre las implicaciones petrogenéticas que se extraen de la caracterización mineralógica, petrográfica y geoquímica de los materiales estudiados. Esta discusión se centra en los materiales dolomíticos correspondientes a la Fm. Sierra de Utiel (Coniaciense-Santoniense), por lo que se excluyen los materiales dolomicríticos y doloespáriticos (brechoides) de la Sierra del Príncipe, a los que se les atribuye una edad inferior y son fácilmente discriminados por su señal isotópica (Muñoz-Cervera et al., 2007). El estilo de dolomitización y su edad es netamente diferente del que afecta a los materiales que constituyen el mármol Marrón Emperador, como puede deducirse de su textura microespáritica predominante con preservación de fábricas deposicionales. En este sentido, Martín-Chivelet (1992) los atribuye a procesos de dolomitización tempranos, muy relacionados con los fluidos deposicionales.

El estudio petrográfico, mineralógico y geoquímico de las dolomías brechoides que constituyen el Mármol Marrón Imperial o Emperador evidencia que los principales procesos involucrados en su génesis son dolomitización, fracturación, brechificación y cementación. A lo largo de esta discusión se propondrán los modelos y ambientes de formación de estos procesos, así como el orden o secuencia de los mismos. En buena parte, la discusión girará en torno a si algunos de esos procesos son coetáneos o no: si la roca está dolomitizada antes de brechificarse, si la propia brechificación se debe a la inyección de fluidos cementantes en sí mismo o son procesos separados en el tiempo, etc.

## 5.1 Distribución espacial de los cuerpos brechoides dolomíticos

Desde el punto de vista de distribución de los materiales doloespáriticos brechoides en la zona estudiada se puede extraer las primeras conclusiones. Como puede observarse en los esquemas de situación de los afloramientos estudiados a lo largo del capítulo 3 y en la figura 5.1, en la que se muestran los afloramientos calizos y dolomíticos correspondientes a la Fm. Sierra de Utiel en la zona de estudio, tanto los reconocidos por Martín-Chivelet (1992) como los estudiados en este trabajo, existe una distribución casi exclusiva de las facies brechoides en una franja estrecha a lo largo de la alineación estructural Jumilla-Yecla-Caudete-Fuente de la Higuera. Estas directrices

aproximadamente NE-SO, que controlaron fuertemente la sedimentación en algunos intervalos del Cretácico superior (Martín-Chivelet, 1992), también parece haber ejercido un papel principal en los procesos de dolomitización y brechificación, tal y como se expondrá más adelante.

A escala de afloramiento, los límites de los cuerpos dolomíticos son irregulares, y localmente exceden los límites de la propia Fm. Sierra de Utiel. Otro aspecto importante es que las calizas que rodean al cuerpo dolomítico localmente también brechificadas, indicando que, brechificación y dolomitización no están genéticamente relacionadas, o que, si existen varias fases de brechificación, al menos una fase es posterior al proceso de dolomitización de las calizas tableadas de la Fm. Sierra de Utiel. Es decir, la distribución de los cuerpos dolomíticos indica que en los procesos de brechificación y dolomitización el control sedimentológico o estratigráfico no es el factor principal.

Este hecho está directamente relacionado con el carácter tardío de la dolomitización y/o brechificación del material estudiado, y de su asociación con accidentes y periodos de actividad tectónica, tal y como se desarrollará en apartados posteriores. Asimismo, la inexistencia de estas facies brechoides en otras alineaciones o sierras estructurales de la misma orientación conformadas por materiales del Cretácico Superior del Dominio Prebético, y muy cercanas a la anteriormente citada alineación Jumilla-Yecla-Caudete-Fuente de la Higuera es, a su vez, indicativo de la implicación de esta falla o accidente estructural en la génesis de las brechas dolomíticas. Hay que destacar que la dirección de esta falla (NE-SO) ha sido una dirección principal en la evolución sedimentaria de estos materiales durante el todo el Cretácico superior (ver figura 1.8, pág. 11).

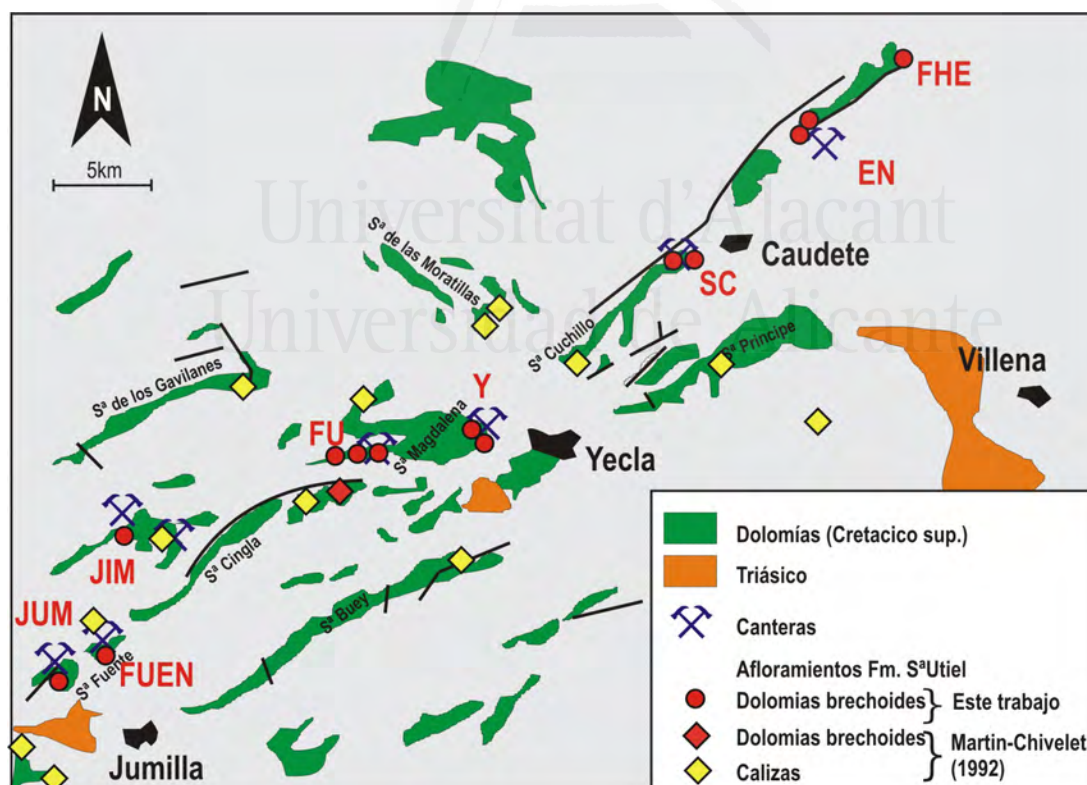


FIGURA 5.1. Distribución de afloramientos de carbonatos de la Fm. Calizas y brechas calcáreas de la Sierra de Utiel (Coniaciense- Santoniense basal)

Otro aspecto a tener en consideración es que existen zonas en esta alineación en la que los materiales no están dolomitizados ni brechificados. En este caso consisten en calizas claras más o menos fosilíferas características de la Fm. Sierra de Utiel, tanto en el Dominio Prebético como en otros contextos. Asimismo, el mero hecho de que solo existan dos tipos de materiales en esta alineación (calizas o dolomías brechoides) puede reflejar una estrecha relación entre los procesos de dolomitización y de brechificación, lo que a su vez es coherente con el carácter no temprano de la dolomitización.

La distribución regional de estas brechas y los accidentes tectónicos asociados tiene implicaciones para reconstruir la variabilidad lateral de sistemas hidrológicos estructuralmente controlados en la cuenca y de la composición química de los geofluidos que migran (o han migrado) en ella y son responsables de los principales procesos diagenéticos que han sufrido los materiales.

## 5.2 Las dolomías

### 5.2.1 Tipologías

Como se resume en los cuadros 3.2 y 3.3 del capítulo 3 (págs.: 119-120) del estudio de los materiales con microscopía óptica convencional, las texturas dolomíticas predominantes son las doloesparitas deci-centimicrométricas compuestas por mosaicos hipidiotópicos (planar-s) de cristales ricos en impurezas, siendo menos abundantes los tipos idiotópicos (planar-e) y microcristalino. Estos cristales en ocasiones presentan zonados rómbicos (delimitados por alineaciones de inclusiones o impurezas) o simplemente núcleos enfatizados (más o menos de morfología rómbica), siendo bastante común la existencia de bordes límpidos, ya sea en doloesparitas tipo planar-e como planar-s.

Estas dolomías son el resultado de la dolomitización no selectiva de fábrica (y tardía) de las calizas (biopelmicritas y biointramicritas) blancas tableadas que constituyen la Fm. Sierra de Utiel. En estas calizas abundan miliólidos, algas verdes, gasterópodos y pequeños radiolítidos, que esporádicamente se reconocen en las dolomías brechoides en forma de fantasmas.

La interpretación de las texturas dolomíticas se puede hacer desde diferentes de partida (Gregg y Sibley, 1984):

- El tipo de forma cristalina. Los cristales más idiotópicos (planar-e) implican menores tasas de crecimientos y de sobresaturación (o temperatura) que los xenotópicos. Algunos autores han documentado que las texturas xenotópicas se producirían a partir de unos 50°C. Las texturas dolomíticas del Marrón Emperador son subeuhedrales, es decir, de baja temperatura (< 50-60°C) según el criterio anterior. Esto podrían ser coherente con un origen en un ambiente de enterramiento somero con alimentación de aguas de influencia meteórica o de baja salinidad (marina o menor), tal y como se extrae de su composición isotópica y de las ecuaciones de fraccionamiento pertinentes (ver figura 4.15 y cuadro 4.2; págs. 172-173)
- El tipo de reemplazamiento (mimético o no). Los reemplazamientos no miméticos, como los que predominan en la zona de estudio requieren una baja densidad de nucleación.



- La homogeneidad composicional de los cristales (ej.: la abundancia y distribución de impurezas). Los bordes límpidos indican la existencia fases de reemplazamiento lento sin incorporación de impurezas del sedimento original o fases de recrecimiento (cementación sintaxial) a partir de los citados núcleos.

Con el estudio de las muestras en microscopía de catodoluminiscencia (CL) se obtuvieron más datos sobre los tipos texturales y sus condiciones de formación. Existen muchos factores que controlan el color, intensidad y zonación de luminiscencia en carbonatos diagenéticos (cementos, dolomías...), como son la mineralogía original del mineral o la composición y las variaciones en el potencial redox de la solución, que hace variar el estado de oxidación iones activadores y represores de la luminiscencia (principalmente Mn y Fe). Muchos modelos de interpretación de la luminiscencia de carbonatos en términos de Eh, pH o concentración de Fe y Mn se basan en estos factores (ver figura 2.3). No obstante, existen numerosos factores, interrelacionados, que pueden tener influencia en la catodoluminiscencia de los carbonatos (Machel y Burton, 1991), como temperatura, velocidad de crecimiento, variaciones (temporales y espaciales) en el quimismo de las soluciones, salinidad, coeficientes de reparto, apertura del medio, etc.

Con respecto a los cristales dolomíticos, mediante el estudio de catodoluminiscencia se han podido evidenciar el carácter multifásico de estas dolomías, de modo que se han reconocido varios tipos (fases) de dolomita de reemplazamiento y cementación dentro de los mosaicos doloesparíticos dominantes (Cuadros 3.4, 3.5 y Figuras 3.100 y 3.101, páginas:122-124) y se han ordenado temporalmente.

Las doloesparitas estudiadas suelen presentar forma rómbica o sub-rómbica en CL. Los núcleos de los cristales (DOL-1) presentan un alto contenido en impurezas (son los responsables de los tipos zonados o con núcleos enfatizados) y posteriormente a una fase de disolución (bordes corroídos) están recrecidos sintaxialmente por una dolomita generalmente menos rica en impurezas (DOL-2) que constituyen una serie de cortezas o envueltas concéntricas más o menos gruesas (1-10 $\mu$ m a 100 $\mu$ m) con diferente luminiscencia que pueden reflejan múltiples etapas de recrecimiento o cambios ambientales. DOL-1 comúnmente presenta una luminiscencia moteada (pequeños parches o zonas B), pero esta luminiscencia no suele coincidir con la que presenta DOL-2. Este moteado puede deberse a la existencia de impurezas, que causan luminiscencia, irregularmente distribuidas, o a relictos en un proceso de recristalización.

Ambos tipos muestran una tendencia principal a formar cristales rómbicos, raramente la dolomitización es mimética como ya se observó en microscopía de polarización. Como resultado de estas dos fases los cristales de dolomita empiezan a entrelazarse (crecimiento competitivo) empezando a formar un armazón rígido.

La siguiente fase de formación de dolomita (CD-1), al igual que DOL-2, se da en forma de recrecimientos sintaxiales sobre los cristales dolomíticos previos, en este caso DOL-2, pero a diferencia de esta última, se distribuye a modo de cemento, de forma que va embebiendo y ligando cristales (aislados o en grupos) previos o simplemente delimitan porosidad. En algunas publicaciones este tipo no es referido como cemento, sino como una fase reemplazante más o de recristalización (ver Choquette y Hiatt, 2008 para una revisión). La existencia de cementos de dolomita tiene gran influencia en el avance y efectividad de los procesos de dolomitización, ya que puede reducir drásticamente la porosidad y permeabilidad del encajante en más de dos órdenes de magnitud (Gaswirth *et al.* 2007; Choquette y Hiatt 2008).

Localmente se ha reconocido también cemento dolomítico tipo “saddle” o “barroco” (DC-2) constituido por cristales planares y no planares-c. Probablemente existan más fases de cementación dolomítica, pero, salvo en el caso de los cementos de dolomita tipo “barroca”, el reconocimiento de cementos dolomíticos en secuencias antiguas es bastante complicado, dada la tendencia de la dolomita a formas cristales discretos en vez de recrecimientos sobre cristales preexistentes como ocurre con la calcita (Hiatt y Pufahi, 2104).

El color de las bandas de CL varía de rojo mate a amarillo brillante. Tal y como se ilustró en el capítulo de metodología y se ha observado en las muestras analizadas mediante CL-ESEM, el espectro CL de la dolomita tiene un perfil asimétrico producido por la entrada del ion manganeso en posiciones de  $\text{Ca}^{2+}$  o  $\text{Mg}^{2+}$ . Gillhaus y Richter (2001) han establecido una distribución sistemática de la luminiscencia amarilla-naranja-roja de las dolomitas tempranas según la incorporación de  $\text{Mn}^{2+}$  en huecos Ca en dolomitas estequiométricas bien ordenadas (CL amarillo-naranja) o en dolomitas poco ordenadas, ricas en calcio (CL naranja-rojo). Asimismo, hay que tener precaución con la interpretación genética en función del color de la luminiscencia, ya que estos también pueden verse influenciados por velocidades de crecimiento (Richter et al., 2003).

Los zonados concéntricos en los cementos de calcita se han explicado comúnmente en términos de paso de condiciones oxidantes a reductoras conforme progresa e el enterramiento y a la influencia de acuíferos meteóricos oxidantes y freáticos reductores a lo largo de la historia diagenética (Carpenter y Oglesbly, 1976; Meyers, 1991). La mayor parte de los cementos calcíticos reconocidos en todos los materiales estudiados no presentan luminiscencia, lo que puede asociarse con ambientes oxidantes donde el estado de valencia del manganeso es  $3^+$  o  $4^+$  y el del hierro de  $3^+$ , por lo que estos iones no pueden incorporarse a la red de la calcita (fases no luminiscentes).

Asimismo, en algunos casos es común la existencia de finas subzonas brillantes o de moderada luminiscencia, que se asocian a ambientes ligeramente oxidantes (valores bajos, pero positivos, de eH) en los que el manganeso se reduce a la forma divalente y puede sustituir al calcio en la red de la calcita, pero el hierro sigue en estado férrico y no puede actuar como inhibidor de la luminiscencia. Estas finas bandas reflejarían pues cambios bruscos en la química de las aguas y/o mezclas de aguas (meteóricas y marinas) (Choquette y Hiatt, 2008). Las escasas bandas o subzonas con luminiscencia moderada reflejarían condiciones reductoras, con hierro y manganeso en forma divalente.

Dada la compleja naturaleza de las dolomías en el registro geológico, en muchas ocasiones la interpretación de su formación es un intento de evaluar de qué manera los procesos de recristalización y/o cementación post-dolomitización han alterado la composición original de la dolomía (Land, 1980; Mazullo, 1992; Machel, 1997). Diversos factores pueden provocar cambios en el quimismo de los fluidos dolomitizantes de modo que se produzca la enucleación de cristales dolomíticos con otras características (texturales y/o geoquímicas).

Como se ha dicho anteriormente, la existencia de diferentes generaciones de dolomitas y de recristalizaciones de dolomita es un fenómeno común (Kupecz y Land, 1994; Nielsen et al., 1994; Breesch et al., 2010, entre otros). Esto es debido a la propia estructura no estequiométrica y pobremente ordenada de las dolomitas, en especial las de génesis temprana, que las hace susceptibles a la recristalización con el tiempo y el enterramiento, incluso sin la necesidad de la existencia de grandes volúmenes de fluidos (Mazullo, 1992; Machel, 2004)

La presencia de núcleos anubarrados en las doloesparitas, como las que presentan las dolomías del

Marrón Imperial, es típica de fábricas relacionadas con recristalización según numerosos estudios (ver Nielsen *et al.*, 1994; Machel, 1997, 2004), así como el aumento de tamaño cristalino entre diferentes tipos de doloesparitas (Machel, 2004). Durante la recristalización hay un continuo re-equilibrio (disminución de la energía libre superficial de los cristales) con los fluidos diagenéticos, lo que se refleja en los elementos traza y en la señal isotópica (Gregg *et al.*, 1992). Un aumento en la estequiometría y en el orden de la dolomita son indicadores de recristalización, así como altas concentraciones de Mn y Fe y bajas de Sr, Na y  $\delta^{18}\text{O}$  (Kupecz *et al.*, 1993). Otro indicador de recristalización es la disminución del número de cristales planares en beneficio de cristales no planares (Sibley y Gregg, 1987). Las dolomías estudiadas presentan algunos de indicadores, como el bajo contenido en Sr, pero no todos.

En CL estos núcleos anubarrados, que son mates o no luminiscentes, suelen presentar un moteado luminoso. Esto es atribuido por algunos autores como evidencia de recristalización (Gaswirth *et al.*, 2007) o a la existencia de inclusiones de calcita (Ronchi *et al.*, 2011). Inclinarsse hacia una de estas posibilidades no es fácil en los materiales estudiados, donde la luminiscencia de los moteados de los núcleos dolomíticos en algunos sectores no es fácilmente correlacionable (color, brillo) con la luminiscencia de los bordes. Como se expuso anteriormente, no hay una relación directa entre el brillo de los moteados de DOL-1 y la luminiscencia de DOL-2. La variabilidad en el brillo de la luminiscencia en los núcleos moteados puede deberse a (Kaczmarek y Sibley, 2014): (i) distribución irregular de las impurezas que causan la luminiscencia; (ii) la dolomita original precipitó a partir de una disolución no homogénea; o (iii) la dolomita de recristalización precipitó a partir de una solución no homogénea.

En estos tipos la CL muestra una débil zonación concéntrica (<100 $\mu\text{m}$  anchura) de rojo a rojo mate (siendo esta última más abundante) lo que también es típico de dolomitas recristalizadas (ej. Cander *et al.*, 1988).

La ausencia de impurezas en los bordes de los cristales y su buena discriminación por su luminiscencia (color, brillo, zonado) es coherente con procesos de recrecimiento sintaxial dolomítica que rellenan una porosidad intercristalina previa (recordemos que entre DOL-1 y DOL-2 hay una fase de disolución).

Los cementos dolomíticos generalmente aparecen como recrecimientos sintaxiales límpidos con formas euédrales rómbicas (ej.: Amthor y Friedman, 1991). El zonado composicional de estos cementos (que no se observa en microscopía óptica de polarización) es normalmente concéntrico. En el Marrón Imperial se han reconocido los siguientes tipos de cementación, principalmente bajo microscopía CL: (i) Recrecimientos rómbicos sintaxiales simples que engloban total o parcialmente cristales dolomíticos más o menos euédrales (con evidencias de disolución y/o fracturación) o, (ii) recrecimientos que engloban varios cristales (clúster) llegando a formar cementos tipo isópacos (Figuras 3.7, 3.38, 3.56; páginas, 43, 64 y 77, respectivamente). Ambos tipos se asocian a y/o delimitan porosidad (Figura 3.59; página: 79). Todos ellos han sido englobados en la fase CC-1. Choquette y Hiatt (2008) mostraron que una gran cantidad de los cristales de dolomita que componen cuerpos de dolomías antiguas son realmente cementos, lo que reducía significativamente la permeabilidad de las dolomías iniciales (en el caso que describen, tempranas).

A todo esto, hay que añadir el importante grado de recristalización que presentan estos materiales. Esta recristalización se evidencia en la abundancia de 'fantasmas' en gran parte de los tipos texturales descritos y, en gran medida, ha sido puesto de manifiesto con el estudio de catodoluminiscencia. Un rasgo común es que los cristales doloesparíticos se hacen de mayor



tamaño hacia los bordes, en contacto con los cementos calcícticos posteriores que constituyen el principal elemento cementante de las brechas. En resumen, las dolomías del Marrón Imperial presentan una complejidad textural y composicional que es reflejo de varios eventos de dolomitización, de cementación y de recristalización.

### 5.2.2 Estequiometría y orden

Por regla general, se asume que el grado de enriquecimiento en Ca de la dolomita refleja la relación Mg/Ca del fluido a partir del que se forma (Füchtbauer y Goldschmidt, 1965; Morrow, 1978; Kaczmarek y Sibley, 2011). La relación entre la estequiometría y las condiciones ambientales en dolomitas tempranas o penecontemporáneas está documentada: Dolomitas estequiométricas en ambientes modernos áridos y dolomitas ricas en Ca en ambientes húmedos (Goldschmidt y Graf, 1958; Morrow 1982). Según este último autor, las dolomías cripto-microcristalinas temprana son estequiométricas y se forman a partir de unos fluidos con una relación Mg/Ca de 6:1 a 22:1, con una salinidad superior a 35‰.

Para dolomías no penecontemporáneas como las que nos ocupan, normalmente se considera que las dolomitas ricas en Ca tienen un origen cercano a la superficie, ya sean a partir de aguas marinas en enterramiento somero (Mazullo et al., 1995), hipersalinas asociadas a sabkhas (Land, 1980; M'Rabet, 1981), de mezcla de agua marina-meteórica (Morrow, 1990a) o se han generado en condiciones de enterramiento en un sistema parcialmente cerrado y controlado por el quimismo del precursor (Hood et al., 2004; Kirmaci y Akdag, 2005).

En conjunto, todas las muestras analizadas presentan un enriquecimiento en Ca (Capítulo 3) aunque no muestran una distribución unimodal con respecto a los valores de mol%CaCO<sub>3</sub>, lo que indica que no hubo una relación Mg/Ca uniforme a lo largo de la evolución diagenética de las dolomitas. En la figura 5.2 se muestra la relación entre la estequiometría y la relación Mg/Ca de la solución inicial dolomitizante.

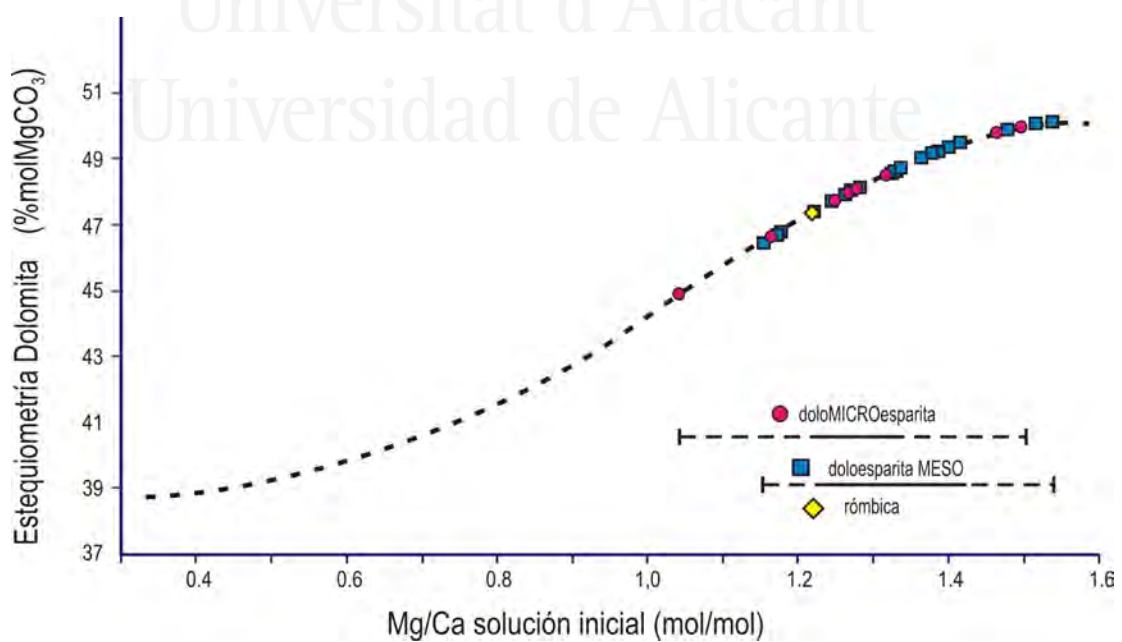


FIGURA 5.2. Relación entre la estequiometría de las dolomitas y la composición química de la disolución. Curva extraída de Kaczmarek y Sibley (2011).

No obstante, como se ha dicho anteriormente, nos encontramos ante unas dolomías constituidas por varias fases de dolomitas (reemplazamiento, cementación, ...). La existencia común de núcleos enfatizados (DOL-1) y bordes límpidos en muchos de los cristales de dolomita (DOL-2, CD-1) indican que la precipitación no tuvo lugar en un solo evento, como por ejemplo en las dolomías tempranas penecontemporáneas (Tucker y Wright, 2005). Está demostrado que las dolomitas tienen un alto potencial de recristalización y que, normalmente, las dolomitas recristalizadas son más estequiométricas que las no recristalizadas (Gregg y Shelton, 1990; Smith y Dorobek, 1993; Nielsen et al., 1994), dado que se reflejan unas mayores tasas de circulación de fluidos y de interacción agua/roca.

Aunque es relativamente aceptado en la literatura científica que los procesos de recristalización afectan a la estequiometría y orden de las dolomitas, recientes estudios experimentales demuestran que la estequiometría de la dolomita no es un indicador fiable de recristalización (Kaczmarek y Sibley, 2011). Sin embargo, esta recristalización es un proceso relativamente rápido caracterizado por la disolución de dolomita no estequiométrica y pobremente ordenada y la precipitación de dolomita estequiométrica y ordenada, de forma concurrente y con una disminución en el producto de actividad iónica para la precipitación de la dolomita (Kaczmarek y Sibley, 2011).

También es ampliamente aceptado que las dolomitas que no son estequiométricas son menos ordenadas (ej.: Andreeva et al., 2011). Asimismo, generalmente las dolomitas recientes son también menos ordenadas y metaestables que las antiguas, reflejando una estabilización progresiva durante la diagénesis de la dolomita (Lumsden y Chimahusky, 1980; Morrow 1982).

### 5.2.3 Geoquímica

En líneas generales, la dolomitización produce un efecto de modificación o destrucción de la señal geoquímica primaria, es decir, la del ambiente de sedimentación de los materiales originales (LMC, HMC, aragonito). Los factores o variables que controlan la composición química final de una dolomía son múltiples y contienen un alto nivel de interrelación, siendo los más importantes: (i) Composición del sedimento original, (ii) composición del fluido diagenético, (iii) coeficientes de distribución, (iv) relación e interacción agua/roca, (v) comportamiento del sistema (abierto vs. cerrado) y, (vi) condiciones redox.

Los elementos menores y trazas pueden incorporarse en la dolomita en diversas situaciones (Land, 1980, Veizer 1983): (i) Sustituyendo al  $Mg^{2+}$  (o el  $Ca^{2+}$ ) en la red de la dolomita, (ii) intersticialmente entre planos de la red cristalina, (iii) ocupando posiciones libres (vacantes) en la red por defectos en la estructura, (iv) adsorbidos por cargas iónicas remanentes o, (v) en inclusiones no carbonáticas.

Cuantitativamente el primer caso es el más importante, pero la alta complejidad estructural de la dolomita hace que los defectos en la red cristalina sean comunes (Tucker y Wright 1990).

La incorporación de elementos menores y trazas a la red de los carbonatos está gobernada por el llamado coeficiente de distribución, también denominado de partición o de reparto, y se define como (McIntire, 1963; Kinsman, 1969):

$$D = ({}^m\text{Me}/{}^m\text{Ca})_s / ({}^m\text{Me}/{}^m\text{Ca})_l$$

( ${}^m\text{Me}$ : moles de elemento traza;  ${}^m\text{Ca}$ : moles de calcio;  $s$ : fase sólida;  $l$ : fase líquida).

Esta relación solo es válida para un sistema en equilibrio, y tanto las fases sólidas como líquida no presenten gradientes de concentración en Me durante la precipitación. De este modo D, el coeficiente de distribución homogénea, tiene un carácter intrínseco termodinámico, y la reacción sigue la ley de distribución homogénea (Gordon et al, 1959). Cuando este coeficiente es mayor que la unidad, el sólido precipitado tendrá mayor contenido en Me con respecto al Ca que la fase líquida (ej.: Fe y Mn); y cuando el coeficiente es menor que la unidad, el sólido precipitado tendrá mayor contenido en Me con respecto al Mg que la fase líquida (ej.: Sr, Na, K)

Si no se cumple la condición de equilibrio, la reacción está regida por la Ley de Distribución Heterogénea o de Doerner-Hoskins (Gordon et al., 1959), y la incorporación de elementos trazas por el coeficiente de distribución heterogénea según la siguiente expresión:

$$\log ({}^m\text{Me}_i/{}^m\text{Me}_f) = \lambda \log ({}^m\text{Ca}_i/{}^m\text{Ca}_f) \quad (i: \text{inicial}; f: \text{final})$$

La necesidad de equilibrio químico es la dificultad mayor para aplicar apropiadamente estos coeficientes de distribución termodinámicos. Trabajos experimentales han puesto de manifiesto la influencia de factores cinéticos en estos coeficientes, convirtiendo su uso en inadecuado, por lo que, para cada reacción definida en unas condiciones determinadas, solo son aplicables unos valores de coeficientes de distribución específicos ( $k_e$ ), que han de medirse empíricamente. Los  $k_e$  en dolomías están controlados primordialmente por los siguientes factores, que están interrelacionados entre sí: (i) Temperatura de formación, (ii) factores cinéticos, (iii) composición química del fluido diagenético, (iv) mineralogía del precipitado, y (v) apertura del sistema

En el contexto de la aplicación de coeficientes de distribución, la sustitución de elementos menores y trazas por el Ca o el Mg debe hacerse en posiciones estequiométricas exclusivamente. Cuando hay varias posiciones estequiométricas en la red a utilizar por el catión (por ejemplo, en la dolomita), cada una de ellas tiene su  $k_e$  (Kretz, 1982).

Como se ha comentado anteriormente, los coeficientes de distribución varían durante la precipitación en función de condicionamientos físicos como por ejemplo la temperatura o factores cinéticos. Tal como se han definido estos coeficientes pretenden ser termodinámicos, por lo que es necesario el equilibrio químico; y al estar influenciados por factores cinéticos, no son representativos de verdaderas condiciones de equilibrio. Esto ha llevado a diversos autores recientemente (Morse y MacKenzie, 1989; Morse y Bender, 1989) a enfatizar que "la mayoría de los coeficientes determinados experimentalmente y observados en la naturaleza no son cantidades termodinámicas, sino más bien medidas fenomenológicas generalmente aplicables a un estrecho rango de condiciones". Entonces la utilización de coeficientes de distribución debe hacerse considerando únicamente pautas y signos, nunca magnitudes absolutas.

Los datos que aportan los elementos traza pueden ayudar a la interpretación de los carbonatos diagenéticos, pero no deben usarse de forma aislada. El contexto sedimentológico y petrológico de las dolomías es esencial para la interpretación de su quimismo (Tucker y Wright, 1990). Según la literatura científica, los elementos traza más empleados para la interpretación de procesos diagenéticos en carbonatos, incluido la dolomitización son Sr, Na, Fe y Mn. En el caso de estudio los tres primeros sí presentan concentraciones significativas en las muestras analizadas. El manganeso no se presenta en proporciones mayores de 100ppm (límite de detección analítico) pero la luminiscencia que presentan varios tipos texturales dolomíticos indica su presencia (ver apartado 5.2.4).



### 5.2.3.1 Estroncio

El contenido en Sr junto con la relación Mg/Ca de las dolomitas se ha empleado en la interpretación de la composición de los fluidos dolomitizantes y de los modelos de dolomitización (ej.: Veizer et al., 1978; M'Rabet, 1981; Veizer, 1983).

A modo de generalización se puede afirmar que dolomías diagenéticas tempranas (ej.: dolomicritas) tienen mayores contenidos de Sr que dolomías formadas en fases diagenéticas más tardías (Tucker y Wright, 1990). No obstante dolomías antiguas que han sufrido procesos de recristalización tendrán menores contenidos de Sr ( $k^{Sr_{dol}} < 1$ ). Algunos autores (ej.: Dunham y Olson, 1980; M'Rabet, 1981) han observado una relación inversa entre el contenido en Sr y el tamaño del cristal de dolomita. En nuestro caso no hemos detectado esto, lo que puede ser indicativo de varios procesos de dolomitización, recristalización...etc.

Dolomitas con contenidos en Sr de 500-600ppm serían indicativas de fluidos dolomitizantes con una salinidad cercana a la marina (Jacobsen y Usdowski, 1976; Land, 1991), y dolomitas mucho más ricas en Sr corresponderían a fluidos hipersalinos donde la evaporación y la precipitación de yeso ha aumentado la relación  $^{87}Sr/^{86}Sr$ . Las dolomías que se están formando actualmente en el Golfo Árabe, Bahamas (ambientes supramarinos) o en el Golfo de California (pelágico) tienen unos valores de Sr entre 300 y 700ppm.

Sin embargo, cualquier interpretación en base al contenido en Sr de las dolomitas debe hacerse con precaución, ya que el  $K_{Sr}$  varía con la estequiometría de la dolomita y la composición del fluido dolomitizante. En concreto, el contenido en Sr de la dolomita no está directamente influenciado por la salinidad de los fluidos dolomitizantes hasta que la relación Sr/Ca del fluido aumenta, por ejemplo, por la precipitación de yeso (Swart et al., 2005). En los materiales estudiados no se ha observado una correlación entre la estequiometría de la dolomita y su concentración en Sr (Figura 5.3), por lo que no es esperable que este contenido nos dé idea de la evolución de la salinidad de los fluidos dolomitizantes.

En el caso de todos los tipos texturales reconocidos en el Marrón Imperial el contenido en Sr rara vez supera los 220ppm, lo que indicaría que, si solamente tenemos en cuenta este factor, los fluidos dolomitizantes son poco salinos. No obstante, en la literatura científica se pueden encontrar dolomitas interpretadas como hipersalinas con relativamente bajos contenidos en Sr, como por ejemplo en el Cretácico inferior de Túnez (M'Rabet, 1981) o en el Paleozoico inferior de Ártico de Canadá (Veizer et al., 1978). Es importante destacar que la composición química de las aguas marinas en el Cretácico superior era diferente a las actuales; concretamente los contenidos de Sr de las dolomías analizadas si corresponden a salinidades por encima de las marinas en esa época (Figura 5.3).

La mineralogía del carbonato precursor también puede influir en el contenido en Sr de la dolomita, en especial si el sistema es relativamente cerrado (baja relación agua/roca; alta interacción agua/roca). Un precursor aragonítico produciría unos contenidos altos de Sr en la dolomita (parecidos a un origen marino). Un precursor calcítico, incluso de origen marino, estaría más acorde con los datos obtenidos, especialmente si se tratara de calcitas diagenéticas (ej.: calcitas de origen marino recristalizadas o neomorfolizadas en etapas diagenéticas previas a la dolomitización). En este sentido, valores bajos de Sr como los obtenidos encajarían mejor en un modelo de dolomitización tardío a partir de carbonatos marinos ya estabilizados (LMC).

Asumiendo equilibrio químico, consideramos más correcto interpretar las bajas concentraciones en Sr de las dolomías Marrón Imperial como indicadores de recristalización durante el enterramiento, es decir, a una “purificación” de la dolomita durante la recristalización (Weber, 1964; Land, 1985; Baker y Burns, 1985; Mazullo, 1992; Kirmaci y Akdag, 2005).

En resumen, los contenidos de Sr medidos en las muestras estudiadas son coherentes con una dolomitización en profundidades relacionadas con aguas más o menos salinas (ej. Brand y Veizer, 1980; Mattes y Mountjoy, 1980; Morrow et al., 1990; Barnaby y Read, 1992; Spotl y Pitman, 1998; Nielsen et al., 1998).

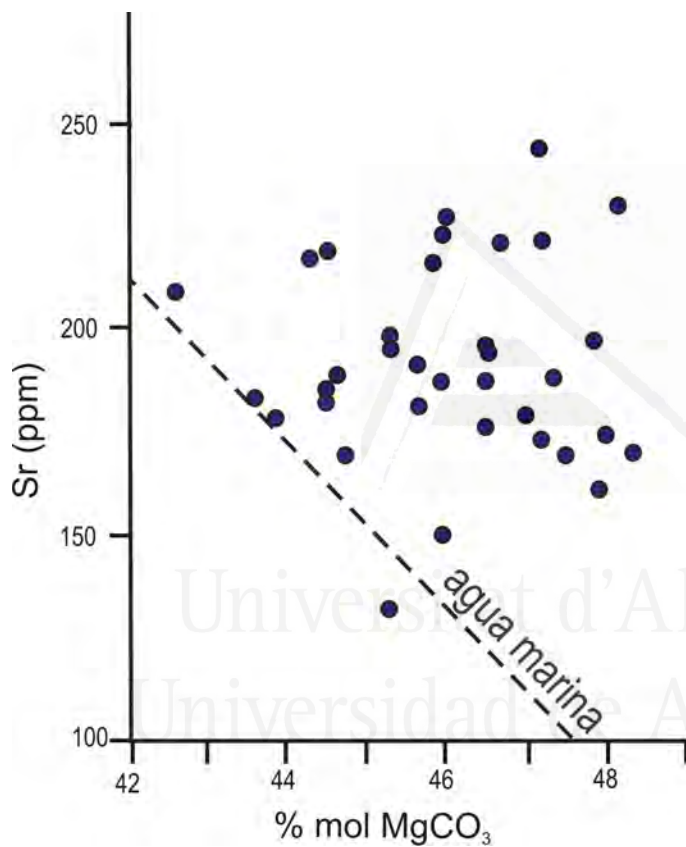


FIGURA 5.3.

Línea agua marina (Varhemkamp y Swart, 1990)

### 5.2.3.2 Sodio

Las muestras analizadas tienen valores de sodio entre 220 y 3100 ppm, contenidos coherentes con los que tienen las dolomías actuales del Golfo Árabe, Bahamas o las plio-pleistocenas del Caribe (Land y Hoops, 1973), aunque diversos autores previenen de la comparación de datos pertenecientes a afloramientos de edad y contextos muy diferentes (Tucker y Wright, 1990). La alta relación Na/Ca del agua marina favorece los altos contenidos en Na de las dolomías que precipitan a partir de fluidos de origen marino, aunque el  $k^{Na_{dol}}$  es muy bajo (Warren, 2000). El amplio rango de valores obtenidos, en términos de la naturaleza del fluido a partir del que se formaron las dolomitas, indicaría desde aguas marinas normales hasta zonas de mixing o fluidos

hipersalinos (Staudt et al., 1993; Warren, 2000). Incluso los contenidos menores serían coherentes con procesos de dolomitización tardíos (Mattes y Mountjoy, 1980; Nielsen et al., 1998).

Diversos estudios demuestran que las dolomitas evaporíticas tienen concentraciones en sodio, cloro y sulfatos significativamente mayores que las marinas o de mixing (Oswald, 1992; Fouke, 1993; Staudt et al., 1993; Lu y Meyers, 1998). Asimismo, el hecho de que estos elementos presenten buena correlación en las dolomías se ha interpretado como indicativo de un modelo de dolomitización tipo mixing (aguas meteóricas con salmueras hipersalinas o con agua de mar) (Lu y Meyers, 1994; Meyers et al., 1995). En el caso del Marrón Imperial esta correlación no es evidente (Figura 4.4).

Asimismo, debe tenerse en cuenta que es compartido por la comunidad científica que el Na no se rige por los coeficientes de distribución para su incorporación a las redes de los carbonatos, sino que se incorpora a la red en forma de  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  (White, 1978) o como  $\text{Na}^+$  en intersticios de la red (Iskikawa e Ichikumi, 1984) o en defectos cristalinos (Busemberg y Plummer, 1985). Uno de los problemas de usar las concentraciones de Na y Cl como indicadores de paleosalinidad es la contribución potencial que pueden tener las inclusiones en la analítica (Qing y Mountjoy, 1989).

Este relativamente alto contenido en Na de las dolomías estudiadas está en contraposición con el relativamente bajo contenido en Sr, interpretados en términos de naturaleza del fluido dolomitizante (hipersalino *vs.* mixing). Por ejemplo, en el anteriormente citado caso del Paleozoico inferior de Ártico de Canadá (Veizer et al., 1978) las dolomías tempranas ricas en Sr también son ricas en Na. En el caso de las dolomías Marrón Imperial existe otra fuente rica en Na que puede estar relacionada con alguna etapa diagenética (dolomitización, dedolomitización, recristalización...) como son los cuerpos diapíricos triásicos que se disponen de forma discontinua pero adyacente hacia el SE de los cuerpos brechoides en toda la zona de estudio (Figura 3.1; página: 38). Estos materiales triásicos se asocian a las directrices estructurales que controlan los procesos de dolomitización y la brechificación. Recordemos que las dolomías brechoides explotadas como roca ornamental en la zona de estudio se sitúan en una alineación SO-NE, aflorando siempre los materiales triásicos al sur de dicha alineación.

### 5.2.3.3 Hierro y manganeso

Ambos elementos tienen unos coeficientes de distribución por encima de la unidad por lo que los carbonatos tienen a enriquecerse en ellos durante la diagénesis. Los fluidos diagenéticos (poros) son relativamente ricos en estos elementos (en comparación con las aguas marinas), aunque en este caso no solo la disponibilidad es importante, sino también el ambiente redox: un ambiente reductor favorece la presencia de Fe y Mn en los fluidos diagenéticos (Brand y Veizer, 1980). Consecuentemente, dolomías tempranas precipitadas a partir de fluidos someros oxidantes tendrán bajos contenidos en Fe y Mn, mientras que, en diagénesis profunda, donde los fluidos son más reductores los contenidos en estos elementos serán mayores (Land, 1980). Las dolomitas holocenas asociadas con fluidos marinos presentan concentraciones de 10-2000ppm de Fe y 5-275ppm de Mn (Gregg et al., 1992; Montanez y Read, 1992; Smith y Dorobek, 1993).

El contenido en Fe y Mn de las muestras estudiadas es relativamente bajo, en especial en el caso del manganeso, ya que la mayor parte de las muestras no han alcanzado el valor mínimo de detección de MnO de las técnicas analíticas empleadas (FRX e ICP). Esto indica que el contenido Fe y Mn de los fluidos dolomitizantes era, a su vez, muy bajo, lo que refleja que los fluidos eran



poco reductores o que no hay aportación de Fe y Mn al sistema. Esta aportación puede ser interna (composición de los carbonatos originales) o externa, relacionada con la ausencia o escasez de arcillas y/o materia orgánica en las formaciones adyacentes. Más adelante, en el apartado 5.2.4 (Catodoluminiscencia), se ampliará la discusión sobre el papel de estos elementos traza en los procesos de dolomitización dando el importante papel activador e inhibidor que tienen en la catodoluminiscencia de minerales carbonáticos

#### 5.2.3.4 Isótopos estables

La mayor parte de los materiales, tanto los de naturaleza calcítica como las dolomías, presenta una composición en isótopos estables de carbono y oxígeno bastante ligera, con valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre 2 y -11‰ y de  $\delta^{18}\text{O}$  entre 3 y -9‰. En las figuras 5.4 a 5.6 se representan estos datos (en las figuras 4.11 y 4.12 del capítulo anterior se pueden ver los mismos datos discriminados por secciones o por tipología de brechas). Basándose en su composición isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ), se pueden distinguir dos grupos de dolomías brechoides: un primer grupo que tiene unos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre 0 y 2‰, y de  $\delta^{18}\text{O}$  entre 0 y -1,5‰ correspondiente a los materiales cenomanienses (Muñoz-Cervera et al., 2008); y un segundo grupo que presenta unos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  similares (0 a -2,5‰) y de  $\delta^{13}\text{C}$  más ligeros, oscilando entre -1,5 y -6,5‰. La diferente composición isotópica de estos dos grupos de dolomías denota génesis distinta, tanto en el mecanismo de dolomitización, como en la edad del mismo. Las dolomías de la Sierra del Cuchillo son el grupo del que se han obtenido mayor número de datos isotópicos. Estas dolomías presentan unos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -2 y -5‰, y de  $\delta^{18}\text{O}$  entre 0,5 y -1,8‰ (Figura 4.4).

Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en las dolomías dependen de la temperatura de precipitación y de la composición del fluido a partir del cual precipita. Esto última dependerá directamente de la señal isotópica de los materiales reemplazados solamente en sistemas diagenéticamente cerrados, con relaciones agua/roca bajas. Por otro lado, el  $\delta^{13}\text{C}$  de las dolomitas depende fuertemente de la composición de la roca original. El efecto de la temperatura en el fraccionamiento es muy pequeño (Tucker y Wright, 1990).

Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre 0 y 4‰ son señales típicas marinas (Figuras 5.4 y 5.5). Los valores obtenidos en el Marrón Imperial varían entre -1,5 y 6,5‰ (media: -3,2‰) lo que refleja una fuente de carbono isotópicamente ligera. Estas fuentes pueden ser (Mazullo, 2000): (i) carbono de origen edáfico; (ii) sulfato-reducción bacteriana de materia orgánica, o (iii) descomposición térmica de materia orgánica. Esta última requiere de temperaturas superiores a 80°C (Kharaka et al., 1983) y unas profundidades de enterramiento superiores a 2km. Asimismo, no hay evidencias de sulfatos en los materiales dolomitizados, solamente alguna formación suprayacente (Maastrichtense) presenta evidencias de sales (nódulos de yeso, anhidrita). Si bien la dolomitización que han sufrido los materiales estudiados no permite identificar ni la textura ni el ambiente deposicional de las calizas originales, estudios regionales (ej. Martín-Chivelet 1992) interpretan el material precursor (calizas de la Fm. Sierra de Utiel) como perteneciente a ambientes someros perimareales y/o lacustres costeros con alguna influencia edáfica. Asimismo, la dispersión y los bajos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  también serían coherentes con la existencia de múltiples episodios de dolomitización.

La composición isotópica del oxígeno de las diversas texturas dolomíticas es muy similar (-2,5 a 1,5 ‰ PDB) y estos valores difieren de los que se obtendrían en las dolomías precipitadas a partir de agua marina del Cretácico (-2,6 a 1,2‰, Veizer et al., 1999), de manera que se puede descartar un

origen primario o temprano para estas dolomías. En la figura 5.5 se muestra la composición inferida para las aguas marinas cretácicas, así como la que tendrían las calizas precipitadas directamente a partir de ellas. El rango de valores es coherente con los obtenidos en caso de dolomías de enterramiento en diversos ejemplos de edad cretácica (Figura 5.6)

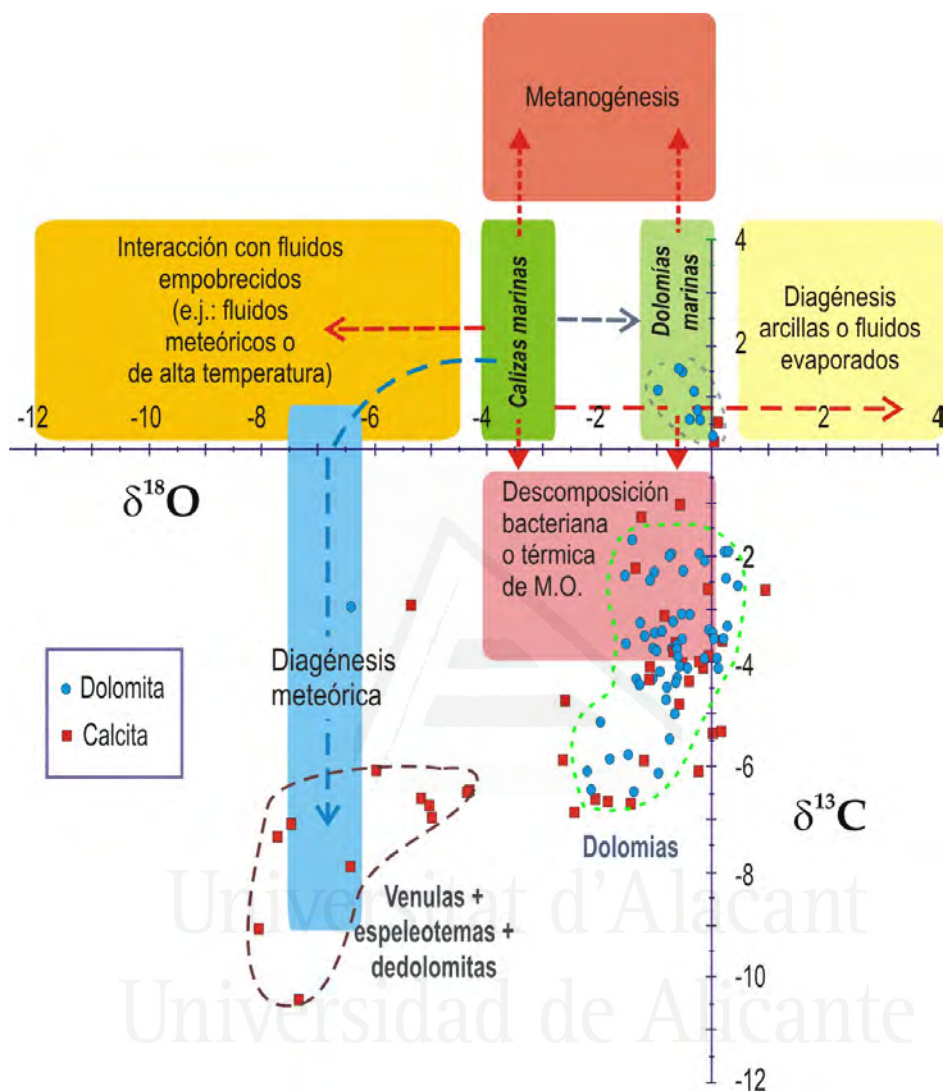


FIGURA 5.4. Diagrama mostrando los efectos sobre la señal isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ) de los carbonatos durante la diagénesis. Se muestra la señal de calizas y dolomías coprecipitadas a partir del mismo fluido marino ( $\approx 3,0\text{‰PDB}$ ).

La dispersión de valores isotópicos de oxígeno puede deberse a la interacción de varios factores:

- (i) propia dispersión de valores en los carbonatos originales (sistema cerrado);
- (ii) recristalización de las dolomías; aunque la escasa covarianza ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  no lo corrobora);
- (iii) variación en composición o en las temperaturas de los fluidos dolomitizantes;
- (iv) un sistema diagénéticamente abierto en el que no se preserve la señal isotópica de los precursores.

De igual modo, la escasa covarianza que muestran las muestras reflejaría que los procesos de mezcla (ej.: marino-meteórico) no han sido importantes (Land, 1980; Allan y Wiggins, 1993; Moore, 2001; Rameil, 2008).

La señal isotópica en espeleotemas depende (Genty et al., 2006): (i) del CO<sub>2</sub> del suelo, que a su vez está controlado por el CO<sub>2</sub> atmosférico, la respiración de las plantas y la degradación de la materia orgánica y (ii) de la composición de los carbonatos que son disueltos. Valores ligeros de δ<sup>13</sup>C (-3 a -11‰) y δ<sup>18</sup>O (-4 a -9‰) como los que presentan las calcitas (espeleotemas y dedolomitas) prueban un origen cercano a la superficie por acción de aguas meteóricas y carbono derivado del suelo (ej.; Rossi y Cañaveras, 1999; Sanz-Rubio et al., 2001; Vandengiste y John, 2012) (Figura 5.4).

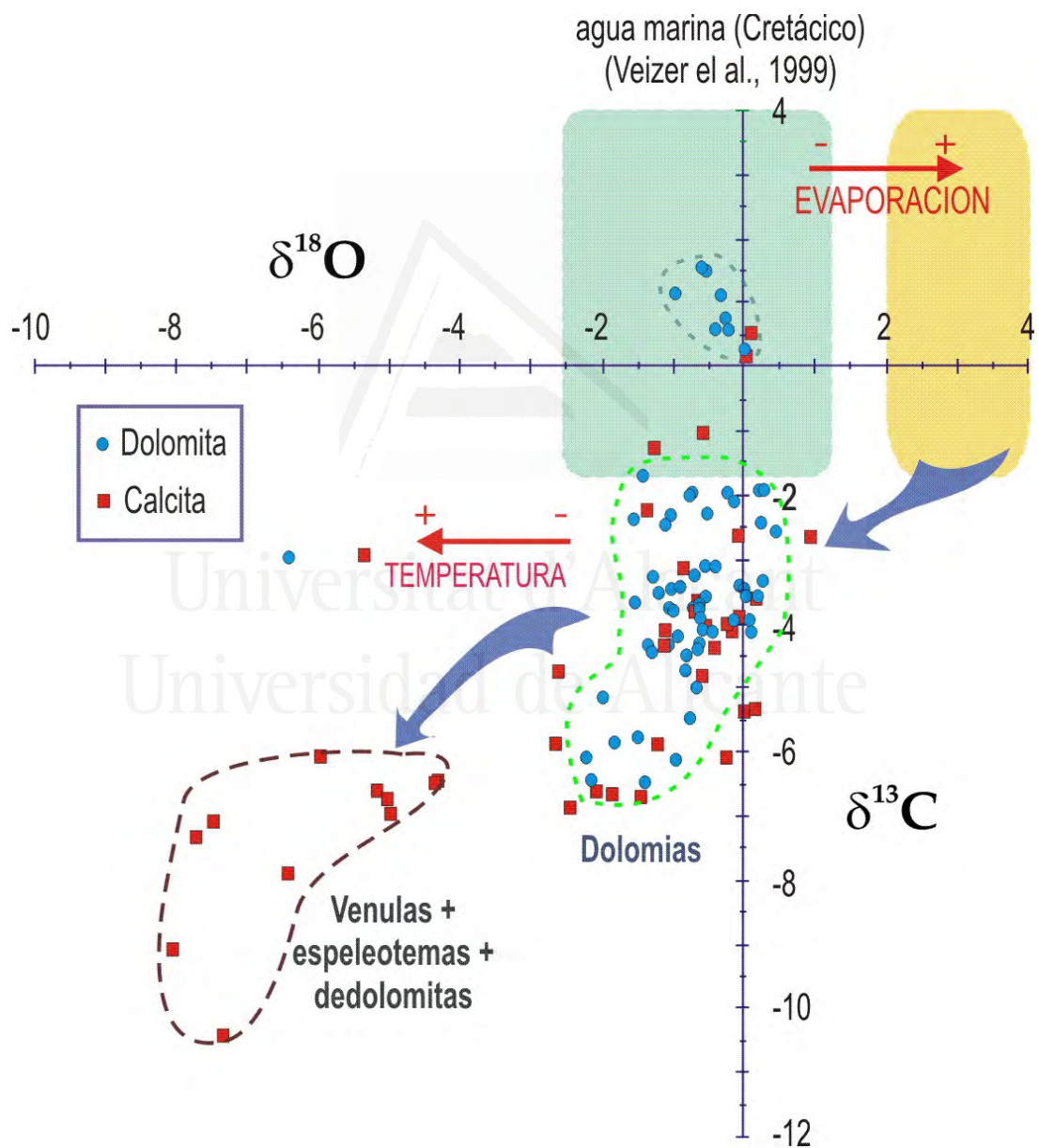


FIGURA 5.5. Diagrama δ<sup>13</sup>C y δ<sup>18</sup>O de dolomías brechoideas y materiales asociados. Se marca el rango de composiciones estimadas para las aguas marinas cretácicas (Veizer et al., 1999) y de calizas perimareales en equilibrio con dichas aguas.



Las dolomitas que presentan valores negativos (-6 a -7‰) corresponden a secciones donde se han reconocido dolomías tipo barroco, valores que son coherentes con precipitación a alta temperatura (Allan y Wiggins, 1993; Rodríguez-Morillas et al., 2013). No obstante, la coexistencia con fábricas dolomítica planares (baja temperatura) podría indicar que la temperatura no supera los 60°C (Sibley y Gregg, 1987). En este caso, aplicando la ecuación de fraccionamiento dolomita-agua de Friedman y O'Neil (1977) (Figura 4.12), esta señal podría ser indicativa de una mezcla de aguas marinas y continentales (Figura 4.12). Exceptuando las dolomitas no planares, el estrecho rango de valores en el que se mueve la señal  $\delta^{18}\text{O}$  está más acorde con una homogeneidad en temperatura y/o composición de los fluidos.

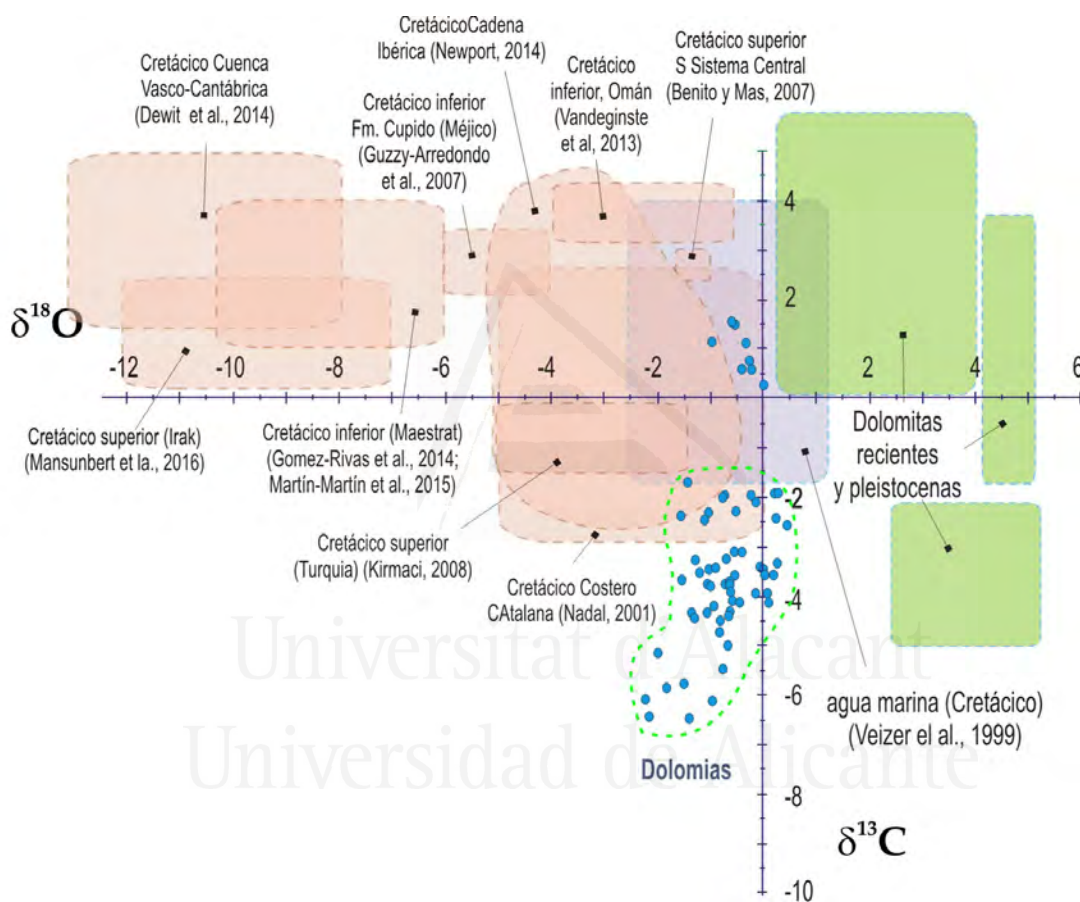


FIGURA 5.6. Diagrama  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  de dolomías brechoideas y materiales asociados en el que se indican las composiciones de diversos tipos dolomíticos para actuales (verde) y del Cretácico (Beige) en diferentes contextos.

### 5.2.3.5 Catodoluminiscencia

Existen muchos factores que controlan el color, intensidad y zonación de luminiscencia en carbonatos diagenéticos (cementos, dolomías, etc.), como son la mineralogía original del mineral o la composición y las variaciones en el potencial redox de la solución, que hace variar el estado de oxidación iones activadores y represores de la luminiscencia (principalmente Mn y Fe).

Muchos modelos de interpretación de la luminiscencia de carbonatos en términos de Eh, pH o concentración de Fe y Mn se basan en estos factores (ver figura 2.3). No obstante, existen

numerosos factores, interrelacionados, que pueden tener influencia en la CL de los carbonatos (Machel y Burton, 1991), como temperatura, velocidad de crecimiento, variaciones (temporales y espaciales) en el quimismo de las soluciones, salinidad, coeficientes de reparto, apertura del medio, etc.

Como se ha comentado en el capítulo de metodología, el ion  $\text{Fe}^{2+}$  se considera un inhibidor importante de CL extrínseca en minerales de carbonato (Machel, 2000; Richter et al., 2003), por lo tanto, la intensidad de las emisiones de CL en calcita refleja la abundancia de  $\text{Fe}^{2+}$ , así como la de  $\text{Mn}^{2+}$ . Marshall (1988) sugiere que la intensidad de luminiscencia parece controlada por la relación Fe/Mn y no por las concentraciones absolutas de cualquier catión. En otro estudio, Habermann et al. (1998, 2000) indican que las concentraciones  $\text{Mn}^{2+}$  menores de 1 ppm pueden activar emisiones de CL en calcitas pobres en Fe y que existe una correlación lineal entre la concentración y la intensidad CL  $\text{Mn}^{2+}$  a valores que van desde  $\text{Mn}^{2+}$  19-1000 ppm. Estos autores sugieren que el contenido de  $\text{Fe}^{2+}$  hasta 2000 ppm no tiene influencia en esta relación. La emisión del Mn por CL, se inactiva a  $> 3-4000$  ppm  $\text{Fe}^{2+}$  y el grado de extinción viene controlado por el contenido de  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Mn}^{2+}$ . Estas observaciones parecen no estar de acuerdo tanto con los de Budd et al. (2000), los cuales afirman que se requieren 25 ppm de Mn para iniciar CL visible y que el Mn es el control exclusivo de la intensidad de CL cuando el contenido de Mn y Fe son muy bajos ( $<100$  ppm). Sus datos también muestran que 100 ppm Fe es el mínimo para extinguir la CL cuando Mn está por debajo de 200 ppm.

Ante la duda sobre si la intensidad de la CL en los carbonatos está controlada en su totalidad por la concentración de  $\text{Mn}^{2+}$  (más algunas tierras raras) y de  $\text{Fe}^{2+}$ , algunos investigadores han sugerido una relación más compleja que involucra otros factores. Habermann et al. (2000) indican que la autoextinción se vuelve importante en niveles altos de concentración de  $\text{Mn}^{2+}$  ( $> 1000$  ppm). Por lo tanto, la intensidad de CL parece ser una función compleja de la activación  $\text{Mn}^{2+}$  y la autoinhibición  $\text{Mn}^{2+}$  y la inhibición del  $\text{Fe}^{2+}$ . Aunque  $\text{Mn}^{2+}$  y  $\text{Fe}^{2+}$  son los principales iones que afectan a las emisiones de CL en carbonatos, numerosos factores que influyen en la partición de estos iones en minerales de carbonato.

Estos factores o procesos incluyen los coeficientes de actividad, la actividad del calcio, las diversas especies químicas en solución, la temperatura, las estructuras de superficie de cristal, las tasas de crecimiento de los cristales, el pH, y las reacciones redox (Machel y Burton, 1991 y Machel, 2000). Según Machel (2000), estos procesos pueden clasificarse en cuatro grupos:

- (i) Apertura del sistema (abierto vs. cerrado) y cambios en el potencial redox. Difíciles de evaluar.
- (ii) Coeficientes de reparto o partición. Interrelacionado con la apertura del sistema: variaciones muy pequeñas en la composición de los fluidos diagenéticos se rigen por el grado de apertura del sistema.
- (iii) Maduración de la materia orgánica. Actúa como posible fuente o sumidero para muchos elementos traza, incluyendo activadores conocidos.
- (iv) Diagénesis de arcillas. Actúa del mismo modo que la materia orgánica.

Otras fuentes, como los fluidos hidrotermales, también pueden contribuir incorporando en mayor o menor proporción elementos en la red de los carbonatos.

En todos los cementos de dolomita encontrados en la zona de estudio hemos podido observar

luminiscencia con colores rojos, amarillos y marrones mates. Estos datos concuerdan con valores umbrales de excitación del rango de 80-100ppm de  $Mn^{2+}$  como los sugeridos por Pierson (1981) y Fairchild (1983). Machel et al. (1991) reducen aún más los valores, hasta 20-40 ppm de  $Mn^{2+}$ . Todos estos umbrales se quedan altos comparadas las cantidades que contienen las muestras analizadas (límite de detección del Mn: 100ppm), sin embargo, la luminiscencia que observamos evidencia de su presencia.

Como se mostró en el capítulo 3 (Figura 3.107) se puede correlacionar la intensidad de la emisión catodoluminiscente con la cantidad de  $Mn^{2+}$  presente en los carbonatos (Habermann et al., 2000; Gillhaus et al., 2001). Estos últimos autores comparan esta correlación con la realizada mediante las áreas normalizadas de los picos, para calcita y dolomita y encuentra que las áreas se ajustan bien cuando las cantidades presentes de  $Fe^{2+}$  son menores a 2000ppm, que sería el caso de estudio.

Teniendo en cuenta que los parámetros analíticos del instrumental con el que se ha desarrollado la toma de datos de CL en dolomita no son los mismos que los utilizados para el experimental de Gillhaus et al. (2001), las cantidades de  $Mn^{2+}$  que resultan de la aplicación de su fórmula  $Mn^{2+} (ppm) = A_{CL} \times 0,3129$  son más altas de las que estos autores establecen. Lo mismo ocurre si se emplea la fórmula para las intensidades de Habermann et al. (2000). A falta de una correlación entre las condiciones de trabajo para comparar sus muestras con los resultados obtenidos para las dolomitas brechoides, se trabajará con cantidades relativas de  $Mn^{2+}$  de las muestras.

Además, se ha podido comprobar que las cantidades de  $Mn^{2+}$  representadas abarcan unas concentraciones de amplio rango entre las muestras de diferentes canteras y zonas de campo, incluso dentro del mismo sector, pero fuera de los valores representados por Gillhaus et al. (2001). Por ello, se deduce que deben existir otros factores en el control de la CL que provoquen las diferentes y elevadas intensidades. Es evidente que de tener esas concentraciones de Mn habrían sido detectadas en alguno de los medios analíticos utilizados (FRX, ICP), por lo que alguno de estos factores que controlan la intensidad de la CL podría ser la presencia de diversos cationes de tierras raras.

Por otra parte, no se ha podido correlacionar tampoco la concentración de  $Mn^{2+}$  con la de  $Fe^{2+}$  mediante la gráfica de clasificación de intensidades de Machel et al. (1991) ya que las cantidades de  $Fe^{2+}$  detectadas en las analíticas presentan concentraciones tan bajas que no están ni si quiera representadas en la gráfica. A esto se añade las diferencias en las condiciones del experimental comentadas anteriormente.

Aunque la muestra Jim-1 es la más completa en cuanto a los resultados obtenidos por CL (Figura 3.103), hay otras muestras que ilustran las texturas descritas por otros métodos y a la par aportan mayor información geoquímica. En el ejemplo de la muestra Jim-4 se registra las intensidades de CL más altas que hemos medido (Figuras 3.102 y 3.105D). En su gráfica de CL se advirtió un notable aumento en la intensidad CL desde borde del cristal (brillante) hacia el interior (mate), lo que puede interpretarse como un aumento en Mn hacia el núcleo del cristal. En todas las muestras hemos encontrado luminiscencia sobre los 360-366nm que se corresponden con emisiones de TRs. Éstas también aumentan de intensidad CL hacia al interior con la excepción de la zona B amarilla que presenta más intensidad en el pico de TRs. Como puede verse en la imagen de la figura 3.105 la zonal del cemento “fantasma” presenta más brillo, y sus analíticas demuestran mayor intensidad CL del pico de TRs que el exterior. Por ello se deduce que, en esta muestra, y en otras estudiadas, hay una clara influencia de TRs en la intensidad y longitud de onda de la CL que pudiera estar enmascarando los valores reales de intensidad de la calcita y la dolomita sin TRs. En la muestra Fv-



2a (Figura 3.106), se observó algo semejante, con las intensidades CL de la zona del espectro de la calcita y la dolomita, que aumentan hacia el interior del cristal, al igual que las de TRs.

En la figura 5.7 (muestra Jum-7) se ilustra un espectro comparativo entre calcita y dolomita en el cual se observa la emisión de fondo de la calcita sin picos y con un contenido en TRs mucho menor que la dolomita. La señal luminiscente de esta muestra es la más baja de todas incluyendo la señal de las TRs. En la figura 3.107, en la cual se correlaciona el área de las intensidades de los picos activados por Mn, también la muestra Fv-2a es la de menor área, siendo las áreas mayores las de la muestra Jim4a. Por ello también se puede inferir que presentan de mayor a menor proporción de  $Mn^{2+}$  las muestras Jim4a, Jum7a, Jim1, Jum7 y Fv2a.

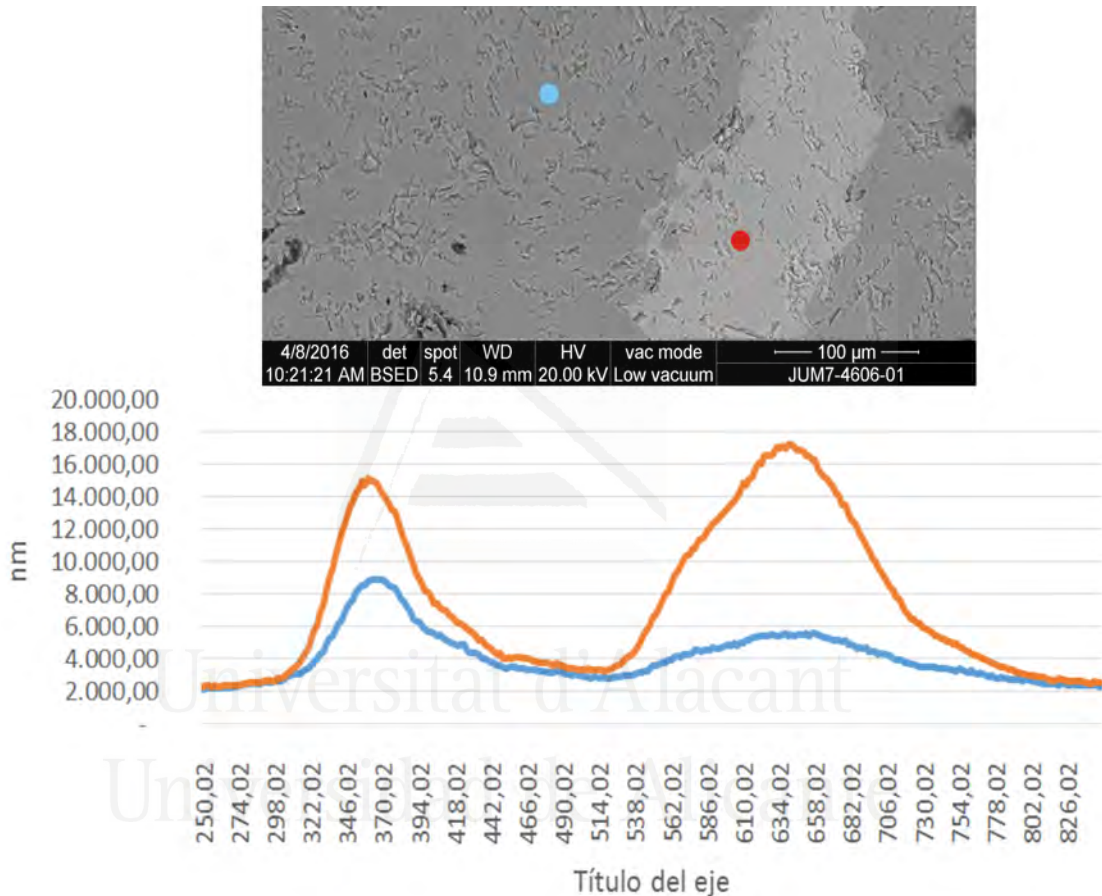


FIGURA 5.7. Espectros CL para dolomita (rojo) y calcita (azul). Muestra Jum-7 (sector SW).

### 5.3 El proceso de dolomitización

Hay una serie de características de las dolomías que componen el Marrón Imperial que son importantes a la hora de elaborar un modelo de dolomitización para estos materiales, que incluya un modelo de circulación de fluidos dolomitizantes, una fuente de magnesio, una temperatura de formación y su relación con los procesos de brechificación. Entre estos caracteres se encuentran la morfología y extensión tanto de los cuerpos de roca dolomitizados como los brechificados y las características texturales de las dolomías (tipos, porosidad, composición...).

### **Morfología y extensión de los cuerpos dolomíticos.**

Los cuerpos dolomíticos no son concordantes con la estratificación, pero se distribuyen mayoritariamente por el cuerpo de roca que constituye la Fm. Sierra de Utiel. El contacto entre dolomías y calizas (frente de dolomitización) es abrupto, a veces sigue estratificación, a veces la corta. Se trata de cuerpos dolomíticos tabulares siguiendo una distribución estratiforme a sub-estratiforme. La distribución de estos cuerpos también señala un claro control tectónico (directriz NE-SO). Asimismo, esta geometría sugiere un flujo lateral de los fluidos dolomitizantes muy importante, probablemente a través de los estratos más permeables de la caliza precursora.

Aunque la propia dolomitización ha borrado las características texturales del material original, la amplia extensión del cuerpo dolomítico, aunque esté relacionado con accidentes tectónicos, no puede explicarse sin la presencia de un sistema poroso accesible y efectivo en las calizas originales, que permitiera la migración lateral de fluidos dolomitizantes lejos de las fallas o corredores de fracturas.

### **Textura y composición de las dolomías.**

Las dolomías estudiadas no son selectivas de fábrica, solo en algunos casos se reconocen fantasmas de fósiles o cementos previos, lo que cuadra con una dolomitización no temprana, en profundidad. Otros caracteres, como el tamaño predominante de las doloesparitas (meso-macro) y su señal geoquímica (bajos contenidos en Sr,  $\delta^{18}\text{O}$ , etc.) son coherentes con dolomitizaciones no tempranas en condiciones de enterramiento más o menos profundo.

El hecho de que haya varias fases de formación de cristales dolomíticos (reemplazamiento, cementación) separadas en algunos casos de eventos de disolución, así como la existencia de fantasmas de cementos en vénulas (algunos poligénicos), evidencia una sucesión de etapas de relleno y creación de porosidad que puede explicar la extensión lateral de la dolomitización.

### **Sistema poroso.**

La morfología y distribución del sistema poroso es predominantemente intercrystalino (0,01-1mm) y ligado a superficies de disolución de claro control cristalográfico, tal y como se ha descrito en el capítulo 3. Además de la porosidad intercrystalina también se ha reconocido porosidad tipo fisura y estilolitos. El entramado de fisuras, a veces ligado a las vénulas y estilolitos, es localmente denso y complejo, atravesando o delimitando clastos dolomíticos y reflejando varios procesos de fracturación. Estas fisuras (fracturas a mesoescala) se pueden encontrar parcialmente abiertas con aperturas que raramente supera 1mm de anchura.

Martínez-Martínez (2008) determinó que estos materiales presentan una porosidad que oscila entre el 1 y 8%, en función de la presencia de fisuras y del contenido en matriz. La de los clastos de dolo(micro-)esparita es muy baja (aproximadamente un 1%) y la de la matriz puede alcanzar el 8%. El radio medio de los poros es superior a  $2\mu\text{m}$ . La permeabilidad de estos materiales es relativamente baja ( $<1\text{mD}$ ) (Cueto et al., 2006) reflejando una baja interconexión del sistema poroso.

Asimismo, pasando a una escala mayor de observación, en buena parte de los frentes de cantera y afloramientos estudiados estas rocas presentan un entramado de conductos y cavidades kársticas de disposición vertical (0,1 a 1,2 m de anchura), unidas por pequeños conductos irregulares. Esto

refleja un marcado control estructural en la génesis del aparato kárstico. Estas cavidades suelen presentarse completamente rellenas por espeleotemas bandeados, de tonos blancos a anaranjados (coladas, estalactitas, etc.), brechas endokársticas que incluyen tanto fragmentos de roca encajante como de espeleotemas y, en menor medida, rellenos siliciclásticos de coloraciones rojizas. No obstante, también están presentes cavidades con rellenos parciales, tanto de espeleotemas como de sedimentos clásticos, que dejan huecos irregulares de tamaño variable, desde unos pocos milímetros a varios centímetros.

Todos estos datos reflejan el producto o resultado final de una serie de procesos generadores o destructores de porosidad (conectada o no) a diferentes escalas, en los que la permeabilidad y estructura del sistema poroso es determinante. Por ejemplo, como veremos más adelante, la permeabilidad es un factor clave para la dolomitización (Lucia, 2004), y las zonas fracturadas, e incluso las brechificadas (en especial la matriz, que es más porosa) son áreas de mayor permeabilidad y por eso más susceptibles de dolomitización.

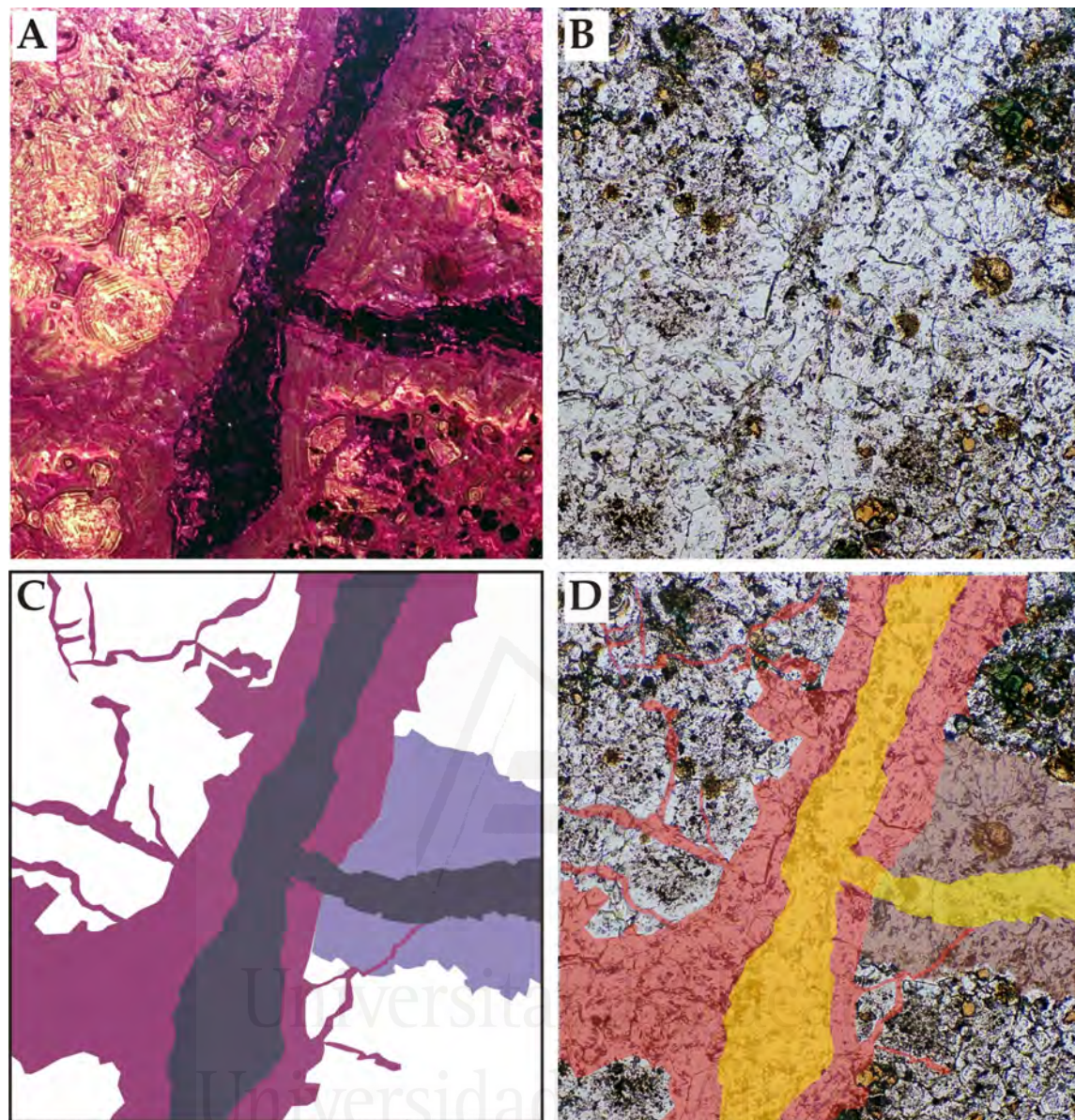
Como se ha mencionado anteriormente, la cantidad, tipología y distribución de cementos pueden permitirnos estimar la porosidad/permeabilidad durante las diversas etapas diagenéticas. El análisis de CL de las doloesparitas nos ha mostrado la existencia de cementación dolomítica, lo que ha tenido que provocar una reducción drástica de la porosidad/permeabilidad que previamente se hubo formado (Figura 5.8).

#### **Estilolitos.**

Otra característica textural abundante y relevante en estos materiales es la existencia de estilolitos. En sí mismos, estos rasgos de disolución por presión son típicos de enterramiento (Moore, 1989). Como se ha descrito en apartados anteriores, se han reconocidos estilolitos tanto en fábricas dolomicríticas como doloesparíticas. En las primeras son típicos cristales rómbicos de dolomita delineando los mencionados estilolitos, así como también fisuras y vénulas, indicando que estas discontinuidades producidas por compactación (disolución por presión) han podido actuar como conductos para los fluidos dolomitizantes. Estos estilolitos son localmente abundantes en algunas secciones estudiadas, y a veces separan zonas doloesparíticas con distinto grado de impurezas por lo que en cierto modo pueden actuar como barreras para la dolomitización (Miller y Folk, 2009), aunque también sirven para el desarrollo de vénulas calcíticas. En las rocas más fuertemente dolomitizadas (doloeparitas) la caliza está totalmente reemplazada por mosaicos generalmente hipidiotópicos de cristales dolomíticos centimicrométricos y aún se pueden observar fantasmas de fisuras, vénulas y estilolitos. Este hecho nos indica que los procesos de dolomitización han podido estar en relación con procesos de fracturación.

Estos procesos de dolomitización relacionados con disolución por presión están comúnmente relacionados con diagénesis profunda (ej. Mattes y Mountjoy, 1980; Qing y Mountjoy, 1989; Lavoie y Bourque, 1993; Mountjoy y Amthor, 1994). El inicio de formación de estilolitos en calizas se da aproximadamente a unos 500m de profundidad (Drivet y Mountjoy, 1997; Duggan et al., 2001) y en las dolomías algo más (Mountjoy y Amthor, 1994). Si, como se discutirá más adelante, hay evidencias petrográficas que indican que la temperatura de los principales eventos de dolomitización es menor de 50-60°C y asumiendo un gradiente geotérmico de hasta 45 °C km<sup>-1</sup>, estos procesos tuvieron que tener lugar antes a una profundidad máxima de 500m.





*FIGURA 5.8. Doloesparita con diversas fases de reemplazamiento y cementación (A) CL. B) nicoles paralelos. C) Esquema de distribución de cementos (azul oscuro: calcita; rojo y morados: dolomita). D) Sobreimposición de esquema C en imagen petrográfica.*

La brechificación, que también afecta a las calizas de techo y muro, por lo que, al menos, una fase de brechificación no es coetánea con la dolomitización. Los materiales que rodean a los cuerpos dolomíticos también están afectados por procesos de brechificación, especialmente las calizas infrayacentes. Asimismo, se han reconocido en diferentes secciones evidencias claras de varias fases de brechificación: (i) clastos de brechas que están constituidos por fragmentos de brechas anteriores, tanto tipo mosaico (con cementos calcíticos) como caótico (con matriz dolomítica) (ej.: Figuras 3.22 y 3.26; páginas 54 y 57 respectivamente) y, (ii) conglomerados de cantos doloesparíticos (ej.: Figuras 3.31 y 3.32; página: 59).

El papel de las discontinuidades (fisuras, estilolitos, etc.) en el proceso de dolomitización ha quedado evidenciado, así como la relación de este proceso con una fase de fracturación y compactación mecánica durante el enterramiento. Es decir, existen fases de fracturación previas al

principal evento de brechificación. Este evento, que es el principal responsable de la fábrica final que presentan las dolomías brechoides, es claramente post-dolomitización. Esta brechificación es la responsable de la formación de brechas clasto-sostenidas (tipo crackle, mosaico) cementadas por calcita, y/o brechas matriz-soportadas (tipo caótico) con fragmentos de dolomías (doloeparitas) en la matriz.

### 5.3.1 El origen del magnesio

En los modelos de dolomitización cada vez es más importante hacer un balance cuantitativo de fluidos disponibles y requeridos para establecer el origen de los mismos (fuente de Mg) y los mecanismos de transporte (fuerzas motrices), aunque hasta el momento son pocos los estudios que hacen cuantificaciones detalladas (ej. Corbella et al., 2006; Whitaker y Xiao, 2010; Al-Helal et al., 2012; Xiao et al., 2013; Corbella et al., 2014).

Una dolomitización efectiva requiere de una o más fuentes de Mg y un mecanismo físico capaz de transportar suficiente cantidad de Mg a las superficies de reacción de los minerales (Whitaker et al., 2004; Carmichael et al., 2008). Las fuentes y composiciones de los fluidos dolomitizantes es un tema controvertido en la reconstrucción de eventos masivos de dolomitización (Braithwaite et al., 2004). Además, como se ha mencionado en apartados anteriores, muchos de los parámetros y procesos que controlan el ordenamiento y estequiometría de las dolomitas están aún en debate (Dawans and Swart, 1988; Kaczmarek and Sibley, 2007, 2011, 2014).

Considerando las características estructurales, texturales y composicionales de dolomías estudiadas y teniendo en cuenta la naturaleza de las rocas adyacentes al litotecto que constituyen las dolomías brechoides del Marrón Emperador, el magnesio requerido para la dolomitización puede haber derivado de las siguientes fuentes o fluidos:

- Aguas marinas o derivadas del agua del mar, más o menos concentrada o evolucionada.
- Salmueras hipersalinas residuales, derivadas de las anteriormente mencionadas, que embeben los sedimentos objeto de alteración diagenética.
- Fluidos derivados de la compactación mecánica de las series carbonáticas y margosas cretácicas, subyacentes.
- Fluidos que han calcitizado dolomías cenomanienses subyacentes:
  - Dolomías meso-macrocrystalinas negras de la Fm. Dolomías de Alatoz. Esta formación se presenta sin dolomitizar en algunas secciones (Martin-Chivelet 1992)
  - Dolomías calcareníticas claras de la Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves. Esta formación está localmente brechificada
  - Dolomías micro-mesocrystalinas grises de la Fm. Dolomías de Carada.
  - Dolomías meso-macrocrystalinas oscuras de la Fm. Dolomías del Cuchillo.
- Fluidos derivados de la alteración de materiales margo-arcillosos. En general son escasos en las secuencias deposicionales cretácicas del prebético externo. En concreto solamente en algunas formaciones suprayacentes (Fm. Margas de Raspay y Fm. Margas de los



Cerrillares) existen materiales de este tipo en cantidades significativas y composiciones adecuadas (ej.: esmectitas ricas en Mg)

- Salmueras ricas en Mg derivadas de la disolución de materiales triásicos (facies Keuper). La disolución de halita por fluidos ricos en Mg aumentaría la salinidad de los fluidos mineralizantes (Carter 1991; Coniglio et al., 1994).

Considerando el volumen del litotecto dolomitizado, de todos los citados, solo las aguas marinas, o fluidos derivados de aguas marinas pueden constituir una fuente de magnesio suficiente para producir dolomitizaciones masivas como las que nos ocupan. No obstante, la complejidad composicional de los materiales estudiados puede ser reflejo de la existencia de varias fuentes de fluidos dolomitizantes.

En base a la estequiometría de las dolomitas se ha podido estimar que la relación Mg/Ca del fluido mineralizante estaba entre 1 y 1,5 (Figura 5.2), dato coherente con los estimados por Ligi et al. (2013) (Figura 5.9). El agua del mar en el Cretácico tenía una relación Mg/Ca menor que la actual, de 3 a 5 veces más bajo (Wallmann, 2001; Ligi et al., 2013).

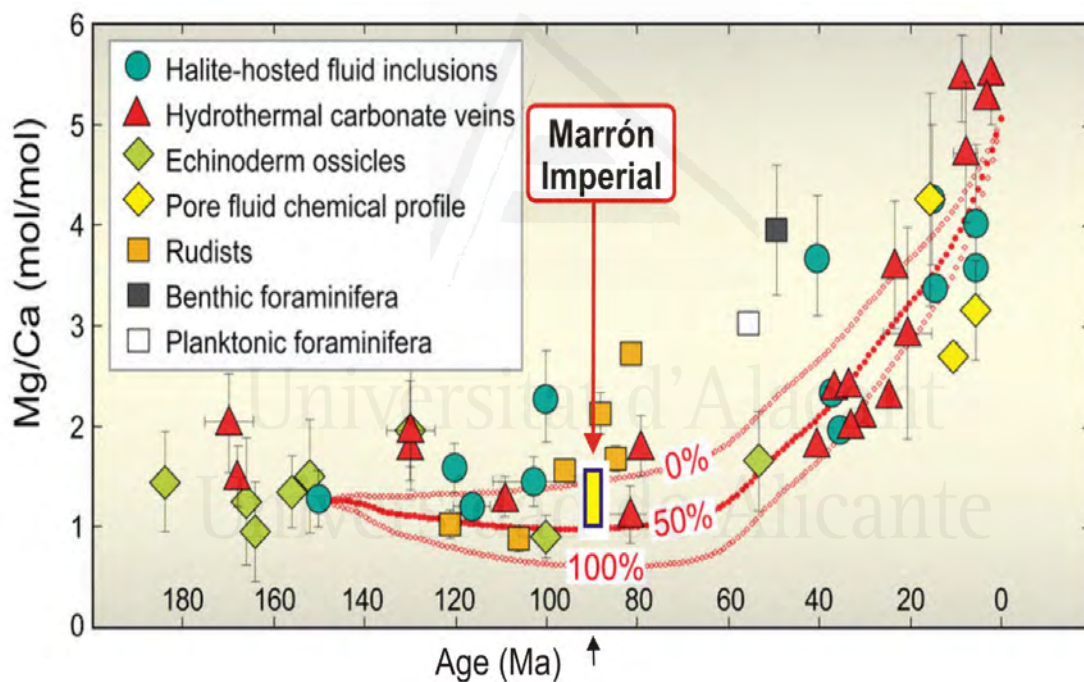


FIGURA 5.9. Estimación de la relación Mg/Ca del agua del mar desde hace 180Ma (Ligi et al., 2013)

### 5.3.2 Modelo de circulación de fluidos

La estrecha relación espacial de los cuerpos dolomitizados con las alineaciones estructurales principales de la cuenca en el cretácico y del relieve actual lleva a plantearse una circulación de fluidos controlada tectónicamente. El flujo de fluidos a través de fallas tectónicamente activas es episódico por naturaleza, (Knipe, 1993; Muir-Wood, 1994; Eichhubl y Boles, 2000) por lo que para producirse una dolomitización extensiva son necesarios muchos de esos episodios de flujos (Sibson, 1987; Iriarte et al, 2012; Hendry et al., 2015). Además, para que se pueda formar un cuerpo dolomítico significativamente grande (en área y volumen) la permeabilidad debe ser mantenida o



creada con cada aumento del frente de dolomitización.

Es relevante que la dolomitización aumenta la rigidez mecánica de encajante, de modo que fenómenos de microfracturación hidráulica podrían potencialmente propagarse por el cuerpo dolomítico según se va formando. Posteriormente esas fracturas serían fácilmente “ocultadas” por la subsecuente precipitación dolomítica. No obstante, si la dolomitización se produce en profundidad, el material encajante pre-dolomitización estará más o menos litificado. El estudio petrográfico, especialmente la microscopía de catodoluminiscencia, revela la existencia de cementos (fantasmas bajo microscopio petrográfico) tanto calcínicos (litificación) como dolomíticos (dolomitización/cementación dolomítica), lo que prueba la existencia de varias fases de dolomitización o entrada de fluidos ricos en Mg atravesando un material previo permeable.

Buena parte de los tipos texturales analizados presentan una luminiscencia uniforme (ausencia de zonado), en especial en fábricas micríticas, microesparíticas y en núcleos de cristales doloesparíticos. Esto es indicativo de una baja variación en la composición de los fluidos responsables de su formación, lo que se traduce en una homogeneidad en su composición (relación Mg/Ca y elementos traza) lo que refleja que los procesos de reemplazamiento y cementación no tienen influencia significativa en la composición de los fluidos, es decir, las relaciones agua/roca son altas, se trata de un sistema abierto.

### 5.3.3 Temperatura

Diversos estudios experimentales han demostrado que la dolomitización está favorecida por la temperatura (ej.: Arvidson y McKenzie, 1999), y que a mayor temperatura se necesitan relaciones Mg/Ca más bajas para dolomitizar (Kazmarek y Sibley 2011). En un contexto de dolomitización en ambiente profundo la temperatura aumenta con la profundidad de enterramiento, donde se alcanzan temperaturas de 60-70°C (pocos km de enterramiento) que ya son suficientes para producir procesos efectivos de dolomitización (Al-Awadi et al., 2009).

Muchos ejemplos de dolomitización tectónica se asocian a hidrotermalismo (ej.: Gasparrini et al., 2006; Shah et al., 2012). No obstante, hay que tener precaución con este concepto, ya que el término hidrotermal debe referirse a situaciones en las que los fluidos advectivos están, al menos, 5°C más calientes que la roca encajante (White, 1957; Machel y Lonnee, 2002).

A falta de estudios específicos de paleotemperatura (ej. inclusiones fluidas) recordemos los caracteres que nos indican que el grueso de la dolomitización tuvo lugar a baja temperatura.

- La textura doloesparítica hipidiotópica (planar-s) dominante es típica de baja temperatura (<50°C) (Gregg y Sibley, 1984). Así como la ausencia o escasez de dolomitas tipo saddle o barrocas
- Las temperaturas calculadas para la dolomitización usando la ecuación de Friedman y O'Neil (1977) (Capítulo 4) también son menores de 50°C, asumiendo incluso una composición más pesada de las aguas marinas originales por el efecto del enterramiento.

Como se comentó anteriormente, con estas temperaturas de formación, y sin otra fuente de calor (ej.: intrusiones magmáticas), y con unos gradientes geotérmicos normales (25-40°C/km) estaríamos en unas profundidades de enterramiento relativamente somero (0,5-1km).

### 5.3.4 Modelo de dolomitización

Como se viene reiterando a lo largo de la discusión, los datos obtenidos del estudio de las dolomitas Marrón Imperial apuntan a un origen post-sedimentario en profundidad, si bien no superando 1km de enterramiento. Las dolomías profundas o de enterramiento se definen como las formadas bajo la superficie, en la zona activa freática a partir de fluidos acuosos templados después de la litificación de la caliza original (Morrow 1998; Warren 2000). En la literatura hay muchos ejemplos descritos (ej.: Montañez, 1994; Nielsen et al., 1998; Gasparrini et al., 2006; Breesch et al., 2010). Los fluidos dolomitizantes son generalmente aguas de formación de naturaleza salina, aunque puedan ser de muy diferente origen.

Hay 4 modelos propuestos basados en su contexto hidrodinámico (Morrow 1990; Machel 2004; Gasparrini et al., 2006) (Figura 5.10): (i) de flujo por compactación; (ii) de flujo inducido tectónicamente; (iii) de flujo inducido topográficamente; (iv) de flujo termo-convectivo. Las dolomitas de todos ellos muestran características texturales similares, por lo que a menudo es difícil especificar el tipo de modelo.

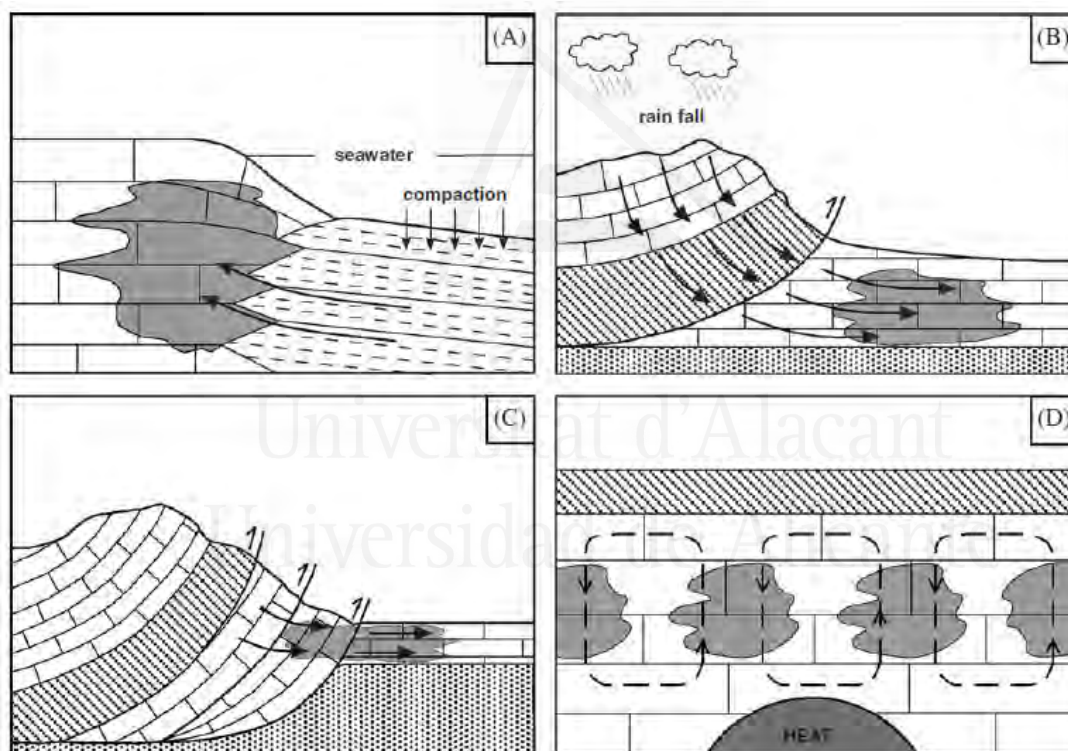


FIGURA 5.10. Principales modelos de dolomitización por enterramiento (Gasparrini et al., 2006). A) Modelo de dolomitización por compactación. B) Modelo de recarga topográfica. C) Modelo de dolomitización tectónica. D) Modelo de dolomitización térmica-convectiva.

En el modelo de flujo por compactación (Illing, 1959) el movimiento de fluidos es inducido por la compactación de sedimentos bajo carga y el consiguiente “expulsión” de los fluidos porosos (Figura 5.10A). En el modelo de flujo tectónicamente dirigido (Oliver, 1986) el flujo de fluidos es iniciado por la carga y compresión tectónica durante fases orogénicas, que causan la expulsión de fluidos de formación hacia los bordes de la cuenca (Figura 5.10B). Según el modelo de flujo controlado por la topografía (Garven and Freeze, 1984) la migración de fluido tiene lugar desde

cinturones montañosos emergidos y expuestos a recargas meteóricas (Figura 5.10C). El modelo de flujo por convección térmica está controlado por un foco de calor (ej. intrusión magmática) que hace que aguas calientes asciendan en un sistema convectivo (Wilson et al., 2001) (Figura 5.10D).

De todos estos modelos el que mejor encaja en las características de los materiales estudiados es el de influencia tectónica. En la literatura científica existen abundantes ejemplos de dolomitizaciones estratiformes asociadas a fallas que actúan como fuentes alimentadoras de fluidos dolomitizantes (ej.: Davies y Smith, 2006; Wilson et al., 2007; Gasparrini et al., 2006).

El resultado es la formación de cuerpos estratiformes de varias decenas de metros de espesor y de extensión kilométrica (dirección SO-NE) que probablemente ha englobado y borrado el entramado de fallas que actuaron como puntos de alimentación de fluidos. Sobre las propiedades (longitud, apertura hidráulica, conectividad, segmentación, etc.) de este entramado de fallas y fracturas, con los datos actuales no podemos hacer estimaciones precisas, si bien, la efectividad del sistema está evidenciada por el gran volumen de dolomías formadas.

Además de este entramado hay otros factores claves en la dolomitización en este modelo que ya se han discutido anteriormente:

- La permeabilidad de la roca original, definida por sus condiciones deposicionales y su historia diagenética pre-dolomitización, ya que es un requisito para que pueda haber circulación lateral de fluidos alimentados por las fallas, impediéndole del régimen tectónico o de si las fallas actúan como conductos pasivos o no. Esta permeabilidad puede ser deposicional, diagenética o tectónica.
- La naturaleza y cantidad de fluidos diagenéticos que precipitan/disuelven minerales y aumentan/reducen porosidad.

La complejidad de texturas y composiciones encontradas en el Marrón Imperial refleja que el sistema de fallas y fracturas que transportaba los fluidos dolomitizantes era heterogéneo, soportando flujos variables, y conduciendo a variables tasas de enfriamiento y mezcla de fluidos y diferentes grados de interacción agua-roca.

Un aspecto clave en estos estilos de dolomitización y que se observa muy bien en el caso de estudio, ya que explica en gran manera la complejidad textural (reemplazamientos, disoluciones, cementaciones, dedolomitizaciones, brechificación, etc.) es que la dolomitización se produce después del enterramiento y litificación (sindiagénesis, diagénesis temprana) del sedimento calcáreo original. Y que las dolomitas que componen el cuerpo dolomitizado han precipitado directamente como cemento o reemplazando al material original.

## 5.4 Brechificación

Además de la distribución espacial a gran escala de los cuerpos brechoides (apartado 5.1), para establecer el origen de las brechas que constituyen este estudio debe tenerse en cuenta los



siguientes factores o propiedades: (i) la morfología de los cuerpos brechoides; (ii) la distribución espacial de los diferentes tipos brechoides reconocidos en los mismos y, (iii) la relación entre los caracteres de fracturación y relleno (ej.: vénulas calcíticas, matriz) y las fases de reemplazamiento diagenético (dolomitización, recristalización, dedolomitización) que caracterizan los componentes principales de las brechas, esto es, los clastos dolomíticos.

Como se ha especificado en el apartado 5.1, los cuerpos brechoides son estratiformes a gran escala, con límites irregulares tanto a techo como a muro y una gran continuidad espacial (Figura 5.10). Los principales tipos de brechas identificadas se hallan ampliamente representadas en todos los sectores de la zona de estudio la zona de estudio (Cuadro 3.1.; página: 118). Para describir y definir los materiales brechoides se han empleado clasificaciones exclusivamente descriptivas, tal y como se especificó en el capítulo 2. Martínez-Martínez et al (2007) y Martínez-Martínez (2008) cuantificaron el grado de brechificación de materiales brechoides, incluido el Marrón Imperial, mediante el análisis de imagen atendiendo a factores como la distribución del tamaño de clasto, la proporción de matriz o la densidad de brechificación. Estos autores describieron una relación directa entre el grado de brechificación y el número de clastos, el número de clastos con morfologías no elongadas y el porcentaje de matriz. Esta metodología es análoga a la usada por Mort y Woodcok (2008) para establecer la clasificación de cuerpos brechoides (crackle, mosaico, caótica, ...) empleada en esta memoria. Los principales tipos de brechas son (Cuadro 3.3): Las brechas clastosostenidas tipo 'crackle', las brechas clastosostenidas tipo mosaico y las brechas matrizsostenidas caóticas o tipo 'rubble'.

Estos tipos generalmente se encuentran espacialmente asociadas a diferentes escalas y, en la mayor parte de los casos (cuando coexisten más de dos de estos tipos en un afloramiento), no se ha podido delimitar distribuciones geométricas separadas. Asociados a ellos se han reconocido tres tipos de materiales que poseen una distribución espacial mucho más local (ver cuadro 3.3):

- Facies conglomeráticas, que obviamente son indicativas de una impronta sedimentaria en su génesis (al menos en una fase posterior a una hipotética brechificación y dolomitización previa).
- Facies brechoides complejas (facies Mv) en la que se reconocen varias fases de brechificación, probablemente en relación con procesos edáficos y/o kársticos.
- Facies micríticas con dolomitización incipiente.

Todos estos tipos principales de brechas están representados ampliamente en todos los sectores de la zona de estudio.

Se han podido detectar varias fases de brechificación, con brechas doloespáriticas, recristalizadas que están compuestas por clastos que, a su vez, son brechas de tipo caótico o en mosaico, donde se pueden distinguir elementos de la pasta previa (matriz, cemento) (ej.: Figuras 3.22 y 3.26; páginas: 54 y 57).

### 5.4.1 Vénulas y rellenos calcíticos

Un carácter principal de estas rocas, que incluso aporta valor estético como roca ornamental, es que los clastos están rodeados por cementos cristalinos calcíticos. La formación de rellenos calcíticos (y, en menor medida, dolomíticos) en forma de vénulas reflejan una circulación extensiva de fluidos a través de fracturas que puede suceder en varias fases de la historia genética de los materiales,

reflejando el origen y evolución geoquímica de los fluidos durante la evolución termo-tectónica de la cuenca sedimentaria (Marfil et al., 2006; Katz et al., 2006).

La existencia y predominio (en facies brechoides tipos 'crackle' y mosaico) de vénulas y venas calcíticas, y la textura de sus rellenos (mosaicos tipo equidimensional o 'blocky') aportan datos sobre la génesis de estos materiales:

- En las facies donde dominan los cementos, independientemente del tipo de mecanismo de brechificación que se considere, se ha dado un proceso de dilatación durante la fragmentación. En este sentido podríamos tener en cuenta el concepto de brechas de dilatación ('dilation breccia' de Roehl, 1981), como desarrollaremos más adelante.
- Las texturas 'blocky' implican un relleno un hueco pre-existente; al contrario que las texturas fibrosas en vénulas que son indicativas de rellenos durante la apertura de las fracturas (ver Bons, 2000). Recordemos que no se han reconocido texturas fibrosas en los rellenos de las vénulas de todas las muestras estudiadas.
- Las texturas 'blocky' también suelen indicar una brechificación rápida (Tarasewicz et al., 2005). Las texturas fibrosas serían más indicativas de una apertura de huecos o brechificación lenta.
- Todas las texturas son freáticas; solo se han reconocido texturas que pueden interpretarse como vadosas en tipos brechoides complejos y escasos (ej.: Mv)
- La existencia predominante de una única fase de cementación en todo tipo de vénulas (diferentes tamaños y orientaciones, por ejemplo) favorece la existencia de una única y, probablemente rápida, fase de fracturación (brechificación). No obstante, por catodoluminiscencia se han podido observar algunas vénulas con más de una fase de cementación.
- Localmente se han observado fracturas transgranulares paralelas a vénulas rellenadas por una o más fases de cementos que podrían relacionarse con procesos de rotura y sellado (crack-seal) en los que la sobrepresión de fluidos juega un control principal en su génesis (Al-Aasm et al., 1993). No obstante, no se han observado otras texturas típicas como cementos fibrosos, puentes de calcita, etc. (Laubach 2003, Gale et al., 2004).

Se reconocen múltiples fases de cementación calcítica, en algunos casos aprovechando o apoyándose sobre cementos dolomíticos previos. La figura 3.12 (página 47) ilustra muy bien este fenómeno. En ella, además pueden observarse vénulas calcíticas de menor entidad dispuesta paralelamente a la vénula dolomítica-calcítica principal.

#### 5.4.2 Interpretación genética

Todos los tipos de brechas reconocidos en este estudio han sido descritos en diferentes contextos y atribuidos a diversos mecanismos genéticos, desde brechas intraformacionales por disolución de evaporitas interestratificadas en la serie, a brechas de falla o brechas de origen hidrotermal (ver, por ejemplo, revisiones en Futchbauer, 1988; Jebrak, 1997 o Mort y Woodcock, 2008). En sí, estas tipologías, basadas principalmente en el grado de concentración de clastos y en el grado de encaje entre los mismos, no nos indican un origen determinado para cada uno de ellas. No obstante, el un

alto grado de encaje de los clastos y la gradación entre tipos es un claro argumento hacia un origen diagenético (Blendinger, 2001). Los cuerpos de brechas carbonáticas penecontemporáneas, si bien suelen ser monomíticos como los del estudio, tienden a ser estratiformes (o en forma de canal) con una clara estratificación interna y clastos preferentemente orientados o imbricados (Pratt et al., 1992)

A continuación, se hará una breve revisión de los principales tipos genéticos de brechificación que pueden estar relacionados con las dolomías brechoides Marrón Imperial o Emperador haciendo una valoración sobre su idoneidad al caso de estudio.

Hay varios criterios indicativos de un origen por colapso debido a disolución de evaporitas en la serie (Scholle et al, 1993; Warren 1999; Pope y Grotzinger, 2003) que están ausentes en el caso estudiado: existencia de pseudomorfos evaporíticos en los materiales que componen las brechas, cuerpos brechoides con base uniforme y techo irregular, existencia de materiales evaporíticos equivalentes lateralmente, etc.

Por otro lado, las brechas de origen kárstico presentan una alta variabilidad en forma, tamaño, textura y composición (tanto clastos como matriz) (Kerans y Donaldson, 1988; Kerans, 1993). Aunque predominan los tipos brechoides matrizsoportados o caóticos, localmente, asociados a colapsos se dan tipo crackle o mosaico (Choquette y James, 1988). La matriz incluye tanto sedimentos internos (residuos insolubles) como sedimentos alóctonos (ej.: derivados de suelos tipo terra rossa), por lo que la abundancia de terrígenos (incluidas arcillas) y de pátinas de óxidos de hierro tapizando clastos son relativamente comunes (Cooper y Keller, 2001). Facies brechoides complejas (facies Mv) reconocidas localmente en algunas secciones encajan bien en estas características.

El concepto de brechas de dilatación antes mencionado, en clara consonancia con los procesos de fracturación hidráulica (brechas hidráulicas de Sibson 1986), también está muy relacionado con el concepto de brechas de implosión (*'implosion breccia'* de Sibson 1986), aunque el mecanismo genético tradicionalmente considerado para éstas, es decir, formadas por rápidos colapsos cósmicos en huecos incipientes (Sibson, 1986), no siempre es considerado necesario (ver Tarasewicz et al., 2005). Se denominen del modo que sea, brechas de implosión, de dilatación o de fracturación hidráulica, la formación de estas brechas implica que la fracturación se ha producido, o ha sido promovida por esfuerzos diferenciales, aunque sean bajos: una presión de fluidos en poros que excede la resistencia de la roca. Esta presión de fluidos anormalmente alta puede deberse a diversos motivos: enterramientos rápidos en cuencas con altas tasas de sedimentación; deformaciones tectónicas por migración de fluidos, transformaciones mineralógicas, etc.). Kislak et al. (2001) han mostrado evidencias de migración ascendente de fluidos (en este caso hidrotermales) que han causado fracturación y brechificación del encajante y un rápido sellado (cementación calcítica) de las brechas. Independientemente de la naturaleza de los fluidos que 'sellen' la brecha, lo que parece quedar demostrado es la rapidez, tanto de la brechificación como de la cementación o relleno. Por ejemplo, la expulsión de aguas a partir de fallas durante episodios sísmicos puede resultar en la hidro-fracturación e hidro-brechificación del encajante (Katz et al., 2006). Los clastos en este tipo de rocas son siempre angulosos, no hay matriz y el cemento calcítico engloba los clastos o rellena las fracturas. Según Katz et al., (2006), este tipo de brechificación indica una génesis rápida ("explosiva") a partir de fluidos que migran.

La fracturación y brechificación hidráulica ha sido documentada en contextos cercanos a fallas normales, que constituyen conductos para el escape progresivo de fluidos sobrepresionados dentro



de un régimen predominantemente extensional donde la principal deformación es vertical (Roure et al., 2005; Fontana et al., 2014). Aunque también se han descrito brechas cementadas por calcita tipo crackle o mosaico en contextos compresivos (Ferket et al., 2004).

Al igual que en los modelos de dolomitización asociados a fracturas, es común en las brechas tectónicas que su desarrollo se restrinja al entorno de los accidentes tectónicos (ej.: Fallas, corredores de fracturas) y formen cuerpos discordantes con la estratigrafía con formas tipo dique (Katz et al., 2006) aunque pueden producirse brechificaciones extensivas estratiformes en función del modelo de circulación de fluidos, el contexto tectónico y el tiempo (Figura 5.11).

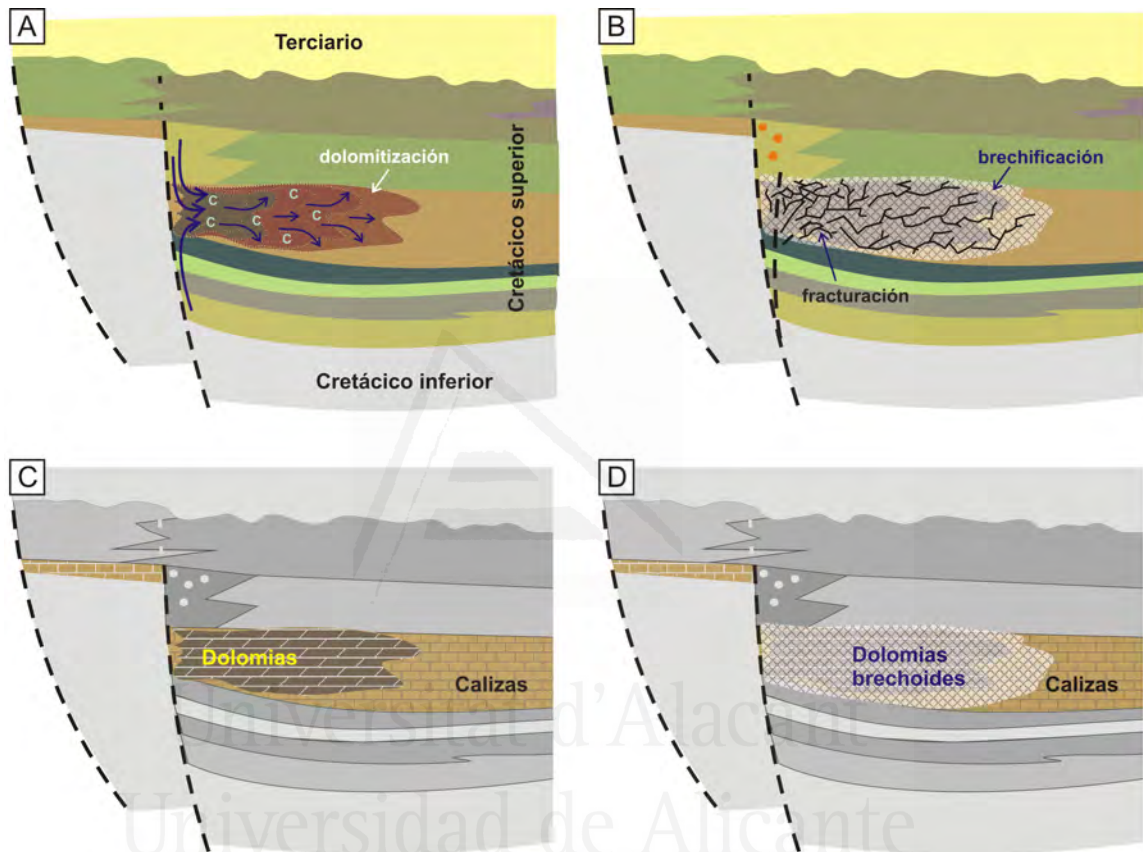


FIGURA 5.11. Asociación con accidentes tectónicos de los procesos de dolomitización (A y C) y brechificación (B y D)

Es importante destacar de la mayoría de las rocas de estos tipos de brechas están caracterizados por la brechificación "in situ", es decir, el transporte de los fragmentos de roca es muy corto (ej.: brechas de colapso) o casi nulo (ej.: brechas de dilatación), es decir, correspondería a los tipos clasto-sostenidos tipo crackle o mosaico. No obstante, debemos recordar que los tipos brechoides tipo caóticos, generalmente matriz-soportados, se encuentran en muchas ocasiones íntimamente ligados a los tipos clasto-soportados, pasando transicionalmente unos a otros (ej.: Figura 3.54, pág. 75). Esto indica que estos tipos no deben de tener un mecanismo de génesis separado del de los tipos clastosoportados, sino que más bien debe tratarse de diferentes etapas o grados de efectividad de los mecanismos generadores de estas texturas brechoides. Salvo en algunos casos, donde la matriz puede estar relacionada con procesos de edafización o de alteración diagenética (pseudo-brechificación) los mecanismos genéticos de los tres tipos principales de brechas deben estar ligados. En este sentido, el mecanismo aportado por Roehl (1981) para explicar los procesos

de fracturación e incluso dolomitización en las brechas de dilatación de Fm. Monterrey (California) incluía una secuencia de procesos o pasos inducidos por procesos tectónicos: dilatación, expulsión de fluidos, fracturación hidráulica, brechificación, flujo hidroplástico, etc. En nuestro caso podemos aplicar una serie de etapas (Figura 5.12):

- Originalmente, o en un estadio de brechificación incipiente, los cantos son angulosos, grandes y con un grado de encaje o teselación alto (fábricas 'crackle').
- Si aumenta el grado de brechificación (o nos acercamos a zonas con mayor grado de esfuerzos tectónicos) el porcentaje de clastos (relación pasta/fragmentos) va disminuyendo, e incluso el grado de encaje de clastos y/o de rotación de los mismo va aumentando (fábricas 'mosaico').
- Según aumentamos el grado de brechificación van apareciendo clastos no 'soportados' y volumétricamente menores (o subordinados) con respecto a los rellenos esparíticos (fábricas 'caóticas'). Asimismo, puede que también aumente el grado de fricción o desgaste de los clastos, formándose una matriz de la misma naturaleza que los clastos, pero con un tamaño de grano significativamente menor.

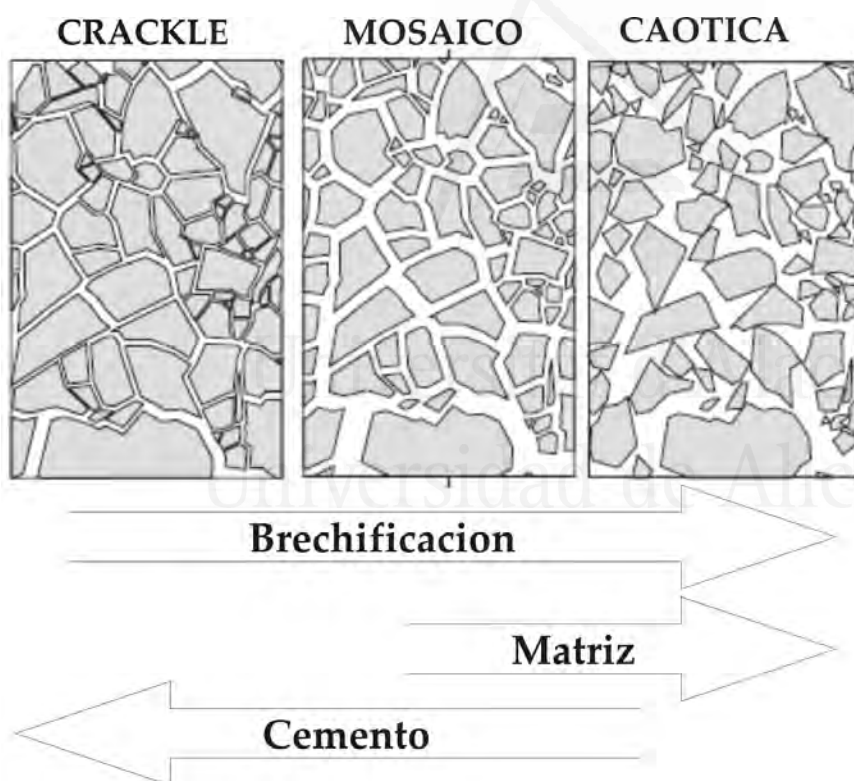


FIGURA 5.12.

*Evolución de texturas brechoides (ver texto)*

Otra posibilidad a contemplar, que complemente o sustituya a la teoría de la mayor atricción o desgaste de las fábricas caóticas en un evento de brechificación, es considerar que la diferencia entre texturas estribe en que existan zonas con menor eficiencia en el relleno rápido por cemento calcítico (ej.: zonas de baja permeabilidad), y puedan estar sufriendo continuos procesos de brechificación hidráulica que desgasten la brecha fabricando o generando pasta de tipo matriz. Otra opción sería que se produjera primeramente el hueco y el relleno fuese posterior (detrítico)

aunque de la misma naturaleza dolomítica; no obstante, en este caso, aunque la fábrica fuera caótica también debería ser clasto-soportada (rasgo este que no suele ser abundante en los términos texturales caóticos estudiados) ya que nos encontraríamos en el caso de una brecha de colapso.

## 5.5 Secuencia Diagenética

En base a todos los datos discutidos a lo largo de estos apartados se ha construido un modelo genético esquemático para la génesis de las dolomías brechoides objeto de estudio. Este modelo se basa en una secuencia de procesos diagenéticos (Figura 5.13):

Singénesis.

- Sedimentación marina de las calizas precursoras (Fm. Sierra de Utiel) en ambiente lagunar costero-perimareal. Se trata de wackestones-packstones con abundantes foraminíferos.

Eogénesis. Diagénesis temprana.

- Litificación temprana por cementación en ambiente marino somero. Localmente cementos marinos tipo radiaxial.
- Dolomitización temprana local. Tipos texturales dolomicríticos y dolomicroesparíticos. Semejante a la que se da en otras formaciones del Cretácico superior (ej. Sierra del Príncipe, este estudio; Formaciones Carada, Cuchillo y Gavilanes, Martin-Chivelet (1992)).

Mesogénesis. Diagénesis de enterramiento

- Compactación mecánica y química. Estilolitización extensiva y fracturación por sobrepresión.
- Entrada de fluidos dolomitizantes a favor de estilolitos y fractura. Los fluidos de origen diverso: marino evolucionados, disolución de dolomías supra e infrayacentes, y alteración de materiales margo-arcillosos. Control estructural en el modelo de flujo. Los fluidos dolomitizantes alcanzan la formación en zonas de fractura y fallas normales y avanzan por ella formando un cuerpo dolomitizado estratiforme con geometría irregular a techo y muro.
- Dolomitización destructiva de fábrica a favor de discontinuidades (ej. estilolitos) que resulta en tipos texturales doloesparíticos (dolomías marrones a negras). Varias fases de reemplazamiento y cementación dolomítica que van alternándose con etapas de disolución que facilitan el avance de los fluidos mineralizantes. Los ambientes geoquímicos oscilan entre subóxico a reductor, no excesivamente profundo (temperaturas < 80°C).
- Fase principal de fracturación hidráulica que genera el cuerpo brechoide en los materiales dolomitizados. Varios tipos de brechas, desde clasto-soportadas con cemento (crackle, mosaico) a matriz-soportadas con cemento y matriz dolomicrítica con algún terrígeno (arcillas). Evento polifásico con re-fracturación de brechas doloesparíticas.
- Recristalización de las fábricas dolomíticas



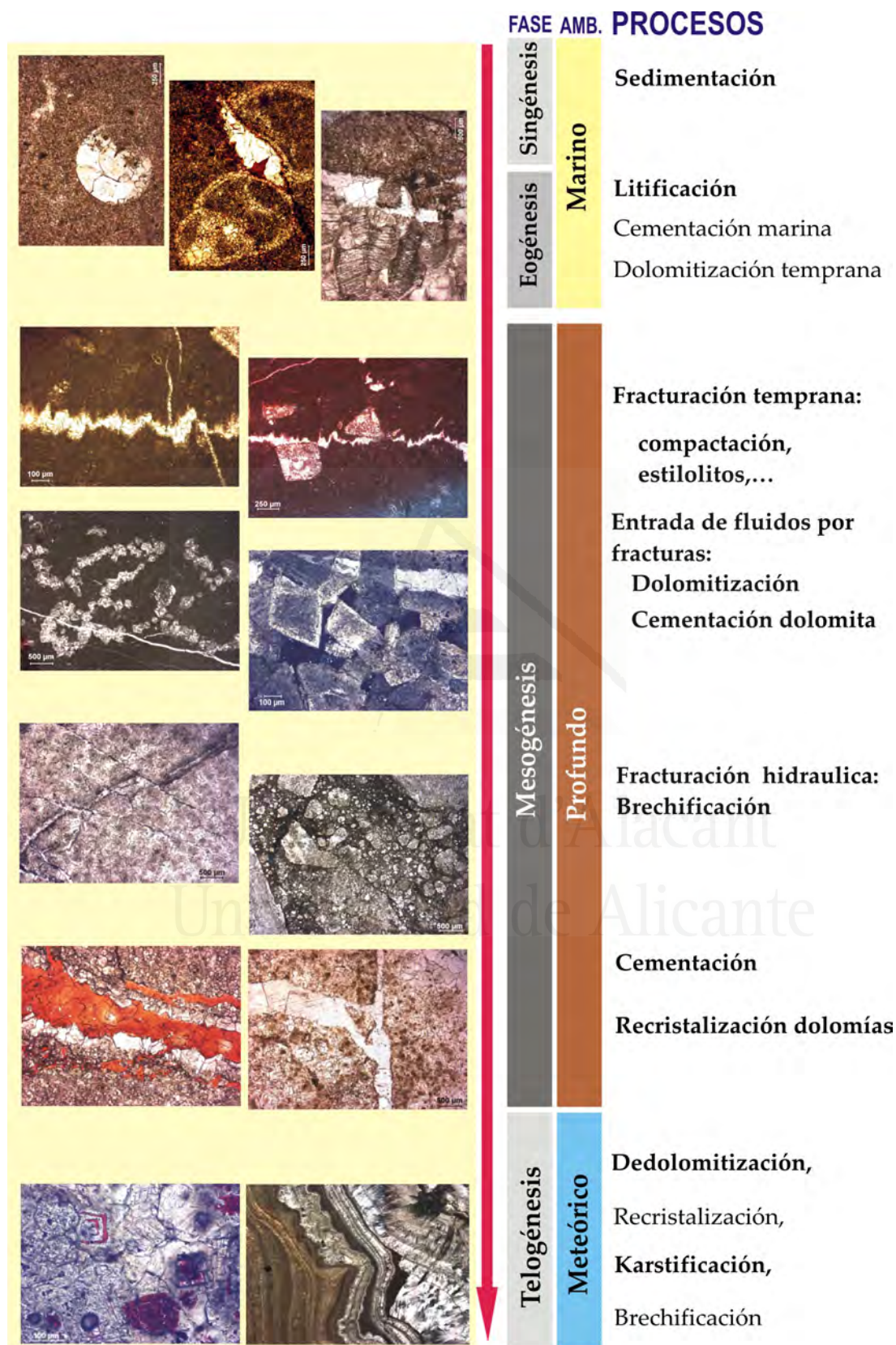


FIGURA 5.13. Evolución diagenética de las dolomías brechoides 'Marrón Emperador'

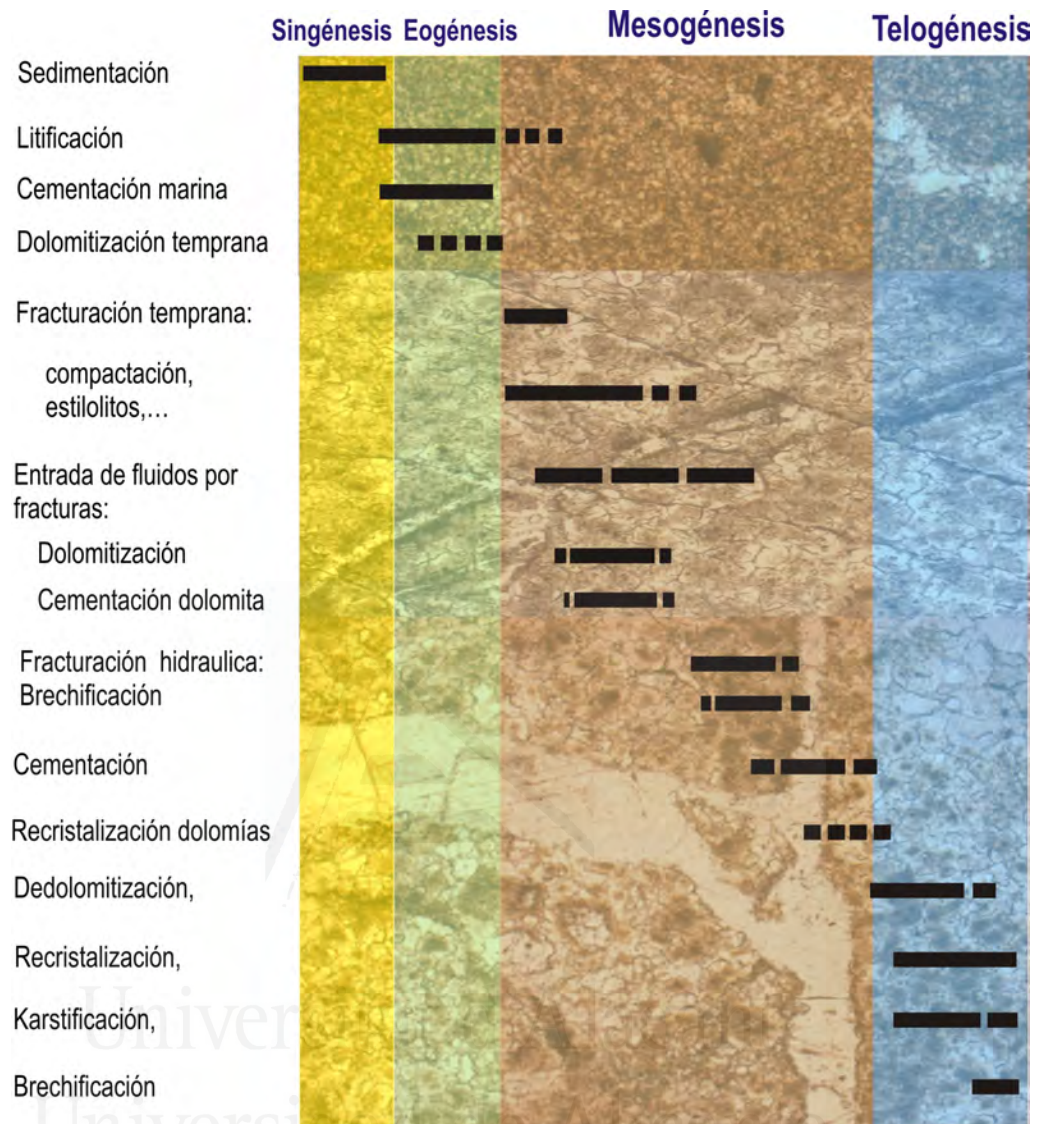


FIGURA 5.13. (cont). Evolución diagenética de las dolomías brechoides 'Marrón Emperador'

Telogénesis. Emersión.

- Dedolomitización parcial de doloesparrita por fluidos de origen meteórico.
- Karstificación. Procesos de disolución y precipitación de calcita (espeleotemas)
- Brechificación local con formación de brechas kársticas (colapso) tanto clasto-soportadas como matriz-soportadas. Localmente formación de fábricas conglomeráticas.

En resumen, diferentes etapas de formación de dolomías, brechas y cementos reflejando una compleja secuencia de eventos controlados por las variaciones en la composición y presión de fluidos en un régimen activo tectónicamente.



## 5.6 Las dolomías brechoides en el modelo evolutivo de la cuenca

Los materiales precursores de las dolomías brechoides, calizas de la Fm. S<sup>a</sup> de Utiel (Coniaciense superior-Santoniense basal) constituyen el grueso de una secuencia deposicional cuyo límite superior representa unos importantes cambios en la geometría y tendencia evolutiva de la cuenca (Martin-Chivelet, 1992). El techo de los materiales de la Fm. S<sup>a</sup> de Utiel suele presentar una calcreta de gran desarrollo y la falta de registro con la unidad suprayacente puede representar hasta 14ma.

Este cambio evolutivo viene propiciado por eventos tectónicos, principalmente el juego de grandes fracturas ENE-OSO que ya actuaron durante la deposición de la secuencia, y el ascenso diapírico temporal de los materiales salinos del Trías, muy importante a partir del final del Albiense (Martin-Chivelet 1992). Estas directrices estructurales son las mismas que controlan los procesos de dolomitización y brechificación que afectan a estos materiales (Figuras 5.11 y 5.14).

Este evento provoca un brusco reajuste de bloques a favor de fallas normales, individualizándose áreas predominantemente emergidas de otras con altas tasas de sedimentación, y modificando las áreas de procedencia de terrígenos a la cuenca (Martin-Chivelet, 1994; Chacón, 2002). Este episodio tectónico es de gran envergadura ya que se ha descrito también en otros puntos de la Placa Ibérica (Floquet, 1987; Mathey, 1983; Reicherter y Pletsch, 2000) y particularmente en el Prebético (Kenter et al., 1990; Martin-Chivelet, 1996; Martin-Chivelet et al., 1997; Chacón and Martin-Chivelet, 2001). Martin Chivelet (1992) lo asocia al cese de la apertura del Golfo de Vizcaya y el inicio de una convergencia oblicua entre las Placas Ibérica y Europea (Puigdefabregas y Souquet, 1986).

La plataforma carbonática que representa la Fm. S<sup>a</sup> de Utiel es reestructurada y ocupada en la zona de estudio por materiales correspondientes a lagos costeros someros, llanuras mareales y plataforma interna (Campaniense inferior-Maastrichiense superior) (Figura 5.14A y B). En todos estos subambientes la sedimentación dominante fue carbonática con mucha influencia biológica. En las zonas costeras la influencia de agua dulce era mayor y en las zonas mareales, bajo condiciones de elevada aridez, llegaron a formarse pequeños nódulos y cristales de sales (yeso, anhidrita) (Figura 5.14C) y se produjeron algunos procesos de dolomitización temprana en ambientes tipo sabkha (Martin-Chivelet, 1992). En las zonas de plataforma la sedimentación fue netamente carbonática con poca influencia de terrígenos.

Durante esta secuencia deposicional los límites entre las áreas emergidas (Dominio Albacete) y no emergidas (Dominio Prebético) fueron bruscos, controladas por fracturas. Los máximos espesores se encuentran justo en la zona limítrofe con las zonas emergidas, constituyéndose como un área fuertemente subsidente.

En la siguiente secuencia deposicional (Maastrichiense superior) las áreas emergidas (Dominio Albacete) persisten y donde se desarrollaron lagos y llanuras mareales durante el Campaniense inferior-Maastrichiense superior, se desarrolla un cinturón de materiales continentales costeros (margas y lutitas verdes, ricas en materia orgánica) (Fm. Margas de los Cerrillares) de más de 70m de espesor y, más hacia el SE, calizas arenosas (Fm. Calizas arenosas del Molar) que, localmente, se apoyan directamente sobre los materiales de la Fm. S<sup>a</sup> de Utiel, y, más al SE, margas verdes de plataforma externa (Fm. Margas del Raspay).



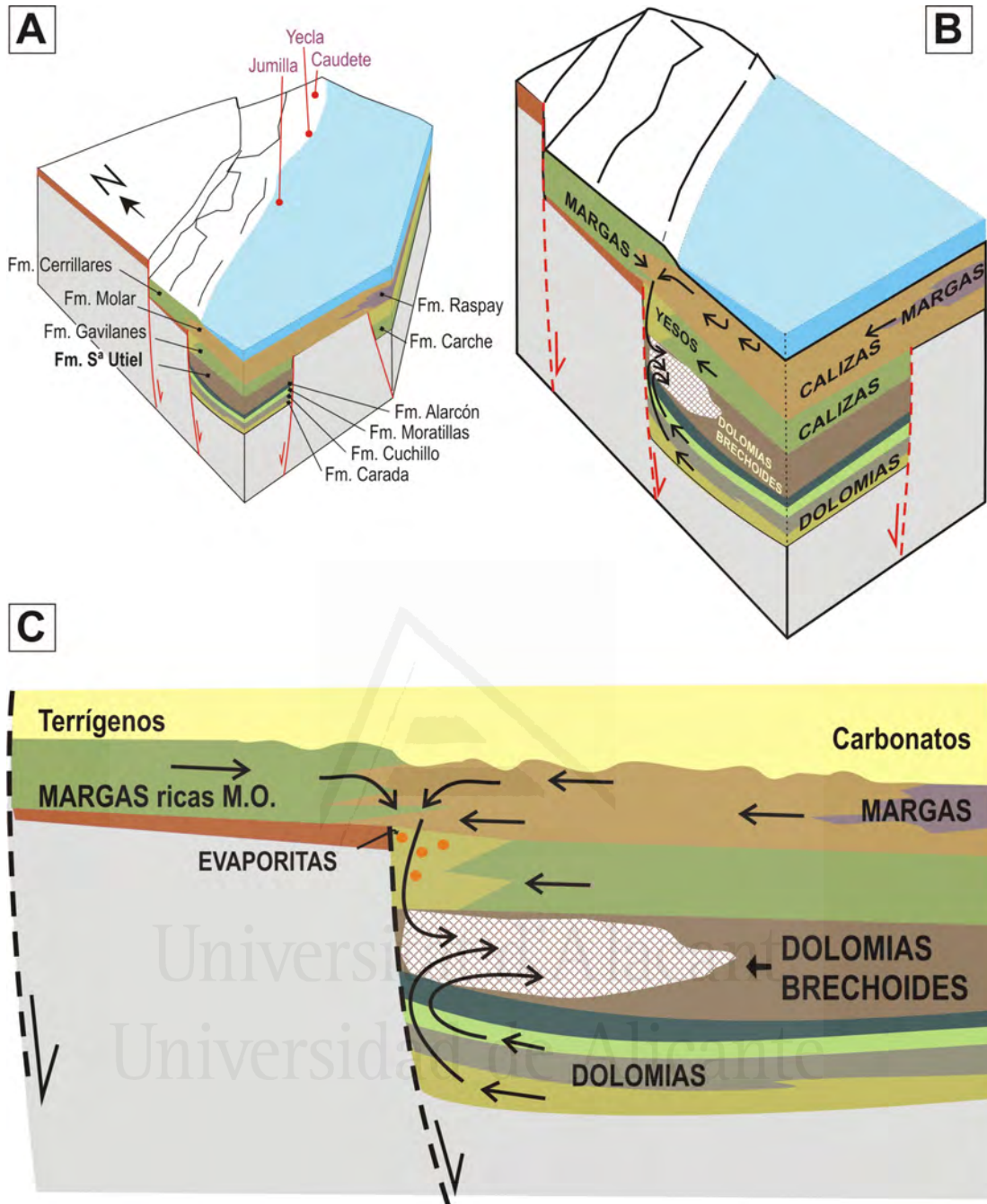


FIGURA 5.14. A) esquema de distribución de los materiales del Cretácico superior en la zona de estudio. B) Ampliación de A donde se indica la naturaleza de los materiales asociados al cuerpo de dolomías brechoides. C) Esquema de flujo para la dolomitización y brechificación del Mármol Marrón Imperial.

A finales del Cretácico comienza una emersión a nivel regional, si bien buena parte de la zona de estudio aún permanece en dominios de plataforma marina carbonatada, que se mantiene prácticamente durante todo el Paleógeno, acentuándose la regresión hacia el final (Oligoceno). Durante el Mioceno prevalecen condiciones transgresivas pero la gran actividad tectónica en este periodo resulta en una compleja distribución de ambientes deposicionales. Es en el Mioceno cuando se producen las fases de deformación más importantes (Aquitaniense, Serravalliense, Tortoniense inferior) y que son las que configuran la estructuración que presentan actualmente los

materiales del Cretácico superior en la zona de estudio. Se trata de fases compresivas que dan lugar a cabalgamientos, fallas inversas, pliegues vergentes (Figura 5.15). Cada fase de compresión va seguida de una etapa distensiva que dio lugar (o reactivó) a fallas normales y a diapirismo. El resultado es una serie de estructuras anticlinales y sinclinales, normalmente asimétricas que afectan a la potente serie calcárea del Cretácico superior, con dirección NE-SO, con estructuras diapíricas ligadas a fracturas y fallas.

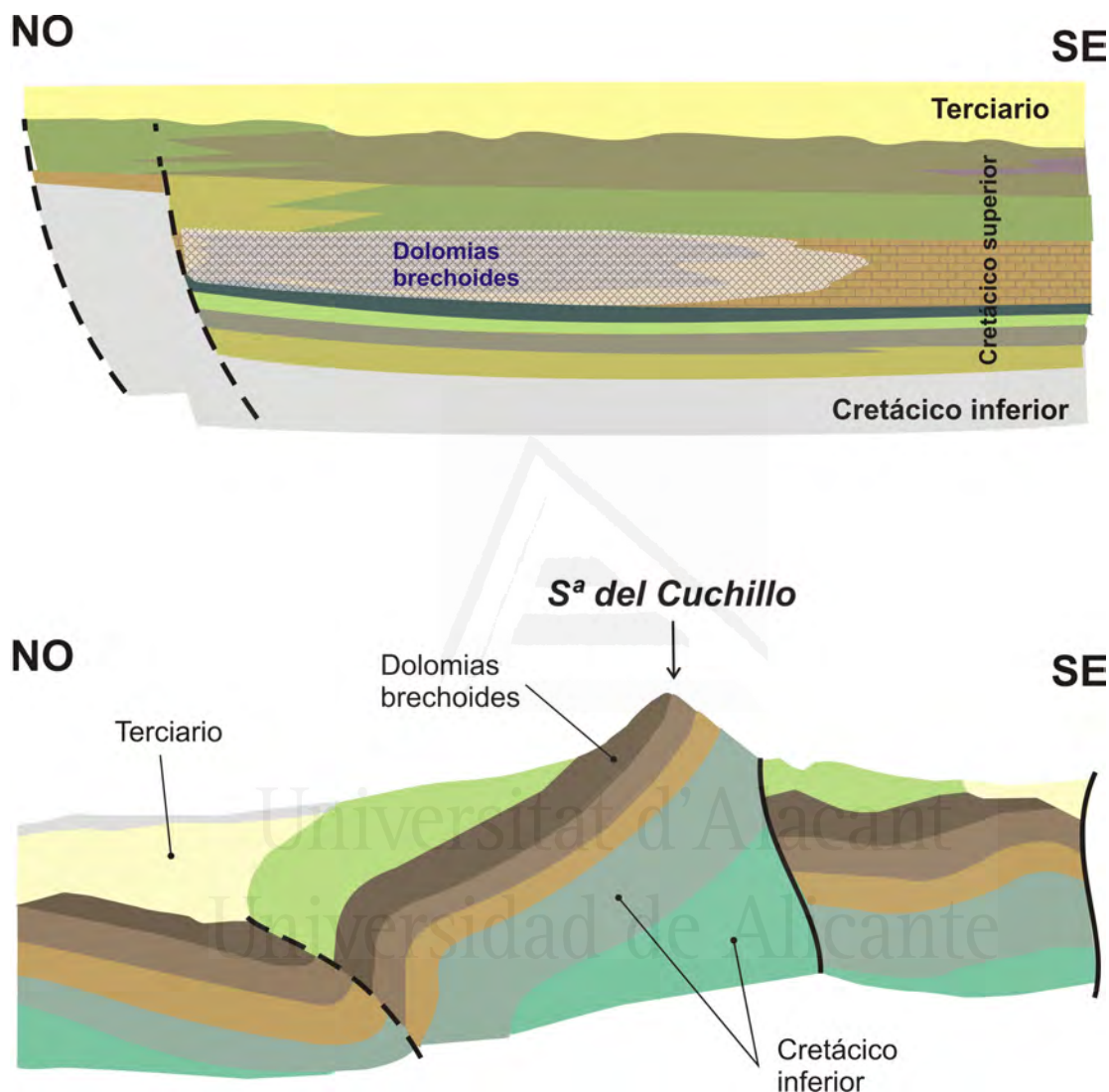


FIGURA 5.15. Arriba. Corte esquemático NO-SE de los materiales cretácicos una vez formadas las brechas dolomíticas y antes de las principales fases tectónicas miocenas compresivas. Abajo. Corte NO-SE de la Sierra del Cuchillo.

No se dispone de una datación de los procesos que generaron la formación de las dolomías brechoides del Marrón Imperial. No obstante, la extensión y morfología de los cuerpos de roca dolomitizados y brechificados lo predatan con respecto a las principales fases de deformación (Neógeno). El tipo de procesos y su secuenciación sitúa los ambientes de formación a una profundidad de alrededor de 500m. Los materiales del Cretácico superior que se apoyan sobre los de la Fm Sª de Utiel presentan unos espesores muy variables (50-250m), así como los del Paleoceno-Eoceno (50-250) y los del Oligoceno (100-250). A finales del Cretácico superior comienzan movimientos tectónicos que implican la reactivación de las estructuras (fallas normales)

que actuaron durante el Cretácico, que provocan elevaciones en algunas zonas. En el Eoceno estos movimientos se producen a nivel regional. Es en esta época donde puede ser más plausible que se diera la fase principal de dolomitización y brechificación de los carbonatos del cretácico superior, ya que tenemos una fase de actividad tectónica y una cobertera que da a los carbonatos precursores la profundidad y temperatura estimada para los procesos de dolomitización. La posterior brechificación pudo producirse inmediatamente después o en relación con las fases tectónicas del Oligoceno.

El inicio de la telogénesis (diagénesis tardía) estaría relacionado con el comienzo de la actividad tectónica compresiva del Mioceno. La mayor influencia de aguas meteóricas subsaturadas en carbonatos en los fluidos diagenéticos favorece los procesos de disolución y recristalización.

## 5.7 Implicaciones comerciales

Como se indicó en la introducción, las dolomías brechoides objeto de estudio son explotadas como mármol comercial bajo diversas denominaciones (Marrón Imperial, Marrón Emperador, Mármol Emperador, Emperador Altamira...) (García del Cura *et al.*, 1999; García del Cura y Rodríguez-García 2005). De acuerdo con la clasificación del MIA (Marble Institute of America) (Harben y Purdy, 1991) estos mármoles comerciales pertenecen al grupo C, al que corresponden mármoles comerciales con algunas variaciones en sus propiedades físicas; siendo uso común reparar estas variaciones, usando adhesivos que rellenan los huecos naturales y superficies de discontinuidad.

Existen diversas características de los litotectos explotables como roca ornamental que están directamente relacionados con las características texturales y estructurales del mismo (geometría del litotecto, fracturación, homogeneidad, color, etc.) y que determinan las dimensiones de los bloques a extraer y los tratamientos posteriores (cortado, pulido...) (Martínez-Martínez *et al.*, 2005; García del Cura y Rodríguez-García 2005). En el caso del Marrón Imperial o Emperador las principales "patologías" derivan de la existencia de discontinuidades (fracturas, huecos, coqueas...) que determinan las dimensiones de los bloques a extraer y de las tablas a tratar en los telares, o la presencia de rellenos arcillosos y cambios en la coloración.

### 5.7.1 Análisis de color

El mármol comercial Marrón Emperador presenta unas variaciones cromáticas y texturales, tanto lateral como verticalmente, que hacen difícil su correlación en campo. No obstante, esta extrema variabilidad cromática y textural es muy vistosa y constituye una de las características más apreciadas en el material.

No todas las cromas son comerciales, las preferencias tienden a texturas brechoides en mosaico, con colores marrón oscuro a muy oscuro. El color oscuro, en facies dolomíticas del Cretácico Superior, parece ser privativo de algunas dolomías del Prebético Externo; pues, en otros ámbitos, facies dolomíticas similares presentan colores más claros (mármoles comerciales "Beige Serpiente" y "Emperador") (García del Cura *et al.*, 1999).

La presencia de vénulas de calcita blanca es otra de las características de éste material, prefiriendo el mercado que este enrejado de vénulas sea más bien escaso o poco abundante. En la clasificación por categorías los entramados excesivamente abundantes de vénulas blancas se asignan una menor categoría comercial (Figura 5.16). Asimismo, las texturas de grano fino (aspecto arenoso), colores claros y no brechoide son excluidas en la preferencia comercial.



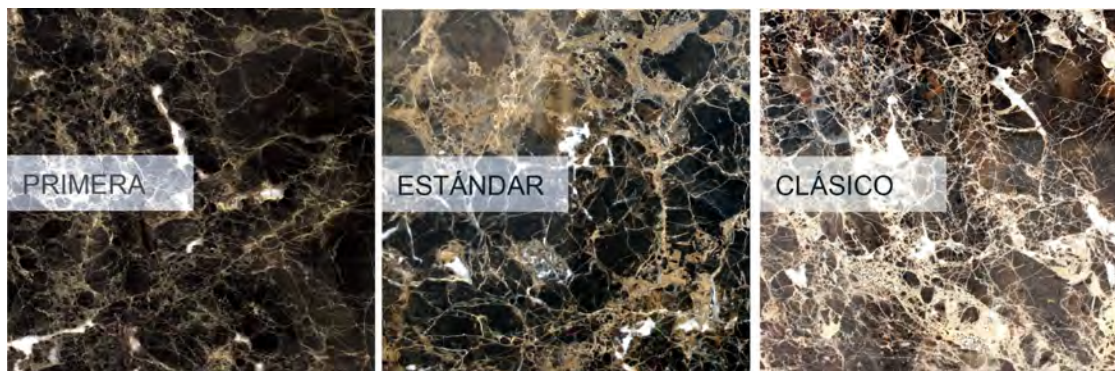


FIGURA 5.16. Variedades de mármoles Marrón Imperial comercializados por Mármoles Hnos. Jiménez. <http://www.hnosjimenez.com/marmoles-hnos-jimenez/marmol-marron-imperial/>

Entre las diferentes “patologías” no deseables o perjudiciales podemos citar las siguientes:

- Nódulos gigantes de calcita. En ocasiones, se pueden presentar enclaves o nódulos de calcita de hasta 10 cm de diámetro, a veces sin relleno alguno por lo que exige la adicción en fábrica de resinas incrementando los costes de elaboración. Estos nódulos son, así mismo, zonas de debilidad por donde parten las tablas durante las labores de aserrado.
- Vénulas rojizas. En ocasiones las vénulas se presentan no con el relleno de calcita blanca característico de éste mármol, sino con arcillas, generalmente de colores rojizos, de descalcificación. El aspecto rojizo y sin brillo de ésta patología la convierte en no deseable.
- Rellenos y zonas arcillosas. Conocidas en el argot minero como “secas”, corresponde a rellenos e incluso niveles milimétricos de arcillas sinsedimentarias. Estas zonas son de debilidad extrema y producen gran cantidad de roturas tanto en telar como en losetas

El color oscuro es pues uno de los caracteres comercialmente más importantes para esta roca ornamental. Tradicionalmente, el color marrón de las dolomías se ha atribuido al hecho de que hay hierro en pequeñas cantidades reemplazando al magnesio en la dolomita. El color en las rocas carbonáticas está controlado por condiciones deposicionales y diagenéticas (incluyendo las derivadas de la meteorización) (Flugel, 2010). En la coloración de suelos, sedimentos y rocas es importante, no solo la existencia de determinados elementos químicos en la estructura de las fases minerales, sino también la existencia y cantidad de la fracción no carbonática presente; por ejemplo, la absorción de Fe y Mn en la superficie de arcillas intercristalinas o formando parte de compuestos con Fe<sup>3+</sup> (hematites, limonita), es decir, pueden estar directamente relacionados con las condiciones redox del ambiente deposicional o diagenético.

Entre los factores y/o procesos diagenéticos que pueden inducir color a las rocas está la compactación, que favorece la circulación de fluidos oxidantes por los sedimentos; la disolución por presión (diagénesis profunda) que libera Fe de arcillas; o los reemplazamientos (ej.: dedolomitización) que puede movilizar el Fe de las dolomías a precipitados de FeO(OH) que posteriormente se oxidan a Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> con el consiguiente enrojecimiento de la roca (Mattes y Moutjoy, 1980; Flugel, 2010).

Del análisis mineralógico, geoquímico y textural (incluido el análisis colorimétrico) de las dolomías estudiadas se desprende la alta complejidad de la historia diagenética que han sufrido los materiales que constituyen el Marrón Imperial. Como ya se ha indicado en apartados anteriores,

no se ha detectado una relación directa y predominante de ningún carácter textural (tipo de brecha, tipo de mosaico dolomítico...) que determine el tipo de color (matiz, claridad...).

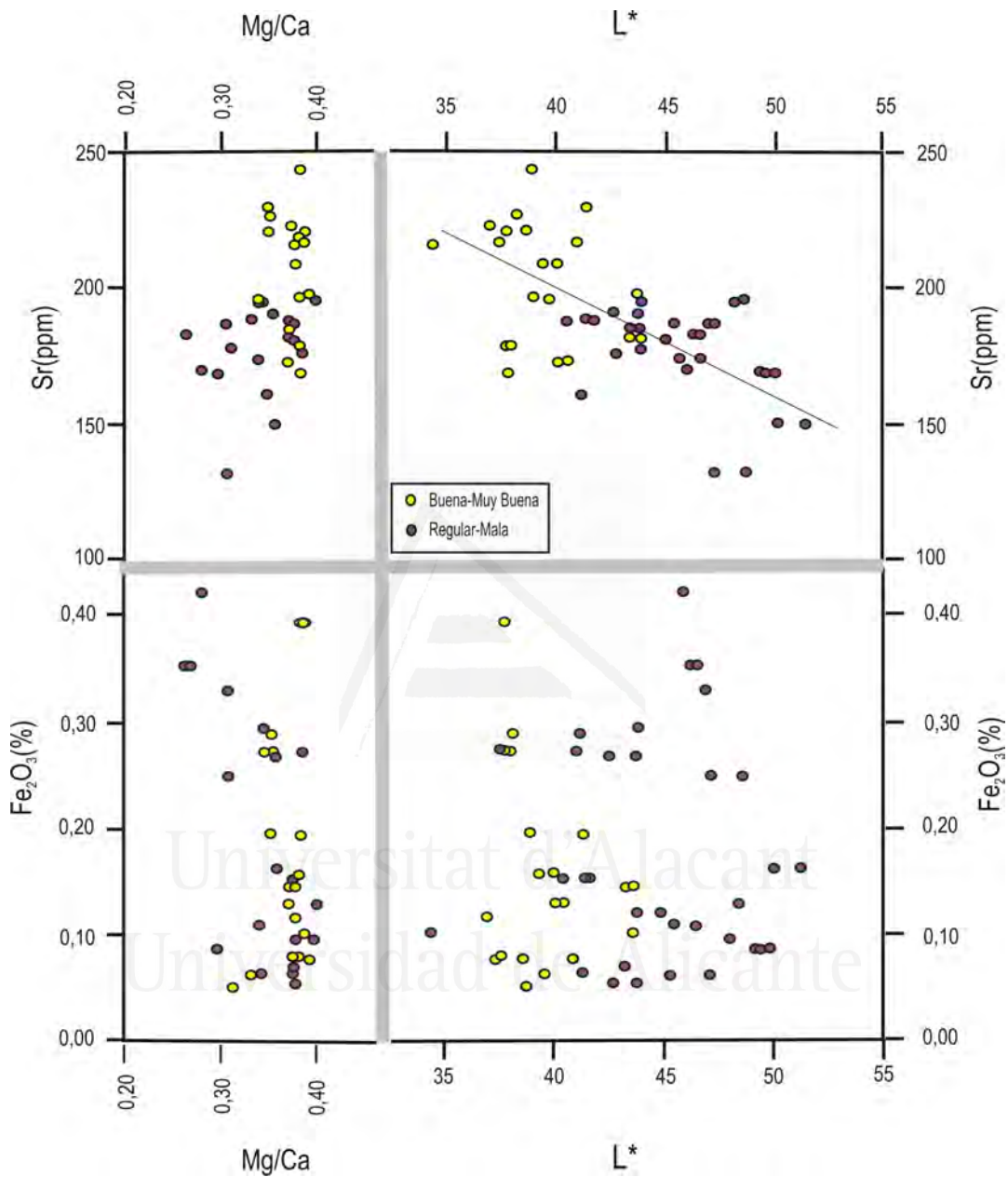


FIGURA. 5.17. Diagrama Sr y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs L\* y Mg/Ca

Desde el punto de vista geoquímico, se puede establecer que el contenido en hierro, considerado como principal causante del color marrón de los carbonatos, ya sea como elemento traza en la red de la dolomita o como óxido/hidróxidos, no está directamente relacionado con la calidad cromática de la roca (Figura 5.17). Sin embargo, se ha detectado que existe una relación directa con el contenido en estroncio (Figuras 5.17). Las muestras con más de 200ppm de estroncio siempre corresponden a mármoles comerciales de calidad buena y muy buena desde el punto de vista de su color. Otros elementos químicos (metales de transición) con potencialidad como cromóforos,

como el vanadio, níquel o cobalto, no se han detectado en proporciones significativas en las muestras analizadas (ver tablas capítulo 4).

El estroncio parece actuar como elemento cromóforo (como otros elementos de transición) oscureciendo el tono de las dolomías. Esta acción oscurecedora del estroncio se ha observado en otros compuestos minerales como talcos (Soriano et al., 2002).

Los contenidos en estroncio en las dolomitas pueden interpretarse en términos de composición de los fluidos diagenéticos o eficiencia de procesos de recristalización. En base a esto, los tipos de “Marrón Imperial” más valiosos en cuanto al color correspondería a rocas con menor grado de recristalización.

## 5.8 Conclusiones

El objetivo principal del presente trabajo se postuló como:

“La caracterización mineralógica, petrológica y geoquímica de una de las principales rocas ornamentales de la región: el Mármol Marrón Imperial – Marrón Emperador.”

Dentro de la línea fundamental de estudio de este trabajo se han alcanzado los objetivos parciales planteados. De forma resumida:

- Se han estudiado materiales del mármol comercial Marrón Emperador pertenecientes a canteras, es decir, comercializado como roca ornamental, y a afloramientos pertenecientes a zonas análogas sin desarrollo minero-industrial.
- Se han asociado los procesos de dolomitización y brechificación a un accidente tectónico (Falla Jumilla-Yecla-Caudete-Fuente de la Higuera) de amplio desarrollo (dirección NE-SO). Se trata pues de dolomías brechoides asociadas a falla.
- La geometría de los cuerpos dolomíticos brechoides está controlada por:
  - El patrón o esquema tectónico regional (alineaciones morfoestructurales, ejes de pliegues y fallas de dirección predominantes NE-SW del prebético en la región Jumilla-Caudete)
  - La geometría de los cuerpos dolomitizados y brechoides es estratiforme, con límites a techo y muro irregulares, sobrepasado localmente los límites de las calizas de la Fm Sierra de Utiel. La extensión del cuerpo brechoide es algo mayor que el de las dolomías.
  - Los procesos de circulación de fluidos sobrepresionados por fracturas y fallas son los causantes de la dolomitización y la brechificación. Si bien estos procesos, multifásicos en su naturaleza, no son coetáneos.
- Se han caracterizado mineralógica, geoquímica y petrográficamente los elementos constituyentes de las dolomías brechoides y de los materiales asociados, definiéndose una serie de grupos texturales. De estos grupos destacan por su abundancia y amplia representación en la zona de estudio, ordenadas de mayor a menor porcentaje de clastos y grado de encajamiento de clastos:



- Brechas clastosostenidas tipo fisurado o 'crackle'
  - Brechas clastosostenidas tipo mosaico
  - Brechas matriz-soportadas tipo caótico o 'rubble'
- Se han caracterizado geoquímicamente (elementos mayores y traza, isótopos estables de oxígeno y carbono) las principales fases minerales componentes de materiales en estudio: clastos (dolomías) y cementos (véculas, venas y espeleotemas).
  - Los materiales dolomíticos están predominantemente compuestos por mosaicos hipidiotópicos (planar-s) de cristales deci a centimicrométricos. Estos cristales suelen ser rico en impurezas, en función de las cuales localmente delinear fantasmas de aloquímicos (incluidos fósiles) y de véculas de cemento. Composicionalmente son dolomías no estequiométricas y poco ordenadas. Su señal isotópica puede ser coherente con la formación a partir de fluidos mineralizantes de origen cuencial en diagénesis de enterramiento que pueden tener un origen mixto: fluidos salinos derivados de aguas marinas, fluidos salidos derivados de la disolución de dolomías y/o alteración de margas arcillosas, fluidos derivados de aguas meteóricas.
  - Los rellenos calcíticos presentan unas tipologías indicativas de un relleno rápido y no desplazativo, con un origen meteórico tal como indican sus señales isotópicas.
  - Se ha establecido un modelo de la formación de estos materiales que engloba procesos de fracturación hidráulica, dolomitización, brechificación, y cementación rápida esparítica en un régimen tectónico activo.
  - Se ha establecido que los tipos de calidades de esta roca ornamental tienen relación (aunque no exclusiva) con los tipos texturales reconocidos, lo que infiere un potencial importante a su estudio en las tareas de prospección minera. Algunas calidades, como el color, están relacionadas con su quimismo (contenido en Sr) y su grado de recristalización.

Asimismo, en base a este estudio, se pueden establecer una serie de perspectivas de investigación o de líneas a desarrollar para futuros trabajos:

- (i) La caracterización del ambiente termo-bárico de formación mediante el estudio de las inclusiones fluidas, si el material así lo permite.
- (ii) Confirmación de la procedencia de los fluidos dolomitizantes mediante técnicas isotópicas ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )
- (iii) Profundizar en el estudio de los ambientes de formación de las dolomías en base a la cuantificación (contenido en Mn, Fe, TRs) de las diferentes fases de reemplazamiento y cementación mediante CL-ESEM.



## 6 REFERENCIAS

---

- Al-Awadi, M., Clark, W.J, Moore, W.R., Herron, M., Zhang, T., Zhao, W., Huerley, N., Kho, D., Montaron, B., Sadooni, F. (2009.) Dolomite, Perspectives on a perplexing mineral. *Oilfield Review*, 21 (3), 3-52
- Al-Helal, A.B., Whitaker, F.F., Xiao, Y. (2012). Reactive transport modelling of brine reflux, dolomitization, anhydrite precipitation, and porosity evolution. *Journal of Sedimentary Research*, 82, 196-215.
- Allan, J.R. y Wiggins, W.D. (Eds.) (1993). *Dolomite Reservoirs, Geochemical Techniques for Evaluating Origin and Distribution*. Continuing Education Course Notes, 36. American Association of Petroleum Geologists.
- Amthor, J.E. y Friedman, G.E. (1991). Dolomite-rock texture and secondary porosity development in Ellenburger Carbonate Group (Lower Ordovician), West Texas and Southeastern New Mexico. *Sedimentology*, 38, 343-362.
- Andreeva, P., Stoilov, V., Petrov, O. (2011). Application of X-Ray diffraction analysis for sedimentological investigation of Middle Devonian dolomites from Northeastern Bulgaria. *Geológica Balcanica*, 40 (1-3), 31-38.
- Arvidson, R.S., Mackenzie, F.T. (1999). The dolomite problem, control of precipitation kinetics by temperature and saturation state. *American Journal of Science*, 299, 257-288.
- Azema, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Linares, D., Lopez-Garrido, A.C., Rivas, P., Vera, J.A. (1979). Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, *Secret. Publ. Univ. Granada*, 83 p. y 46 Láminas.
- Baena, J. y Jerez, L. (1982). *Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética* (s.s.). IGME, Col. Informe, 256 p.
- Baker, P.A. y Burns, S.J. (1985). Occurrence and formation of dolomite in organic-rich continental margin sediments. *AAPG Bulletin*, 69, 1917-1930.



- Barnaby, R.J. y Read, J.F., (1992). Dolomitization of a carbonate platform during late Burial, lower to Middle Cambrian shady dolomite, Virginia Apalachians. *Journal of Sedimentary Research* 62, 1023-1043.
- Barnaby, R.J. y Rimstidt, J.D. (1989). Redox conditions of calcite cementation interpreted from Mn and Fe contents of authigenic calcites. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101, 795–804.
- Barton, N. (1991), *Geotechnical Design*. World Tunnelling.
- Bathurst, F.G.C. (1975). *Carbonate sediments and their diagenesis*. Developments In Sedimentology, 47. Elsevier. Amsterdam, 658 p.
- Benavente, D., Cueto, N., Martínez-Martínez, J., García del Cura, M.A. (2006). "Durabilidad de rocas dolomíticas brechoideas frente a la cristalización de las sales". *Macla* 6, 89-92.
- Benito, M.I. (2001). *Estudio comparativo de la evolución sedimentaria y diagenética de los litosomas carbonatados arrecifales (pre-rifting) de la Cuenca de Cameros, Kimmeridgiense, La Rioja-Soria*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 410p.
- Benito, M.I. y Mas, R. (2007). Origin of Late Cretaceous dolomites at the southern margin of de Central System, Madrid Province, Spain. *Journal of Iberian Geology* 33 (1), 41-54.
- Blumenthal, M. (1927). Versuch einer tektonischen gliederung der Betischen Cordillera Von Central-Und Südwest (Andalusien). *Eclog. Geol. Helv.*, 20, 487-532
- Bons, P.D. (2000). The formation of veins and their microstructures. In: Jesell, M.W, y Urai, J.L. (Eds.): *Stress, Strain and Structure, A volume in honour of W.D. Means*. Volume 2, Journal of the Virtual Explorer.
- Brand, U. y Veizer, J., (1980). Chemical diagenesis of a multi-component carbonate system. I. Trace elements. *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 1219–1236.
- Braithwaite, C.J.R., Rizzi, G., Darke, G., 2004. *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs, Introduction*. Geological Society of London Spec. Pub. 235, 1-6.
- Bresch, L, Swennen, R., Vincent, B, Ellison, R., Dewever, B. (2010). Dolomite cementation and recrystallisation of sedimentary breccias along the Musandam Platform margin (United Arab Emirates). *Journal of Geochemical Exploration* 106, 34–43
- Budd, D.A., (1997). Cenozoic dolomites of carbonate islands, their attributes and origin. *Earth-Science Reviews*, 42, 1–47.
- Budd, D.A., Hammes, U., Ward, W.B. (2000). Cathodoluminescence in calcite cements, new insights on Pb and Zn sensitizing, Mn activation, and Fe quenching at low trace-element concentrations. *Journal of Sedimentary Research*, 70, 217–26.
- Busenberg, S., y Plummer, L.N. (1989). Thermodynamics of magnesian calcite solid-solutions at 25 °C and 1 atm total pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 1 189-120.
- Cander, H.S. (1994), An example of mixing-zone, Middle Eocene Avon Park Formation, Florida aquifer system. *Journal of Sedimentary Research* 64, 615–629.
- Cander, H.S., Kaufman, J., Daniels, L.D. & Meyers, W.J. (1988). Regional dolomitization of shelf carbonates in the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian), Illinois and Missouri, constraints of cathodoluminescent zonal stratigraphy. In: Shukla, V.J. y Baker, P.A. (Eds.), *Sedimentology and geochemistry of dolostones*. SEPM Spec. Publ. 43, 129–144.
- Cañaveras, J.C., Sánchez-Moral, S., Calvo, J.P., Hoyos, M. y Ordóñez, S. (1996). Dedolomites associated with karstification. An example of early dedolomitization in lacustrine sequences from the Tertiary Madrid Basin, Central Spain. *Carbonates and Evaporites*, 11 (1), 85-103.

- Carmichael, S.K., Ferry, J.M., McDonough, W.F. (2008). Formation of replacement dolomite in the Latemar carbonate buildup, dolomites, Northern Italy, part 1. Field relations, mineralogy, and geochemistry. *American Journal of Science* 308, 851-884.
- Carpenter, A.B., y Oglesby, T.W. (1976). Hydrologic significance of manganese, iron, and magnesium in calcite and dolomite cements of the Smackover Formation, eastern Mississippi. *Nuclide Spectra*, 4 (3), 1-12.
- Carter, T.R. (1991). Dolomitization patterns in the Salina A-1 and A-2 Carbonate units. Sombra Township, Ontario Petroleum Institute, 30<sup>th</sup> Annual Conference Proceedings, 30, Technical Paper nº. 4, 35p.
- Chacón, B. (2002). *Las sucesiones hemipelágicas del final del Cretácico e inicio del Paleógeno en el SE de la Placa Ibérica, Estratigrafía de eventos y evolución de la cuenca*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 440 p.
- Chacón, B., Martín-Chivelet, J. (2001). Implicaciones tectosedimentarias de la discontinuidad estratigráfica del Maastrichtiense medio en Aspe (Prebético de Alicante). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14(1-2), 123-133.
- Choquette, P.W. y James, N.P. (1988). Introduction. In: James, N.P. y Choquette, P.W. (Eds.), *Paleokarst*, Springer-Verlag, 1-21.
- Choquette, P.W. y Hiatt, E.E. (2008). Shallow-burial dolomite cement: a major component of many ancient sucrosic dolomites. *Sedimentology* 55, 423-460.
- 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.
- Coniglio, M., Sherlock, R., Williams-Jones, A.E., Middleton, K., Frape, S.K. (1994). Burial and hydrothermal diagenesis of Ordovician carbonates from the Michigan Basin, Ontario, Canada. In: Purser, B.H., Tucker, M.E., Zenger, D.H. (Eds.), *Dolomites: a Volume in Honour of Dolomieu*. International Association of Sedimentology, Special Publication 21, 231-254.
- Cooper, J. D. y Keller, M. (2001). Palaeokarst in the Ordovician of the southern Great Basin, USA, Implications for sea-level history. *Sedimentology*, 48, 855-873.
- Corbella, M., Ayora, C., Cardellach, E., Soler, A. (2006). Reactive transport modeling and hidrothermal karst genesis, the example of Rocabrana barite deposit (Eastern Pyrenees). *Chemical Geology* 233, 113-125.
- Craig, H. (1965), Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science* 133,1702-1703.
- Cueto, N., Benavente, D., García del Cura, M.A. (2006). Influencia de la anisotropía en las propiedades hídras de rocas. Estudio de rocas dolomíticas brechoides de la Cordillera Bética (España). *Geogaceta* 40, 315-318.
- Davies, G.R. y Smith, L.B.J. (2006). Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies, an overview. *AAPG Bull.* 90, 1641-1690.
- Dawans, J.M. y Swart, P.K., (1988). Textural and geochemical alterations in Late Cenozoic Bahamian dolomites. *Sedimentology* 35, 385-403.
- De Ruig, M.J. (1992). *Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic Fold Belt Of Alicante (Se Spain). A study of stress fluctuations and foreland basin deformation*. PhD Dissertation, Univ. Amsterdam, 207 p.
- Dewit, J., Foubert, A., El Desouky, H.A., Muchez, Ph., Hunt, D., Vanhaecke, F., Swennen, R. (2014). Characteristics, genesis and parameters controlling the development of a large stratabound HTD body at Matienzo (Ramales Platform, Basque Cantabrian Basin, northern Spain). *Marine and Petroleum Geology*, 55, 6-25.

- Dong G., Morrison G., Jaireth S. (1995). Quartz textures in epithermal veins in Queensland, Clasification, origin and implication. *Economic Geology*, 90, 1841-1856.
- Drivet, E. y Mountjoy, E.W. (1997). Dolomitization of the Leduc Formation (Upper Devonian), southern Rimbey-Meadowbrook reef trend, Alberta. *Journal of Sedimentary Research*, 67, 411-423.
- Duggan, J.P., Mountjoy, E.W., Stasiuk, L.D. (2001). Fault-controlled dolomitization at Swan Hills Simonette oil field (Devonian), deep basin west-central Alberta, Canada. *Sedimentology* 48, 301-323.
- Dunham, J.B. y Olson, E.R. (1980). Shallow subsurface dolomitization of subtidally deposited carbonate sediments in the Hanson Creek Fm (Ordovician-Silurian) of central Nevada. In: Zenger, D.H., Dunham, J.B., Ethington, R.L. (Eds), *Concepts and models of dolomitization*. SEPM Spec. Pub. 28, 139-161.
- Eichhubl, P. y Boles, J.R. (2000). Rates of fluid flow in fault systems – evidence for episodic rapid fluid flow in the Miocene Monterey Formation, coastal California. *American Journal of Science* 300, 571–600.
- El Ali, A., V., Barbin, G., Calas, B., Cervelle, K., Ramseyer, J., Bouroule, C. (1993). Mn<sup>2+</sup>-activated luminescence in dolomite, calcite and magnesite, quantitative determination of manganese and site distribution by EPR and CL spectroscopy. *Chemical Geology*, 104, 189–202.
- Fairchild, I.J. (1983). Chemical controls of cathodoluminescence of natural dolomites and calcites, new data and review. *Sedimentology* 27, 631-650.
- Fallot, P. (1948). Les Cordilleres Betiques., *Estudios Geológicos* 8, 83-172
- Ferket, H., Swennen, R., Ortuno, S. and Roure, F. (2003). Reconstruction of the fluid flow history during Laramide foreland fold and thrust belt development in eastern Mexico, cathodoluminescence and  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^{13}\text{C}$  isotope trends of calcite-cemented fractures. *Journal of Geochemical Exploration* 78/79, 163–167.
- Floquet, M. (1987). Contrôle tectonique, sédimentaire et eustatique des transgressions et régressions marines sur la plate-forme nord-castillane (Espagne) au Crétacé supéricur. *Mém. géol. Univ. Dijon*, 11, 69-77.
- Flügel, E. (2004). *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application*. Springer-Verlag, Berlín. 976p.
- Folk, R.L., y Assereto, R., (1974). Giant aragonite rays and baroque white dolomite in tepee-fillings, Triassic of Lombardy, Italy. *Am. Assoc. Petroleum Geologists*, Ann. Meeting Program, San Antonio 164, 34-35.
- Fontana, S., Nader, F.H., Morad, S., Ceriani, A., Al-Aasm, I., Daniel, J-M., Mengus, J-M. (2014). Fluid–rock interactions associated with regional tectonics and basin evolution. *Sedimentology* 61, 660–690.
- Fontbote, J.M. (1970). Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas., *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, 71-78.
- Fouke, B. (1993). *Chronostratigraphy and dolomitization of the Seroe Domi Fm, Curacao, Netherlands Antilles*. PhD Dissertation, State Univ New York. 747p.
- Frank, J.R., Carpenter, A.B., Oglesby, T.W. (1982). Cathodoluminescence and composition of calcite cements in the Sauk Limestones (Uper Cambrian). Southeast Missouri. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 631-638.
- Friedman, G.M. (1965), Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology* 35, 643-655.



- Friedman, I., O'Neil, J.R., (1977). *Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest*. US Geological Survey Professional Paper 440 KK, 12p.
- Füchtbauer, H. (1988). *Sedimente und Sedimentgesteine*. -4. Auflage, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1141 p.
- Füchtbauer, H., Goldschmidt, H. (1965). Beziehungen zwischen calciumgehalt und bildungsbedingungen der dolomite. *Geologische Rundschau*, 55, 29–40.
- García del Cura, M.A. y Ordóñez, S. (1995), Potencial geológico de mármoles. En: López Jimeno, C. (Ed.), *Manual de Rocas Ornamentales*, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, Madrid, 81-101.
- García del Cura, M.A., Rodríguez, M.A., Pina, J.A., Cañaveras, J.C., Baltuille, J.M., Ordóñez, S. (1999). Los mármoles comerciales "Marrón Imperial" y "Marrón Emperador" (S.E. España). Caracterización petrológica y criterios de exploración. *Boletín Geológico y Minero* 110, 1, 67-76.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz De Galdeano, C., Vera, J.A. (1980). Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera., *Geol. Mijnb.* 59, 155-168
- Gasparrini, M., Beschstädt, 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.
- Gaswirth, S.B., Budd, D.A., Farmer, G.L. (2007). The role and impact of freshwater-seawater mixing zones in the maturation of regional dolomite bodies within the proto Floridan Aquifer, USA. *Sedimentology* 24, 1065–1091.
- Genty, D., Blamert, D., Ghaleb, B., Pignes, V., Causse, C., Bakalowicz, M., Zouari, K., Chkir, N., Hellstrom, J., Wainer, R.K., Bourgues, F. (2006). Timing and dynamics of the last deglaciation from European and North African  $\delta^{13}\text{C}$  stalagmite profiles—comparison with Chinese and South Hemisphere stalagmites. *Quaternary Science Reviews* 25, 2118–2142
- Georock (2004). *Investigación geológica minera P.I. Cuchillo nº1678, Caudete (Albacete)*, Georock, S.L., 27 p. y anexos.
- Gillhaus, A., Richter, D.K., Meijer, J., Neuser, R.D., Stephan, A. (2001). Quantitative high resolution cathodoluminescence spectroscopy of diagenetic and hydrothermal dolomites. *Sedimentary Geology* 140, 191–199.
- Goldsmith J.R. y Graf, D.L. (1958). Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates, *American Mineralogist* 43, 84-101.
- Goldsmith J.I., Graf D.L., Heard, H.C. (1961). Lattice constants of the calcium-magnesium carbonates. *American Mineralogist* 46, 453–457.
- Gómez-Rivas, E., Corbella, M., Martín-Martín, J.D., Stafford, S.L., Teixell, A., Bons, P.D., Cardellach, E. (2014). Reactivity of dolomitizing fluids and Mg source evaluation of fault-controlled dolomitization at the Benic\_Assim outcrop analogue (Maestrat Basin, E Spain). *Mar. Pet. Geol.* 55, 26-42.
- Gordon, L., Salutsky, M.L., Willard, H.H. (1959). *Precipitation from homogeneous solution*. John Wiley, New York.
- Gregg, J.M., Howard, S.A., Mazzullo, S.J. (1992). Early diagenetic recrystallization of Holocene ( $\approx 3000$  years old) peritidal dolomites, Ambergris Cay, Belize. *Sedimentology* 39, 143–160.

- Gregg, J.M. y Shelton, K.L. (1990). Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonnettere and Davis Formations (Cambrian), southeastern Missouri. *Journal of Sedimentary Petrology* 60, 549–562.
- Gregg, J.M. y Sibley, D.F. (1984). Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic texture. *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 908–931.
- Guzzy-Arredondo G.S., Murillo-Muñetón G., Morán-Zenteno, D.J., Grajales-Nishimura, J.M., Martínez-Ibarra, R., Schaaf, P. (2007). High-temperature dolomite in the Lower Cretaceous Cupido Formation, Bustamante Canyon, northeast Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 24, 131–149.
- Habermann, D. (1997). *Quantitative hochauflösende Kathodolumineszenz-Spektroskopie von Calcit und Dolomit*. Diss. Ruhr-Univ. Bochum, 152S.
- Habermann, D., Meijer, J., Neuser, R.D., Richter, D.K., Rolfs, C., Stephan, A. (1999). Micro-PIXE and quantitative cathodoluminescence spectroscopy, combined high resolution trace element analyses in minerals. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 150, 470–477.
- Habermann, D., Neuser, R.D., Richter, D.K. (1998). Lower limit of Mn<sup>2+</sup>-activated cathodoluminescence of calcite, state of the art. *Sedimentary Geology* 116, 13–24.
- Habermann, D., Neuser, R. D., Richter, D. K. (2000). Quantitative high resolution analysis of Mn<sup>2+</sup> in sedimentary calcite. In: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter D. (Eds.), *Cathodoluminescence in Geosciences*, Berlin, Springer Verlag, 331–58.
- Harben, P., y Purdy, J. (1991). Dimension stone evaluation. *Industrial Minerals*, 281, 47–61.
- Hardie, L.A. (1987). Dolomitization, a critical view of some current views. *Journal of Sedimentary Petrology* 57, 166–183.
- Hardy, R. y Tucker, M.E. (1988). X-ray powder diffraction of sediments. In: M.E. Tucker (Ed.) *Techniques in Sedimentology*, Blackwell Scientific Publications, 191–228.
- Hendry, J.P., Gregg, J.M., Shelton, K.L., Somerville, I.D., Crowley, S.F. (2015). Origin, characteristics and distribution of fault-related and fracture-related dolomitization, Insights from Mississippian carbonates, Isle of Man. *Sedimentology* 62, 717–752.
- Hood, S.D., Nelson, C.S., Kamp, P.J. (2004). Burial dolomitisation in a cool-water carbonate petroleum reservoir, the Oligocene Tikorangi Formation, Taranaki Basin, New Zealand. *Sedimentary Geology* 172, 117–138.
- IGME. (1981). *Mapa Geológico de España. 1,50.000, Hoja 819 Caudete*. Ministerio de Industria, 30 p.
- IGME. (1981). *Mapa Geológico de España. 1,50.000, Hoja 869 Jumilla*. Ministerio de Industria, 37 p.
- IGME. (1984). *Mapa Geológico de España. 1,50.000, Hoja 844 Ontur*. Ministerio de Industria, 43 p.
- IGME. (1984). *Mapa Geológico de España. 1,50.000, Hoja 845 Yecla*. Ministerio de Industria, 49 p.
- Illing, L.V. (1959). Deposition and diagenesis of some Uper Palaeozoic carbonate sediments in Western Canada, in *Proc. Fifth World Petrol. Congr.*, Sect. I, Paper 2, 23–50.
- Iriarte, E., Lopez-Horgue, M.A., Schroeder, S., Caline, B. (2012). Interplay between fracturing and hydrothermal fluid flow in the Asón Valley hydrothermal dolomites (Basque-Cantabrian Basin, Spain). In: Garland, J., Nielson, J.E., Laubach, S.E., Whidden, K.J. (Eds.) *Advances in Carbonate Exploration and Reservoir Analysis*, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 370, 207–227.

- Ishikawa, M., Ichikuni, M. (1984). Uptake of sodium and potassium by calcite. *Chemical Geology* 42, 137-146.
- Jacobson, R.L. y Usdowsky, H.E. (1976). Partitioning of strontium between calcite, dolomite, and liquids. *Contrib. Mineral. Petrol.* 59, 171-185.
- Jébrak, M. (1997), Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits, a review of mechanisms, morphology and size distribución. *Ore Geology Review*, 12, 11-134.
- Jerez, L. (1973). *Geología de la Zona Prebética, en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia)*, Tesis Doctoral, Univ. Granada, 750 p.
- Kaczmarek, S.E. y Sibley, D.F. (2007). A comparison of nanometer-scale growth and dissolution features on natural and synthetic dolomite crystals, implications for the origin of dolomite. *Journal of Sedimentary Research* 77, 424-432.
- Kaczmarek, S.E. y Sibley, D.F. (2011). On the evolution of dolomite stoichiometry and cation order during high-temperature synthesis experiments, an alternative model for the geochemical evolution of natural dolomites. *Sedimentary Geology* 240, 30-40.
- Kaczmarek, S.E. y Sibley, D.F. (2014). Direct physical evidence of dolomite recrystallization, *Sedimentology* 61 (6), 1862-1882.
- Katz, A., (1971). Zoned dolomite crystals. *Journal of Geology* 79, 38-51.
- Katz, D.A., Eberli, G. P., Swart, P.K. and Smith Jr., L.B. (2006). Tectonic-hydrothermal brecciation associated with calcite precipitation and permeability destruction in Mississippian carbonate reservoirs, Montana and Wyoming. *AAPG Bull.* 90 (11), 1803-1841.
- Kenter, J.A.M., Reyner, J.J.G., Straaten, H.C., van der, Peper, T. (1990). Facies patterns and subsidence history of the Jumilla-Cieza-Region (Southeastern Spain). *Sedimentary Geology* 67, 263-280.
- Kerans, C. (1993). Description and interpretation of karst-related breccia fabrics, Ellenburger Group, west Texas. In: Wilson, J. L. y Yurewicz Y. (Eds). *Paleokarst Related Hydrocarbon Reservoirs*, SEPM Core Workshop, 18, 181-200.
- Kerans, C. y Donaldson, J. A., (1988). Proterozoic paleokarst profile, Dismal Lakes Group, N. W. T., Canada. In: James, N. P. y Choquette P.W. (Eds). *Paleokarst*, Springer-Verlag, New York, 167-182.
- Kharaka, Y.K., Carothers, W.W., Rosenbauer, R.J. (1983). Thermal decarboxylation of acetic acid, implications for the origin of natural gas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 397-402.
- Kirmaci, M.Z. y Akdag, K. (2005). Origin of dolomite in the Late Cretaceous-Paleocene limestone turbidites, Eatsren Pontides, Turkey. *Sedimentary Geology* 181, 39-57.
- Kislak, J., Smith, L., Peacock, D., Eberli, G., Swart, P. (2001). Classification, distribution and origin of hydrothermal breccias, Madison Formation, Wyoming (abs). *AAPG Annual Meeting Program*, 10, A105.
- Knipe, R.J. (1993). The influence of fault zone processes on fluid flow and diagenesis. In: Horbury A.D. y Robinson A.G. (Eds), *Diagenesis and Basin Development*, AAPG Stud. Geol., 36, 135-154.
- Kretz, R. (1982). A model for the distribution of trace elements between calcite and dolomite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46, 1979-1981.
- Kupez, J.A. y Land, L.S. (1994). Progressive recrystallization and stabilization of earlystage dolomite, Lower Ordovician Ellenburger Group, West Texas. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, 21, 255-279.



- Land, L.S. (1980). The isotopic and trace element geochemistry of dolomite, The state of the art. In: Zenger, D.H., Dunham, J.B., Ethington, R.L., (Eds.), *Concepts and Models of Dolomitization, SEPM Spec. Publ.*, 28, 87-110.
- Land, L.S. (1983). The application of stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to problems of diagenesis of clastic sediments. In: Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S. (Eds.), *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*. Society of Sedimentary Geology Short Course, 104, 1-4.22.
- Land, L.S. (1985). The origin of massive dolomite. *Journal of Geological Education*, 33, 112-125.
- Land, L.S. (1991). Dolomitization of the Hope Gate Fm (north Jamaica) by seawater, reassessment of mixing-zone dolomite. In: Taylor Jr., H.P., O'Neil, R.R., Kaplan, I.R. (Eds.), *Stable isotope geochemistry*, Geochemical Society Special Publication 3, 121-133.
- Land, L.S. y Hoops, G. K. (1973). Sodium in carbonate sediments and rocks, a possible index to the Sali salinity of diagenetic solutions. *Journal of Sedimentary Petrology* 43, 614-617.
- Lapuente, M.P., Cisneros, M., Ortiga, M. (1988). Contribución a la identificación de mármoles españoles empleados en la Antigüedad, *Noticiario Arqueológico Hispano*, 30.
- Laubach, S.E. (1988), Subsurface fractures and their relationship to stress history in east Texas basin sandstone. *Tectonophysics* 156, 37– 49.
- Laubach, S.E. (1989). Paleostress directions from the preferred orientation of closed microfractures (fluid-inclusion planes) in sandstone, east Texas Basin, U.S.A., *Journal of Structural Geology* 11 (5), 603– 611.
- Laubach, S.E. (1997). A method to detect fracture strike in sandstone, *AAPG Bulletin*, 81(4) 604– 623.
- Lavoie, D. y Bourque, P-A. (1993). The history of hydrocarbon exploration in the Silurian-Devonian Gasp Belt: 100 years of modest success. *Bull. Canadian Petroloem Geology* 49 (2), 180-185.
- Ligi, M., Bonatti, E., Cuffaro, M., Brunelli, D. (2013). Post-Mesozoic Rapid Increase of Seawater Mg/Ca due to Enhanced Mantle-Seawater Interaction. *Nature, Scientific reports*, 3, 1-8.
- Lindholm, R.C. y Finkelman, R.B. (1972). Calcite staining, semiquantitative determination of ferrous iron. *Journal of Sedimentary Petrology* 42, 239- 245.
- Llopis, L., López-Jimeno, C., Mazadiego, L.F. (1992). *Rocas ornamentales de Alicante, canteras y explotaciones*, 299, 103-113.
- Lu, F.H. , yeyers, W.J. (1998). Massive dolomitization of a late Miocene carbonate platform, a case of mixed evaporative brines with meteoric water, Nijar, Spain. *Sedimentology* 45(2) 263–277.
- Lucia, F.J. (2004). Origin and Petrophysics of Dolostone Pore Space. *Geological Society of London Special Publication* 235, 141-155.
- Lumsden D.N. (1979). Discrepancy between thin section and X-ray estimates of dolomite in limestone. *J. Sedim. Petrol.*, 49, 429-436.
- Lumsden, D.N. y Chimahusky, J.S. (1980). Relationship between dolomite nonstoichiometry and carbonate facies parameters. In: Zenger, D.H., Dunham, J.B., Ethington, R.L. (Eds.), *Concepts and Models of Dolomitization*. Society of Sedimentary Geology Spec. Pub. 28, 87– 110.
- Luperto Sinni, E., Martin Chivelet, J., Gimeénez, R. (2000). Praemurgella Valenciana nov. gen. et sp. (Foraminifera) In the Sierra de Utiel Formation (Coniacian-Santonian) of the Prebetic Domain (SE Spain), *Geobios (Lyon)*, 33, 2, 145-151

- Machel, H.G. (1997). Recrystallization versus neomorphism, and the concept of “significant recrystallization” in dolomite research. *Sedimentary Geology*, 113, 161–168.
- Machel, H.G., (1985). Cathodoluminescence in calcite and dolomite and its chemical interpretation. *Geoscience Canada* 12, 139–47.
- Machel, H.G. (2004). Concepts and models of dolomitization, a critical reappraisal. In: Braithwaite, C.J.R., Rizzi, G., Darke, G. (Eds.), *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*, Geological Society of London, Special Publication 235, 7–63.
- Machel, H.G. y Burton, E.A. (1991). Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonate diagenesis. In *Luminescence Microscopy and Spectroscopy, Qualitative and Quantitative Applications*, SEPM Short Course 25, 37–57.
- Machel, H.G. y Lonnee, J. (2002). Hydrothermal dolomite – a product of poor definition and imagination. *Sedimentary Geology* 152, 163-171.
- Machel, H.G., Mason, R.A. Mariano, A.N. Mucci, A. (1991). Causes and emission of luminescence in calcite and dolomite. In: *Luminescence Microscopy and Spectroscopy, Qualitative and Quantitative Applications*, SEPM Short Course 25, 9–25.
- Mansurbeg, H., Morad, D., Othman, R., Morad, S., Ceriani, A., Al-Aasm, I., Kolo, K., Proust, J-N, Preat, A., Koyi, H. (2016). Fault-Controlled Dolomitization of Uper Cretaceous Reservoirs, Zagros Basin, Kurdistan Region of Iraq, Implications for Hydrocarbon Migration and Degradation *AAPG Datapages/Search and Discovery Article #90247* Middle East Region, Geoscience Technology Workshop, Carbonate Reservoirs of the Middle East, Abu Dhabi, UAE, November, 23-24.
- Marfil, R., Caja, M.A., Tsige, M., Al-Aasm, I.S., Martín-Crespo, T., Salas, R. (2005). Carbonate-cemented stylolites and fractures in the Uper Jurassic limestones of the eastern Iberian Range, Spain, A record of palaeofluids composition and thermal history. *Sedimentary Geology*, 178, 237-257.
- Marshall, D. J. (1988). *Cathodoluminescence of Geological Materials*, Boston, Unwin Hyman.
- Martin-Chivelet, J. (1992). *Las plataformas carbonatadas del Cretácico superior de la Margen Bética (Altiplano de Jumilla - Yecla, Murcia)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 899 p.
- Martín-Chivelet, J. (1994). Litoestratigrafía del Cretácico Superior del Altiplano de Jumilla-Yecla (Zona Prebética), *Cuadernos de Geología Ibérica* 18, 117-173.
- Martín-Chivelet, J. (1996). Late Cretaceous Stratigraphic Patterns and subsidence history of the Betic Continental Margin (Jumilla-Yecla region, SE Spain). *Tectonophysics* 265, 191-211.
- Martín-Chivelet, J., Berástegui, X., Caus, E., Puig, C., (2002). Cretaceous. In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), *Geology of Spain*. Geological Society of London.
- Martin-Chivelet, J. y Giménez, R. (1992). Paleosoils in microtidal sequences, Sierra de Utiel Formation, Uper Cretaceous, SE Spain. *Sedimentary Geology*, 81, 125-145.
- Martín-Chivelet, J., Giménez, R., Luperto-Sinni, E. (1997). La discontinuidad del Campaniense basal en el Prebético ¿Inicio de la convergencia alpina en la Margen Bética? *Geogaceta* 22, 121-124
- Martínez Del Olmo, W., Leret, G., Megías, A.G. (1982). El límite de la plataforma carbonatada del Cretácico Superior en la zona Prebética, *Cuadernos de Geología Ibérica* 8, 597-614 (18 P.).
- Martínez-Martínez, J. (2008). *Influencia de la alteración sobre las propiedades mecánicas de calizas, dolomías y mármoles. Evaluación mediante estimadores no destructivos (ultrasonidos)*. Tesis Doctoral. Universidad de Alicante, 274p.

- Martínez-Martínez, J., Benavente, D., García del Cura, M.A. (2008). Multivariate statistical techniques for evaluating the effects of brecciated rock fabrics on ultrasonic waves propagation. *Int. J. Rock Mechanics and Mining Science* 45(4), 609-620.
- Mason, R.A. y Mariano, A.N. (1990). Cathodoluminescence activation in manganese-bearing and rare earth-bearing synthetic calcites. *Chemical Geology* 88, 191-206.
- Mathey, B. (1983). Le système des flysch calcaires, le système du tlysch gréseux, le système marmo-calcaire fini-crétacé, évolution de la zone marine profonde au Crétacé supérieur à partir du Cénomanién moyen. En: *Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique. Une marge et son arrière-pays, ses environnements sédimentaires*. Mém. géol. Univ. Dijon, 9, 83-107.
- Mattes, B.W. y Mountjoy, E. W. (1980). Burial dolomitization of the Uper Devonian Miette buildup, Jasper National Park, Alberta. In: Zenger, D. H., Dunham, J. B., and Ethington, R. L., (Eds.), *Concepts and Models of Dolomitization*, SEPM Spec. Pub. 28, 259-297.
- Mazullo, S.J. (1992). Geochemical and neomorphic alteration of dolomite, a review. *Carbonates and Evaporites* 7, 21-37.
- Mazullo, S.J. (2000). Organogenic dolomitization in peritidal to deep sea sediments. *Journal of Sedimentary Research* 70, 10-23.
- Mazullo, S.J., Bischoff, W.D., Teal, C.S. (1995). Holocene shallow- subtidal dolomitization by near-normal seawater, northern Belize. *Geology* 23, 341-344.
- Meyers, W.J. (1974). Carbonate cement stratigraphy of the Lake Valley Formation (Mississippian), Sacramento Mountains, New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology* 44, 837-861.
- Meyers, W. J. (1978). Carbonate cements, their regional distribution and interpretation in Mississippian limestones of southwestern New Mexico. *Sedimentology*, 25, 371-400.
- Meyers, W.J. (1991). Calcite cement stratigraphy. In: Barker, C.E., Kop, O.C. (Eds.), *Luminescence microscopy and spectroscopy, qualitative and quantitative aspects*. Society of Sedimentary Geology Short Course, 25, 133-148.
- Meyers, W.J., Lu, F.H., Zachariah, J. (1997). Dolomitization by mixed evaporative brines and fresh-water, late Miocene carbonates, Nijar, Spain. *Journal of Sedimentary Petrology* 67, 898-912.
- Miller, J.K., (1988). *Cathodoluminescence microscopy*. In: Tucker, M. (Ed.), *Techniques in Sedimentology*, Oxford, Blackwell Scientific Publications, 174-90.
- Miller, J.K. y Folk, R.L. (1994). Petrographic, Geochemical and Structural Constraints on the Timing and Distribution of Postlithification Dolomite in the Rhaetian Portoro ('Calcare Nero') of the Portovenere Area, La Spezia, Italy . In: Purser, B.H., Tucker, M.E., Zenger, D.H. (Eds.), *Dolomites: Volume in Honour of Dolomieu*. International Association of Sedimentology, Special Publication 21, 187-202.
- Montañez, I. (1994). Late Diagenetic Dolomitization of Lower Ordovician, Uper Knox Carbonates, A Record of the Hydrodynamic Evolution of the Southern Apalachian Basin. *AAPG Bulletin* 78 (8), 1210-1239.
- Montañez, I.P. y Read, J.F. (1992). Fluid-rock interaction history during stabilization of early dolomites, Uper Knox Group (Lower Ordovician), U.S. Apalachians. *Journal of Sedimentary Petrology* 62, 753-778.
- Moore, C.H. (2001). *Carbonate reservoirs*, Developments in Sedimentology 55. Amsterdam, Elsevier Science, 341-355.
- Moore C.H. (1989). *Carbonate diagenesis and porosity*. Developments in Sedimentology 46. Elsevier, Amsterdam, 338p.



- Morrow, D.W. (1982). Descriptive field classification of sedimentary and diagenetic breccia fabrics in carbonate rocks. *Bull. Canadian Petroleum Geology*, 30, 227-229.
- Morrow, D.W. (1990a). Dolomite–Part 1–The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. In: McIlreath, I.A. y Morrow, D.W. (Eds.), *Diagenesis. Geoscience Canada Reprint Series*, 4, Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, 113–123.
- Morrow, D.W. (1990b). Dolomites–models and ancient dolostones. In: McIlreath, I.A. y Morrow, D.W., (Eds.), *Diagenesis. Geoscience Canada Reprint Series*, 4, Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, 125–139.
- Morrow, D.W., Cumming, G.L., Aulstead, K.L., (1990). *The gas-bearing Devonian Manetoe Facies, Yukon and Northwest Territories*. Bulletin of Geological Survey Canada 400, 54p.
- Morse, J.W. y Bender, M.L. (1989), Partition coefficients in calcite, Examination of factors influencing the validity of experimental results and their application to natural systems. *Chemical Geology* 82, 265-277.
- Morse, J.W. y Mackenzie, F.T. (1989). *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*. Elsevier, Amsterdam, 707 p.
- Mort, K. y Woodcock, N.H. (2008). Quantifying fault breccia geometry, Dent Fault, NW England. *Journal of Structural Geology* 30, 701-709.
- Mountjoy, E.W. y Amthor, J.E. (1994). Has burial dolomitization come of age? Some answers from the Western Canada sedimentary basin. In: Purser, B.H., Tucker, M.E., Zenger, D.H. (Eds.), *Dolomites: Volume in Honour of Dolomieu*. International Association of Sedimentology, Special Publication 21, 203-229.
- M'Rabet, A. (1981). *Stratigraphie, sédimentologie et diagenèse carbonatée des séries du rétacé inférieur de Tunisie Centrale*. Thèse Sci., Univ. Pans Sud, Orsay
- Muir-Wood, R.M. (1994). Earthquakes, strain-cycling and the mobilization of fluids. In: Parnell, J. (Ed.), *Geofluids, Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins* Geol. Soc. London Spec. Publ., 78, 85–98.
- Muñoz-Cervera, M.C. (2008). *Petrología y geoquímica de las dolomías brechoideas "marrón Emperador" del Cretácico superior del sector Jumilla - Fuente de la Higuera*. Memoria DEA. Universidad de Alicante, 128p.
- Muñoz-Cervera, M.C., García del Cura, M.A. y Cañaveras, J.C. (2007). Caracterización isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ) de las dolomías brechoideas del Cretácico Superior del Prebético Externo en el sector Jumilla-Yecla. *Macla* 7, 51.
- Muñoz-Cervera, M.C., Rodríguez-García, M.A., García del Cura, M.A. y Cañaveras, J.C. (2007). Dolomías brechoideas ornamentales (Marrón Emperador) del Cretácico superior de la Sierra del Cuchillo (Albacete). *Geotemas* 10, 1171-1174.
- Nadal, J. (2001). *Estudi de la dolomitització del Juràssic superior-Cretaci inferior de la Cadena Ibèrica oriental y la Cadena Costanera Catalana, relació amb la segona etapa de rift mesozoica* (Unpublished PhD thesis). Universitat de Barcelona, Spain.
- Nédélec, A., Affaton, P., France-Lanord, C., Charriere, A., Alvaro, J. (2005). Sedimentology and chemostratigraphy of the Bwipe Neoproterozoic cap dolostones (Ghana, Volta Basin), A record of microbial activity in a peritidal environment. *C. R. Geoscience*, 339, 223-239.
- Newport, R.J. (2014). *Controls on dolomitisation of Upper Cretaceous strata of North Africa and Western Mediterranean*. Ph Dissertation. University of Manchester, 293p.
- Nielsen, P., Swennen, R., Kepens, E. (1994). Multiple-step recrystallization within massive ancient dolomite units, an example from the Dinantian of Belgium. *Sedimentology* 41, 567–584.

- Nielsen, P., Swennen, R., Muchez, Ph., Kepens, E. (1998). Origin of Dinantian zebra dolomites south of the Brabant–Wales Massif, Belgium. *Sedimentology* 45, 727–743.
- O’Neil, J.R., Clayton, R.N., Mayeda, T.K. (1969). Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.* 51, 5547-5558.
- Ordóñez, S., García del Cura, M.A., Rodríguez, M.A., Bernabéu, A. (1999). *La riqueza geológica de Piedra Natural en la Comunidad Valenciana*. Comunidad Valenciana, Piedra Natural para el mundo, 99-106.
- Oswald, E.J. (1992). *Dolomitization of an upper Miocene reef complex, Mallorca, Spain*. PhD Dissertation, State Univ New York. 424p
- Pierson, B.J. (1981). The control of cathodoluminescence in dolomite by iron and manganese, *Sedimentology* 28, 601-610.
- Pope, M.C. y Grotzinger, J.P. (2003). Paleoproterozoic Stark formation, Athapuscow Basin, Northwest Canada, record of Cratonic-Scale salinity crisis. *Journal of Sedimentary Research* 73, 280–295.
- Pratt, B.R., Noel, P.J., Cowan, C.A. (1992). Peritidal carbonates. In: Walker, J. y Noel, J.(Eds.), *Facies Models*, Geol. Ass. Canada., GEO text (1), 333 – 322.
- Puigdefábregas, C. y Souquet, P. (1986). Tectosedimentary cycles and depositional sequences to the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics* 129, 173-203.
- Qing, H. y Mountjoy, E.W. (1994). Formation of coarsely crystalline, hydrothermal dolomite reservoirs in the Presqu’île Barrier, Western Canada Sedimentary Basin. *AAPG Bulletin* 87, 55-77.
- Qing, H. y Mountjoy, E.W. (1992). Large-scale fluid flow in the Middle Devonian Presqu’île barrier, Western Canada Sedimentary Basin. *Geology*, 20, 903-906. Hardy, R. and Tucker, M., 1988, X-ray powder diffraction of sediments. In: vTucker, M., (Ed.), *Techniques in Sedimentology*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 191-228
- Radke, B.M. y Mathis, R.L. (1980). On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 1149-1168.
- Rameil, N. (2008). Early diagenetic dolomitization and dedolomitization of Late Jurassic and earliest Cretaceous platform carbonates, A case study from the Jura Mountains (NW Switzerland, E France). *Sedimentary Geology* 212, 70-85.
- Ramírez Del Pozo, J. y Martín-Chivelet, J. (1994). Bioestratigrafía y cronoestratigrafía del Coniaciense-Maastrichtiense en el sector Prebético de Jumilla-Yecla (Murcia). *Cuadernos de Geología Ibérica* 18, 83-116.
- Reicherter, K.R. y Pletsch, T.K. (2000). Evidence for a synchronous circum-Iberian subsidence event and its relation to the African-Iberian plate convergence in the Late Cretaceous. *Terra Nova* 12, 141-147.
- Richter, D.K. y Füchtbauer, H. (1981), Merkmale und genese von breccien und ihre bedeutung im Mosozoikum von Hydra (Griechenland). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 132, 451-501.
- Richter, D.K., Götze, Th., Götze, J., Neuser, R.D. (2003). Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. *Mineralogy and Petrology* 79, 127–166.

- Ridge, J.D. (1968), Comments on the development of the ore-bearing structures of the Mascot – Jefferson City district and on the genesis of the ores contained in them. *Institution of Mining and Metallurgy, Transactions* 77, B6-B17.
- Rodríguez Estrella, T. (1979). Geología e hidrogeología del sector de Alcaraz-Lietor-Yeste (Prov. de Albacete). Síntesis Geológica De la zona Prebética. I, *Memoria del Instituto Geológico y Minero de España*, 97, 566p.
- Rodríguez García, M.A., García del Cura, M.A., Muñoz Cervera, M.C., Cañaveras, J. C. (2005). Recursos de rocas ornamentales en los términos de Jumilla y Yecla (Murcia). *Macla* 3, 173-175.
- Rodríguez-Morillas, N., Playá, E., Travé, A., Martín-Martín J.D. (2013). Diagenetic processes in a partially dolomitized carbonate reservoir, Casablanca oil field, Mediterranean Sea, offshore Spain. *Geologica Acta* 11, 2, 195 - 24.
- Roehl, P.O. (1981). Dilation brecciation, proposed mechanism of fracturing, petroleum expulsion, and dolomitization in Monterey formation, California. In: Garrison, R. E., et al., (Eds.), *The Monterey Formation and related siliceous rocks of California*, Los Angeles, SEPM Spec. Pub., 285-315.
- Ronchi, P., Masetti, D., Tassan, S., Camocino, D. (2012). Hydrothermal dolomitisation in platform and basin carbonate successions during thrusting, a hydrocarbon reservoir analogue (Mesozoic of Venetian Southern Alps, Italy). *Mar. Petrol. Geol.*, 29, 68–89.
- Rossi, C. y Cañaveras, J.C. (1999). Pseudospherulitic fibrous calcite in paleo-groundwater, unconformity-related diagenetic carbonates (Paleocene of the Áger Basin and Miocene of the Madrid Basin). *Journal of Sedimentary Research* 69, 224-238.
- Roure, F., Swennen, R., Schneider, F., Faure, J.L., Ferket, H., Guilhaumou, N., Osadetz, K., Robion, P., Vandeginste, V. (2005). Impact de la tectonique et de la migration naturelle des fluides sur l'évolution des réservoirs dans les chaînes plissées et leurs avant-pays. *Oil Gas. Sci. Technol. Rev. IFP* 60 (1), 67-106.
- Sanz-Rubio, E., Sánchez-Moral, S., Cañaveras, J.C., Calvo, P., Rouchy, J.M. (2001). Calcitization of Mg-Ca carbonate and Ca sulphate deposits in a continental Tertiary basin (Calatayud Basin, NE Spain), *Sedimentary Geology* 140, 123–142.
- Scholle, P.A., Stemmerik, L., Ulmer-Scholle, D.S., Di Liegro, G., Henk, F.H. (1993). Palaeokarst-influenced depositional and diagenetic patterns in Upper Permian Carbonates and evaporites, Karstrygen area, central East Greenland. *Sedimentology* 40, 895–918.
- Shah, M.M. Nader, F.H. Garcia, D. Swennen R., Ellam R. (2012). Hydrothermal Dolomites in the Early Albian (Cretaceous) Platform Carbonates (NW Spain): Nature and Origin of Dolomites and Dolomitising Fluids. *Oil & Gas Science and Technology – Rev. IFP Energies nouvelles* 67 (1), 97-122.
- Sibley, D.F. (1980), Climatic control of dolomitization. In Zenger, D.H., Dunham, J.B. y Ethington, R.L. (Eds.), *Concepts and Models of Dolomitization*, SEPM Spec. Publ. 28, 1528–1550.
- Sibley, D.F. (1982). The origin of common dolomite fabrics, clues from the Pliocene. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 1087–1100.
- Sibley, D.F. y Gregg, J.M. (1987). Classification of dolomite rock texture. *Journal of Sedimentary Petrology* 57, 967-975.
- Sibley, D.F., Gregg, J.M., Brown, R.G., Laudon, P.R. (1993). Dolomite crystal size distribution. In: Rezak, R. and Lavoie, D. (Eds.), *Carbonate Microfabrics*. New York. Springer-Verlag, 195-204.



- Sibson, R.H., (1986). Brecciation processes in fault zones, Interferences from earthquake rupturing. *Pure and Applied Geophysics*, 124, 149-175.
- Simo, J.A., Johnson, C.M., Vandrey, M.R., Brown, P.E., Castrogiovani, E., Drzewiecky, P.E., Valley, J.W., Boyer, J. (1994). Burial dolomitization of the Middle Ordovician Glenwood Fm by evaporitic brines, Michigan Basin. In: Purser, B., Tucker, M., Zenger, D. (Eds.), *Dolomites, A volumen in honour of Dolomieu*. Spec. Publs Int. Ass. Sediment. 21, 169-186.
- Smith, M. y Dorobek S.L. (1993). Alteration of early-formed dolomite during shallow to deep burial, Mississippian Mission Canyon Formation, central to southwestern Montana. *Geological Society of America Bulletin* 105, 1389–1399.
- Soriano, M., Sánchez-Marañón, M., Melgosa, M., Gámiz, E., Delgado, R. (2002). Influence of Chemical and Mineralogical Composition on Color for Commercial Talcs. *COLOR Research and Application* 27, 6,430-440.
- Spötl, C. y Pitman, J. K. (1998). Saddle (baroque) dolomite in carbonates and sandstones, a reappraisal of a burial-diagenetic concept. In: Morad S. (Ed.), *Carbonate cementation in sandstones, distribution patterns and geochemical evolution*. Blackwell Science, 437-460.
- Staudt, W., Oswald, J., Schoonen, M.A.A. (1993). Determination of sodium, chloride and sulphate in dolomites, a new technique to constrain the composition of dolomitizing fluids. *Chemical Geology* 107, 97-109.
- Stow, D.A.V. (2005). *Sedimentary Rocks in the Field. A Colour Guide*. Manson Publishing, London, 320 p
- Supko, P.K. (1977). Subsurface dolomites, San Salvador Bahamas, *Journal of Sedimentary Petrology* 47, 1063–1077.
- Swart, P.K., Cantrell, D.L., Westphall, H., Handford, C.R., Kendall, C.G. (2005). Origin of dolomite in the Arab-D reservoir from the Ghawar field, Saudi Arabia, evidence from petrographic and geochemical constraints. *Journal of Sedimentary Research* 75, 476–491.
- Tarasewicz, J.P.T., Woodcock, N.H., Dickson J.A.D. (2005). Carbonate dilation breccias, Examples from the damage zone to the Dent Fault, northwest England. *Geological Society of America Bulletin* 117(5-6), 736-745.
- Trewin, N. (1988). Use of scanning electron microscope in sedimentology. In: Tucker, M. (Ed.), *Techniques in sedimentology*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 229-273.
- Tucker, M. E. (Ed.), (1988). *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Science Publisher, Oxford, 394p.
- Tucker, M.E. (2003). *Sedimentary Rocks in the Field*. The geological field guide series. Ed., J. Wiley, West Sussex, England, 224p.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P. (1990). *Carbonate sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.
- Vahrenkamp V.C. y Swart, P.K. (1990). New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites. *Geology* 18, 387–391
- Vahrenkamp, V.C. y Swart, P.K. (1994). Late Cenozoic dolomites of the Bahamas, metastable analogues for the genesis of ancient platform dolomites. In: Purser, B.H., Tucker, M.E., Zenger, D.H., (Eds.), *Dolomites – a volume in honour of Dolomieu*. Internat. Assoc. Sedimentologists, Spec. Publ. 21, 133–154
- Valenta, R.K. (1994). Structurally controlled fluid flow associated with breccia vein formation. *Journal of Metamorphic Geology* 12(2), 197-206.

- Valero, B.L. (1990). *Los sistemas lacustres del Stephaniense-Pérmico en el Pirineo Central y Occidental*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 413p.
- Valero, B.L. y Gisbert, J. (1993). Catodoluminiscencia de carbonatos lacustres pérmicos de los Pirineos Occidentales, un modelo de cementación temprana en paleoacuíferos asociados a lagos. *Acta Geológica Hispánica* 28, 1-26.
- Vandeginste, V. y John, C.M. (2012). Influence of climate and dolomite composition on dedolomitization from a multiproxy study in the central Oman Mountains. *Journal of Sedimentary Research* 82, 177–195.
- Vandeginste, V., John, C.M., Manning, C. (2013). Interplay between depositional facies, diagenesis and early fractures in the Early Cretaceous Habshan Formation, Jebel Madar, Oman. *Marine and Petroleum Geology* 43, 489-503.
- Van der Merwe, N.J., Herrmann, J.J., Tykot, R.H., Newman, R., Herz, N. (1995). Stable carbon and oxygen isotope source of marble sculptures in the Museum of Fine Arts, Boston and the Sackler Museum, Harvard. In: Maniatis, Y., Herz, N., Basiakos, Y. (Eds.), *The study of marble and other stones used in antiquity*, 187-197.
- Veizer, J. (1983). Chemical diagenesis of carbonates, theory and application of trace element techniques. In: Arthur, M. A., Anderson, T. F., Kaplan, I. R., Veizer, J., Land, L. S. (Eds.), *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*, SEPM Short Course 10, 3-1 to 3-100.
- Veizer, J., Lemieux, J., Jones B., Gibling, M. R., Savelle, J. (1978). Paleosalinity and dolomitization of a Lower Paleozoic carbonate sequence, Somerset and Prince of Wales Islands, Arctic Canada, *Canadian Journal of Earth Sciences* 15, 1448-1461.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H., 1999,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology* 161, 59–88.
- Vera, J.A. (2001). Evolution of the South Iberian Continental Margin. In: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F., Robertson, S. Crasquin-Soleau (Eds.), *Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins*, Mem. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris 186, 109-143.
- Vera, J.A. (2004), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 890 p.
- Vera, J.A. y Martín-Algarra, A. (2004). Cordillera Bética y Baleares, Divisiones mayores y nomenclatura. En: Vera, J. A. (ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 890 p.
- Vera, J. A., Arias, C., Castro, J. M., Chacón, B., Company, M., Crespo-Blanc, A., Díaz de Federico, A., Estéves, A., Fernández, J., García-Hernández, M., de Gea, G. A., López-Garrido, A. C., Martín-Algarra, A., Martín-Chivelet, J., Molina, J. M., Morata, D., Nieto, L. M., O'Dogherty, L., Pérez-López, A., Puga, E., Rey, J., Rivas, P., Ruíz-Ortiz, J., Sandoval, J., Sanz de Galdeano, C. y Vilas, L. (2004), Las Zonas Externas Béticas. En: Vera, J. A. (ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 354-389.
- Vilas, L., Arias, C., Elizaga, E., García de Domingo, A., López Olmedo, F. (1982). Consideraciones sobre el cretácico inferior de la zona de Jumilla-Yecla. *Coloquio de estratigrafía y paleogeografía del cretácico de España* 2, Albacete, 50 (1 p.)
- Vilas, L., Arias, C., García, A. (1982). El paso del Dominio Ibérico al Dominio Bético en la zona suroriental de Albacete. *El Cretácico de la parte Oriental de la Provincia de Albacete*. Ed. Complutense, Madrid, 47-72.

- Vilas, L., Martín-Chivelet, J., Arias, C., Chacón, B. (2005). Geología del Altiplano de Jumilla-Yecla. *Geología. Enciclopedia divulgativa de la historia natural de Jumilla-Yecla. Sociedad Mediterránea de Historia Natural* 6, 17-177.
- Wallmann, C. (2001). The geological water cycle and the evolution of marine  $\delta^{18}\text{O}$  values. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 2469-2485.
- Wangen, M. (2001). A quantitative comparison of some mechanisms generating overpressure in sedimentary basins, *Tectonophysics* 334, 211–234.
- Wanas H.A. (2002). Petrography, geochemistry and primary origin of spheroidal dolomite from the Cretaceous / Lower Tertiary Maghra El-Bahari Formation at Gabal Ataqa, Northwest Gulf of Suez, Egypt. *Sedimentary Geology* 151, 211–224.
- Warren, J.K. (1991). Sulfate dominated seamarginal and platform evaporative settings. In: Melvin, J.L., (Ed.), *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources, Developments in Sedimentology*, 50, Elsevier, Amsterdam, 477–533.
- Warren, J.K. (2000). Dolomite, occurrence, evolution and economically important associations. *Earth Science Reviews* 52, 1–81.
- Wass, S.Y. (1979). Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos* 2, 115-132.
- Whitaker, F.F., Smart, P.L., Jones, G.D. (2004). Dolomitization, From Conceptual to Numerical Models. *Geological Society of London Special Publication* 235, 99-139.
- Whitaker, F.F. y Xiao, Y. (2010) Reactive transport modeling of early burial dolomitization of carbonate platforms by geothermal convection. *AAPG Bull* 94(6), 889–917.
- Weber, J.N. (1964). Carbon isotope ratios in dolostones, some implications concerning the genesis of secondary and primary dolostones. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 28, 1257-1265
- White, D.E. (1957). Thermal waters of volcanic origin. *GSA Bull.* 68, 1637-1658.
- White, A.F. (1978). Sodium coprecipitation in calcite and dolomite. *Chemical Geology* 23 (1-4), 65-7
- Wilson, M.I.J., Evans, M.J., Oxtoby, N.H, Nas, D.S. Donnelly, T., Thirwall, M. (2007). Reservoir quality, textural evolution, and origin of fault-associated dolomites. *AAPG Bull.* 91(9), 1247-1272.
- Wilson, A.M., Sanford, W.E., Whitaker, F.A., Smart, P.L. (2001). Spatial patterns of diagenesis during geothermal circulation in carbonate platforms. *American Journal of Science* 301, 727-752.
- Wrafter, J.P. y Graham, J.R. (1989). Ophiolitic detritus in the Ordovician sediments of South Mayo, Ireland. *J. Geol. Soc., London* 146, 213–215.
- Xiao, Y., Jones, G.D., Whitaker, F.F., Al-Helal, A.B., Stafford, S.L., Gomez-Rivas, E., Guidry, S. (2013). Fundamental approaches to dolomitisation and carbonate diagenesis in different hydrogeological systems and the impact on reservoir quality distribution. In, *6th International Petroleum Technology Conference*. <http://dx.doi.org/10.2523/16579-MS>, 16579-MS.