



**Universidad**  
Zaragoza

## Trabajo Fin de Máster

Sedimentología y diagénesis de los niveles yesíferos con  
alabastro en el tramo central del Valle del Ebro

*Sedimentology and diagenesis of gypsum facies with alabaster in  
the central sector of the Ebro Basin*

Autor/es:

Luis Cruz Cuenca

Director/es:

Josep Gisbert Aguilar

Facultad de Geología, Universidad de Zaragoza

2021

## Resumen

Las evaporitas del Valle Medio de la Cuenca del Ebro han sido estudiadas a lo largo del último siglo, pero siguen subsistiendo problemas básicos sin resolver tales como: una sedimentología compleja, la ausencia en superficie de minerales básicos de las rocas e ignorancia sobre las texturas previas, la presencia de cambios mineralógicos todavía mal comprendidos como el tránsito yeso-anhidrita-yeso, y el desconocimiento sobre la génesis del alabastro. Para abordar estos problemas, realizamos estudios concretos con perfiles sedimentológico/petrológicos, estudiando los subambientes más característicos donde precipitan evaporitas en contexto de lago continental endorreico: distal/margen lacustre (Jaulín, Gelsa, Fuentes), lago salino central (Juslibol), y abanico aluvial/delta lacustre (Botorrita). En estas zonas establecemos secuencias tipo en los materiales evaporíticos, con estudio de la evolución vertical, lateral y de estructuras sedimentarias.

En Botorrita, encontramos pruebas de precipitación de anhidrita primaria y posterior paso a yeso alabastrino en la sindiagénesis temprana dentro de huellas de retracción horizontales y subverticales en secuencias de suelos vérticos en facies detríticas distales/proximales. A su vez, interpretamos la presencia de nódulos de yeso alabastrino translúcido en dolomita en Jaulín como un proceso diagenético temprano donde precipita anhidrita. En Fuentes de Ebro, los micronódulos enterolíticos de anhidrita tendrían un origen primario, los macronódulos anhidríticos anadiagenético, y los nódulos alabastrinos un origen epidiagenético subactual (a profundidades de entre 50-100 m) por yesificación de estos últimos, siendo que las condiciones sindiagenéticas para revertir a la anhidrita en yeso en esta zona fueron leves (yesificación parcial). Así mismo, determinamos un origen sindiagenético de los nódulos pequeños en toda la zona estudiada, y meganódulos de Gelsa. El factor determinante para la formación de anhidrita ha sido el quimismo del agua, no el enterramiento. El alabastro, por tanto, se formaría en la sindiagénesis, a excepción de la zona de Fuentes de Ebro (epidiagénesis subactual).

**Palabras clave:** Alabastro, sedimentología, diagénesis, Cuenca del Ebro.

## Abstract

Evaporites in the Central Sector of the Ebro Basin have been investigated throughout the last century, however, some unsolved problems remain such as: its complex

sedimentology, the absence of basic minerals on the rocks surface and lack of knowledge about previous textures, the presence of mineralogical changes is still poorly understood such as the gypsum-anhydrite-gypsum transit, and lack of knowledge about the genesis of alabaster. To approach these problems, we carried out specific studies with sedimentological/petrological profiles. We studied the most characteristic subenvironments where evaporites precipitate in the context of an endoreic continental lake: playa-lake/lake margin (Jaulín, Gelsa, Fuentes), central saline lake (Juslibol) and alluvial fan/ lake delta (Botorrita). In these zones we establish type sequences in the evaporitic materials, with the study of the vertical and lateral evolution and of sedimentary structures.

At Botorrita, we found evidence of primary anhydrite precipitation and subsequent transition to alabaster gypsum during early syndiagenesis within horizontal and subvertical shrinkage trunks in vertic soil sequences in distal/proximal detrital facies. We interpreted the presence of translucent alabaster gypsum nodules in dolomite in Jaulín as an early diagenetic process where anhydrite precipitates. In Fuentes de Ebro, the enterolytic anhydrite micronodules have a primary origin, the anhydrite macronodules an anadiagenetic origin, and the alabastrine nodules a subactual epidiagenetic origin (at depths between 50-100 m) by gypsification of the latter, given that the syndiagenetic conditions to transform anhydrite into gypsum in this area were mild (partial gypsification). Likewise, we determined a syndiagenetic origin of small nodules in the entire studied area, and Gelsa meganodules. Water chemistry rather than burial has been the determining factor for the formation of anhydrite. Alabaster, therefore, would have formed during the syndiagenesis, with the exception of the one found in Fuentes de Ebro (subactual epidiagenesis).

**Keywords:** Alabaster, sedimentology, diagenesis, Ebro Basin.

## ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN .....	1
2. OBJETIVOS .....	3
3. ANTECEDENTES.....	4
3.1. Antecedentes geológicos (Evaporitas en el sector central aragonés del Valle del Ebro y Cuenca de Calatayud).....	4
3.2. Antecedentes sedimentológicos .....	7
3.3. Antecedentes mineralógicos.....	7
4. CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO .....	8
4.1. Introducción .....	8
4.2. Situación geográfica.....	9
5. METODOLOGÍA .....	11
5.1. Presupuesto/Cronograma de trabajo.....	11
6. RESULTADOS .....	12
6.1. Estratigrafía, sedimentología, y petrología.....	12
6.2. DRX .....	36
7. DISCUSIÓN .....	37
8. CONCLUSIONES .....	51
9. AGRADECIMIENTOS .....	52
10. BIBLIOGRAFÍA.....	52

## 1. INTRODUCCIÓN

Nos viene llamando la atención desde hace tiempo el problema de las evaporitas del Valle del Ebro en las que subsisten numerosos problemas básicos sin resolver relacionados con:

A) Ausencia en superficie de numerosos minerales que son constituyentes básicos de las rocas, y consiguiente “ignorancia” sobre las texturas originales previas al desenterramiento. Ya que la yesificación de las evaporitas superficiales ha desdibujado las texturas originales, por ejemplo de precedentes minerales como la glauberita, halita, o anhidrita.

B) Sedimentología compleja marcada por numerosas precipitaciones y consiguientes disoluciones en la diagénesis temprana. Ya que en el contexto de lago salino continental endorreico, las sucesivas etapas de desecación e inundación propician en la superficie y a pocos metros, la precipitación de minerales evaporíticos, muchos de ellos muy solubles como la halita o glauberita, que posteriormente son disueltos en una nueva avenida de agua o percolación de aguas superficiales, y recristalizando posteriormente. De manera que las texturas originales primarias son, en muchas ocasiones, difícilmente preservadas, y distinguibles en las facies actuales.

C) Presencia de cambios mineralógicos de gran relevancia en la litogénesis todavía mal comprendidos en su detalle mineralógico y cinético/temporal como es el de las transiciones yeso/anhidrita. Siendo estas transiciones en la diagénesis temprana como en los depósitos actuales tipo *sabkha* del Golfo Pérsico (*e.g.* Shearman, 1966), o en la diagénesis profunda con el aumento de P/T y posterior exhumación (Murray, 1964). En el apartado de Antecedentes Mineralógicos se amplía este tema.

D) Desconocimiento sobre los detalles genéticos de litologías tan importantes como el alabastro. Siendo el proceso de enterramiento en profundidad-exhumación (ciclo diagenético de Murray (1964)) el mecanismo de formación del alabastro más comúnmente aceptado. Mediante el cual, el yeso primario pierde el agua de cristalización con el enterramiento, como consecuencia de un incremento de la presión y temperatura, transformándose en anhidrita; y posteriormente, con la exhumación (por procesos erosivos o tectónicos), estos niveles anhidríticos se ponen en contacto con agua, rehidratándose a yeso alabastrino si esta hidratación es muy rápida (Mandado, 2018).

Por ello hemos elegido este tema, el cual desarrollamos con metodología esencialmente geológica: descripción detallada de secuencias sedimentarias con sus detalles petrológicos y análisis de medios sedimentarios actuales semejantes y próximos (lagunas de Bujaraloz y Gallocanta) en las que inspiramos las hipótesis de trabajo.

Dadas las peculiaridades de la diagénesis de las rocas evaporíticas emplearemos la nomenclatura de Fairbridge (1967) con las siguientes precisiones:

**-Sindiagénesis:** Cambios postdeposicionales en relación con el medio sedimentario, aproximadamente de 0 a 10 m de profundidad.

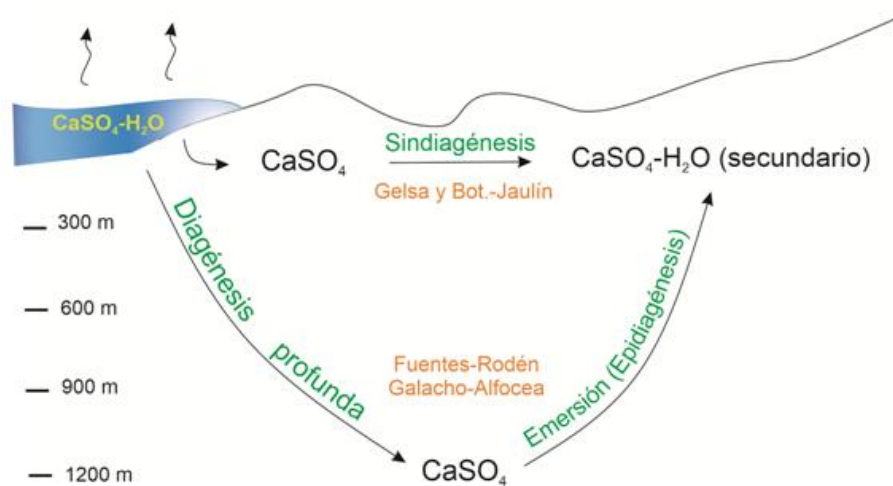
**-Transición S/A:** Entre sindiagénesis y anadiagénesis, aproximadamente 10 a 50 m de profundidad. Influencia del medio sedimentario sólo en situaciones ambientales extremas.

**-Anadiagénesis:** Diagénesis de enterramiento, más de 50 m de profundidad.

**-Epidiagénesis:** Desenterramiento; modificación del fluido intersticial por contacto con fluidos de aguas meteóricas.

El paso yeso-anhidrita-yeso ha sido comprendido tradicionalmente según el modelo clásico geológico-diagenético de Murray (1964) como hemos comentado, donde la anhidrita se formaba a partir de un episodio diagenético de enterramiento profundo, mediante el cual las condiciones de altas presiones y temperaturas producía la deshidratación de su mineral precursor, comúnmente el yeso. Este enterramiento va produciendo modificaciones texturales en la roca, destruyéndose las texturas primarias sedimentológicas. Curtis *et al.* (1963) y Shearman (1966), sin embargo, encontraron evidencias de transformación diagenética temprana e incluso posible precipitación primaria de anhidrita en sedimentos recientes; es decir, la presencia de anhidrita en contextos fuera de su rango de estabilidad, y del modelo clásico. Nosotros hemos observado posibles evidencias en afloramientos situados en el sector central del valle del Ebro (ver apartado de Contexto Geográfico y Geológico), donde las facies presentes podrían no haber seguido el modelo tradicional de transformación anhidrítica en profundidad. Así pues, en las zonas de Gelsa (SE de Zaragoza) y Botorrita-Jaulín (S de Zaragoza), las facies presentes (yeso alabastrino fundamentalmente) no presentan signos aparentes de deformaciones/transformaciones en profundidad. Esto abre la posibilidad de que la posible precipitación de anhidrita a poca profundidad, ya sea de precipitación primaria o sindiagenética a partir de yeso, ha podido deberse a otros mecanismos. Por ejemplo, en las canteras de Gelsa hay presencia de materia orgánica circundante al yeso secundario; así como abundante dolomita (no calcita) intercalada con el yeso; ¿podrían

agentes inorgánicos como el  $Mg^{2+}$ , u orgánicos, jugar un papel clave en la precipitación primaria de anhidrita, inhibiendo la del yeso, es decir, relacionado con la geoquímica específica del ambiente? Esta posibilidad se profundizará más adelante. Por otra parte, en las canteras de Fuentes de Ebro (SE de Zaragoza, más próximo que Gelsa), y en los afloramientos del Galacho de Juslibol (SW de Zaragoza), las facies presentes de yeso secundario sí podrían haber dependido fundamentalmente de la profundidad en su historia geológica de transformaciones mineralógicas (**Figura 1.1**). Aquí se observan los, abundantemente citados en la literatura, pliegues enterolíticos de yeso secundario; estos pliegues son estructuras de deformación que se producen a causa de un aumento en volúmen (hasta un 40%) de las fases precursoras (anhidrita) al rehidratarse estas durante el desenterramiento. Es decir, hubo una consolidación previa de las facies precursoras que propició la deformación del sedimento posteriormente en la exhumación con la rehidratación. La caracterización petrológica, sedimentológica y diagenética, interpretando posibles mecanismos o condiciones de formación de las facies estudiadas, nos ayudará a avanzar en el conocimiento sobre las transformaciones yeso  $\rightarrow$  anhidrita  $\rightarrow$  yeso, y génesis del alabastro.



**Figura 1.1.** Dibujo esquemático de la fase diagenética más activa en las litofacies de los afloramientos del área de estudiada.

## 2. OBJETIVOS

Avanzar en la comprensión sedimentológica de la génesis de las rocas evaporíticas en medio continental, y más en concreto de las transformaciones yeso  $\rightarrow$  anhidrita  $\rightarrow$

yeso, y génesis del alabastro, a través de estudios concretos en las rocas Miocenas del Valle Medio del Ebro.

Los análisis concretos se han realizado con perfiles sedimentológico/petrológicos en Botorrita/Jaulín, Galacho de Juslibol, Gelsa y Fuentes de Ebro.

### **3. ANTECEDENTES**

#### **3.1. Antecedentes geológicos (Evaporitas en el sector central aragonés del Valle del Ebro y Cuenca de Calatayud)**

Los primeros estudios sobre materiales evaporíticos en el sector aragonés del Valle del Ebro se remontan a los años 20, de índole estratigráfica y mineralógica, con Romero (1924) que estudia la mineralogía de afloramientos salinos en pequeñas áreas de las provincias de Huesca y Zaragoza; y Royo (1922, 1926) que intenta datar las formaciones evaporíticas del valle en base a dos criterios: estratigráficos y tectónicos, donde diferencia una serie inferior paleógena afectada por la tectónica, plegada, y una serie superior neógena, sin plegar.

Hasta los años 80, se citan existen numerosos trabajos realizados en el sector aragonés del Valle del Ebro sobre materiales evaporíticos, como son los realizados por Birnbaum (1976), Ortí y Pueyo (1977), Quirantes (1978), Mandado y Tena (1980), entre otros.

Destaca la tesis doctoral de Quirantes (1978), sobre los depósitos continentales del Valle del Ebro (Los Monegros), donde define las diferentes formaciones (evaporíticas, carbonatadas, y detríticas) que componen el conjunto. Entre ellas la formación en la que se encuentran incluidos los afloramientos de nuestra zona de estudio: la Fm. Zaragoza.

Hasta los años 80, el único trabajo puramente petrológico, y que abarca prácticamente todo el Sector Aragonés, fue el de Birnbaum (1976), que estudia los materiales evaporíticos y carbonatos lacustres, y propone la existencia de un gran lago (“*lake Aragon*”) de aguas someras y semipermanentes, cuyas orillas y profundidades son muy variables (de 0 a 3 m), que en ciertos momentos podría llegar a desecarse completamente.

Mandado (1987) en su tesis doctoral realiza un trabajo petrológico (petrogénesis) y geoquímico, abordando las litofacies yesíferas del Sector Aragonés de la Cuenca Terciaria del Ebro, y realizando una exhaustiva descripción petrográfica/geoquímica.

Posteriormente, se han realizado diversos trabajos en diferentes áreas en el Valle del Ebro, de índole petrológica/sedimentológica de la mano de Josep María Salvany y



Federico Ortí (Universidad de Barcelona). Torrescusa y Klimowitz (1990) estudian evaporitas miocenas de la Fm. Zaragoza de la Cuenca del Ebro a partir de varios sondeos, y señalan la presencia en el subsuelo de cuatro grandes tramos salinos agrupados en dos unidades: superior e inferior, separadas por tramos lutíticos con intercalaciones de anhidrita y carbonatos; cuya profundidad investigada, incluyendo los depósitos sulfatados aflorantes, sería de aproximadamente 770 m. Otros estudios a destacar son los de Ortí (1977, 1989, 1990, 1992, 1997a, 1997b), Ortí *et al.* (1989, 1994, 2003, 2007, 2012), Utrilla *et al.* (1991), Salvany *et al.* (1994), García Veigas (1997), etc.

A su vez, depósitos miocenos de glauberita/halita en el Valle del Ebro son estudiados por Salvany y Ortí (1994), Ortí (2000), Ortí y Salvany (1991), Salvany *et al.* (2007), Salvany (2009). Estos dos últimos trabajos permitieron definir tres unidades litoestratigráficas en la Fm. Zaragoza a partir del estudio de diversos sondeos.

Por otra parte, es de obligado quehacer el citar los trabajos realizados en la **Cuenca de Calatayud**, pues siendo de mucha menor extensión que la Cuenca del Ebro, ha sido estudiada más a fondo en comparación a esta última. Las facies presentes son muy similares. Y al ser mejor estudiadas y comprendidas, nos hemos apoyado en algunos trabajos aquí realizados.

Los primeros estudios en la cuenca de Calatayud fueron los realizados por González Lasala (1854) y Martín Donayre (1874), que describieron el aprovechamiento de los recursos evaporíticos (epsomita y glauberita) para uso industrial-medicinal. Ortí (1987) presenta la primera correlación de columnas estratigráficas realizadas en facies evaporíticas al SE de la cuenca (entre Maluenda y Villafeliche). Rosell y Ortí (1992) aportan datos geoquímicos de las distintas facies yesíferas encontradas en la sección de Morata de Jiloca. Sánchez-Moral *et al.* (1993) analizan las eflorescencias salinas asociadas a las facies evaporíticas, relacionando las epsomíticas con procesos de dedolomitización de las margas que acompañan a los yesos, y las de carácter sódico (bloedita-thenardita) con la posible existencia de glauberita en las formaciones evaporíticas. Ortí *et al.* (1994) y Ortí y Rosell (1994) plantean hipótesis de la génesis de las facies evaporíticas de la cuenca, definiendo tres unidades principales, y estableciendo un primer corte general interpretativo de los depósitos evaporíticos con relación de facies según la dirección del eje mayor de la cuenca, acompañándolo de un perfil isotópico general (Utrilla, 1989). Ortí y Rosell (1998) realizan un análisis de los sistemas deposicionales evaporíticos del sector sureste de la cuenca. Es importante la

tesis doctoral de Sanz (1999), que establece un tratado general sobre la geología de esta cuenca, que incluye el estudio de la evolución de la sedimentación a lo largo del Neógeno; de manera que establece la litoestratigrafía y cronoestratigrafía de la cuenca. A su vez, analiza la evolución de los sistemas deposicionales durante el Mioceno y Plioceno, que comprende un análisis sedimentológico y de facies.

Ortí y Rosell (2000) profundizan en el conocimiento de la cuenca, analizando las unidades evaporíticas, sistemas deposicionales, ciclicidad, productos diagenéticos y patrones de anhidritización. Destacar el estudio que hacen aquí de los grandes nódulos de yeso encontrados en la Cuenca de Calatayud.

### **3.1.1. Caracteres morfoestructurales: Área central del Sector Aragonés**

Según Mandado (1987), los relieves más altos del área central están constituidos por los restos del gran paquete calcáreo Pontiense, que supuso el final de la sedimentación terciaria en la cuenca. Esta gran formación calcárea fue compartimentada por la red fluvial, debido al encajamiento del río Ebro y sus afluentes: Arba, Gállego, Cinca, Huecha, Jalón, Huerva y Aguas Vivas. Los paquetes calcáreos derivados de este proceso son las planas de La Almolda (590 m), La Negra (cota de 643 m), Cabezo del Buitre (645 m), Castellar (742 m), Alcubierre (825 m), Sierras de Pallaruelo (632 m), Sigena (592 m), las muelas de Borja (727 m), La Muela (592 m) y la Plana (723 m). Algunas de las cuales nos servirán para calcular de manera aproximada el enterramiento que se ha producido en cada uno de los afloramientos.

El modelado de la zona viene dado fundamentalmente por los materiales evaporíticos circundantes. A su vez, los fondos de los valles no presentan aluviales potentes a excepción de los correspondientes al Ebro, cuyo valle presenta una anchura de 3.7 km en promedio entre Gallur y Gelsa.

### **3.1.2. Endorreísmo en el Valle del Ebro**

Los relieves actuales que observamos han sido generados por la acción fluvial de erosión remontante que se produjo por el paso del endorreísmo al exorreísmo con la abertura de la cuenca al Mar Mediterráneo. A pesar de que la Cuenca del Ebro ya no conforme un gran lago salino endorreico, las características climáticas de la zona en el sector central, con periodos de intensa aridez ( $\uparrow$  evotranspiración), y variables precipitaciones (370 mm de media), así como vientos frecuentes provenientes del NO, ha propiciado la aparición o permanencia de pequeñas lagunas o “saladas” al haber

momentos en los cuales las entradas de agua a las depresiones son inferiores a las salidas (Mandado, 1987). Este hecho es muy útil para el estudio actual de procesos o ambientes evaporíticos (a menor escala). Como es el caso de las lagunas de Bujaraloz o Gallocanta, entre otras.

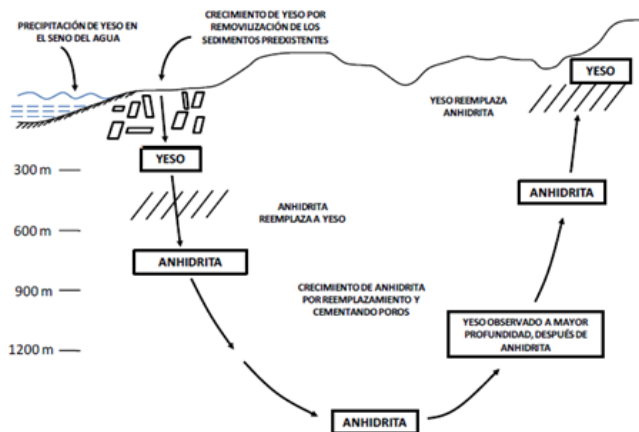
### 3.2. Antecedentes sedimentológicos

Hacemos aquí referencia específicamente a las litofacies de yeso primario y anhidrita según Ortí (2010), y de yeso secundario (según Mandado, 1987): Litofacies de yeso primario: gipsilitas y gipsiarenitas, seleníticas, lenticular, bioturbada, y detríticas; litofacies de anhidrita: laminada, nodular, y de reemplazamiento; litofacies de yeso secundario: yeso porfidoblástico, alabastrino s.s., megacrystalino, fibroso, y de recristalización. El detalle de cada litofacies se encuentra en el **Anexo II**.

### 3.3. Antecedentes mineralógicos

#### 3.3.1. Introducción

En el Valle Medio del Ebro, las fases minerales presentes de precipitación química



**Figura 3.1.** Esquema del ciclo diagenético clásico yeso-anhidrita-yeso (Murray, 1964). Tomado de Morales (2013)

son fundamentalmente: calcita, dolomita, calcedonia, halita, thenardita, glauberita, epsomita, anhidrita y yeso. Como objeto de este trabajo, únicamente estudiaremos el yeso, la anhidrita, y la basanita; citando a esta última por ser un posible paso intermedio entre ambas

fases. Solo hablaremos de los otros minerales citados cuando se encuentren ligados al contexto sedimentológico/petroológico del yeso/anhidrita, y puedan haber influido en el mismo.

La anhidrita ( $\text{CaSO}_4$ ) es el sulfato más abundante en la corteza terrestre tras el yeso ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). Este mineral se encuentra ligado a numerosos contextos sedimentarios. Así, además de constituir un mineral mayoritario en rocas evaporíticas (Warren, 2016),

puede aparecer como mineral accesorio en distintas rocas ígneas, así como en chimeneas hidrotermales y fumarolas; además de poder formarse durante el desarrollo de episodios magmáticos ricos en azufre (*e.g.* Audétat *et al.*, 2004).

En el contexto sedimentario de los ambientes superficiales y sub-superficiales, la anhidrita puede encontrarse, junto con el yeso, tanto en ambientes sedimentarios subacuáticos, someros y profundos, como en ambientes subaéreos, en salinas o en depósitos tipo *sabkha* (Boggs, 2006). Aunque es curioso el hecho de que el yeso se encuentra ligado a contextos superficiales y sea la fase dominante en superficie, mientras que la anhidrita está ligada a formaciones antiguas y a profundidades elevadas. Esto lleva a plantearse que la relación yeso-anhidrita corresponde a un ciclo diagenético mediante el cual a partir de la precipitación directa en solución acuosa o a poca profundidad de enterramiento, este se deshidrata y pasa a anhidrita en profundidad (**Figura 3.1**; Murray, 1964, Morales, 2013).

Hay evidencias en el registro geológico del reemplazamiento de yeso por anhidrita (Shearman, 1966; Ortí *et al.*, 2012), sin embargo, hay registro reciente de anhidrita, cuyas características parecen indicar que no hubo precedente de yeso, y por tanto tendría un origen primario, formándose como consecuencia de las características específicas del medio de crecimiento (*e.g.* Shearman, 1966).

Una discusión más extensa y ampliada de los antecedentes sobre este problema puede encontrarse en el **Anexo III**.

## **4. CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO**

### **4.1. Introducción**

La Cuenca del Ebro, que abarca aproximadamente 62.000 km<sup>2</sup>, está situada en el noreste de la Península Ibérica. Se encuentra limitada, al norte por los Pirineos, al este por la Cordillera Costero-Catalana, y al S y SO por la Cordillera Ibérica. Esta cuenca evolucionó tectónicamente aumentando la subsidencia de S a N desde finales del Mesozoico. Durante el Terciario, esta fue rellenada por sedimentos marcadamente continentales, producto del endorreísmo que se produjo fundamentalmente por el cierre de las comunicaciones con el mar al Este con el levantamiento alpino de la Cordillera Costero-Catalana, y demás cadenas circundantes. La cuenca recibía sedimentos procedentes de la Cadena Pirenaica (los más abundantes) al Norte, del Sistema Ibérico al Sur y de las Cordilleras Costero-Catalanas al Este (Mandado, 1987).

La distribución de los materiales responde al modelo clásico de relleno de cuenca (Mandado, 1987), de manera que en las zonas más proximales de los abanicos aluviales encontraríamos conglomerados y arenas, que van gradando a lutitas hacia las zonas más distales (llanura lutítica). En las zonas marginales/palustres de la cuenca se encontraría la transición de las lutitas con la sedimentación lacustre como margas y/o calizas (carbonatos). Conforme nos acercamos al centro de la cuenca los sedimentos cambian a marcadamente evaporíticos, con abundante yeso, y en menor medida glauberita y halita.

Estos depósitos terciarios fueron agrupados en 8 unidades tectosedimentarias (*e.g.* Muñoz, 2001), datadas a partir de yacimientos de microvertebrados, magnetoestratigrafía, y en la correlación con otras cuencas continentales de la cordillera ibérica (Arenas y Pardo, 1999).

Según Mandado (1987), desde un punto de vista estructural-litológico, la Cuenca del Ebro se puede subdividir en tres dominios distintos: El sector Catalán, el Central y el Navarro-Riojano.

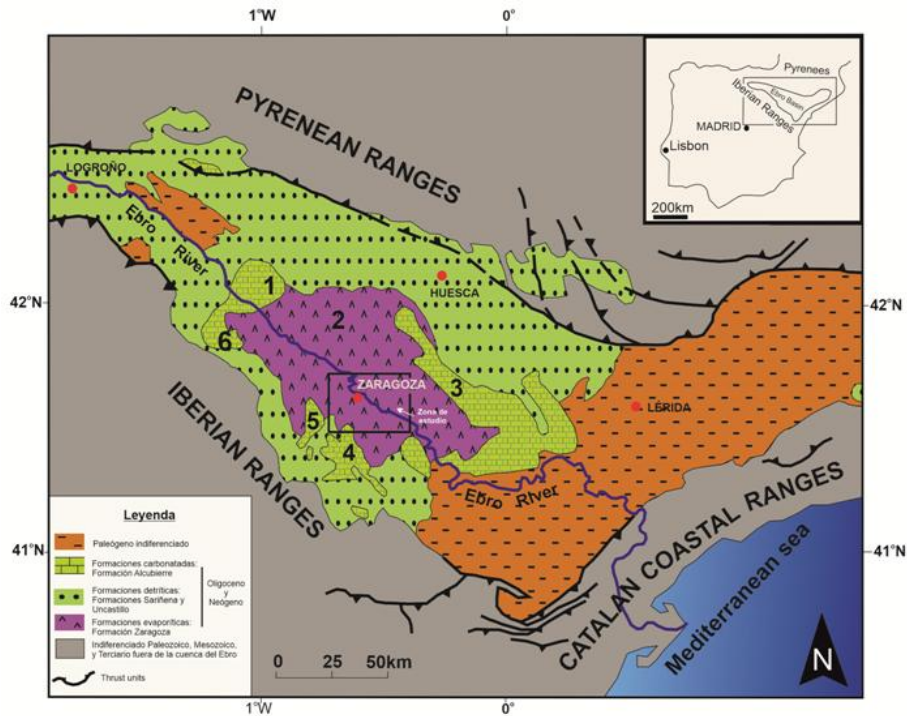
El Sector Central solo se reconocen amplias estructuras de plegamiento con buzamientos de 2° a 4° en promedio y nunca superiores a los 10° (Quirantes, 1978). Los niveles estratigráfico-litológicos son subhorizontales, y la potencia de sedimentos es menor en esta área que en las limítrofes. La edad de los mismos es generalmente Mioceno. Es en este sector donde se localiza el área de estudio de este trabajo (**Figura 4.1**).

Esta parte central de la cuenca está constituida por varias litofacies. Las facies carbonatadas (Fm. Alcubierre según Quirantes, 1978) que forman actualmente prominentes elevaciones. Las facies sulfatadas (Fm. Zaragoza según Quirantes, 1978), que afloran principalmente en las estribaciones de dichas elevaciones y en las partes más bajas de la cuenca. En las cuales cabe destacar estratos de halita y glauberita entre depósitos de yeso en el área de Remolinos-Zuera-Zaragoza (Salvany y Ortí, 1994). Estos depósitos lacustres se intercalan ocasionalmente con sedimentos distales aluviales, la mayoría de los cuales pertenecen a las Formaciones Uncastillo (Soler y Puigdefàbregas, 1970) o Sariñena (Quirantes, 1978), y a la Formación Longares (Quirantes, 1978). La descripción detallada de la Fm. Zaragoza está en el **Anexo IV**.

## **4.2. Situación geográfica**

Geográficamente, el área de estudio abarca un perímetro que va desde Botorrita al SO (27 km aprox. desde Zaragoza) al Galacho de Juslibol, al NNW de Zaragoza (5 km),

hasta las canteras de Fuentes de Ebro (30 km hacia el SE aprox. desde Zaragoza), y Gelsa (50 km aprox. desde Zaragoza). Las coordenadas UTM de los/as afloramientos/canteras están indicadas en la **Tabla 1**.



**Figura 4.1.** Mapa geológico de la cuenca del Ebro, y localización del área de nuestro estudio en la Península Ibérica. Modificado de Arenas y Pardo (1999). 1=Plana Negra; 2= Montes de Castejón; 3= Sierra de Alcubierre; 4= La Plana; 5= La Muela; 6= Muela de Borja.

**Tabla 1.** Localización geográfica de los afloramientos y las canteras en la zona de estudio. El sistema de proyección utilizado es el EPSG: 4326 (Google Earth).

Afloramientos/Canteras	Coordenadas UTM
Afloramiento Galacho de Juslibol	Zona 30 T: 672842.63 m E; 4619539.73 m N
Afloramiento Botorrita	Zona 30 T: 664140.00 m E; 4596816.00 m N
Cantera Jaulín	Zona 30 T: 666660.00 m E; 4592779.00 m N

Cantera Fuentes de Ebro A (FA)	Zona 30 T: 696650.52 m E; 4595948.83 m N
Cantera Fuentes de Ebro B (FB)	Zona 30 T: 696272.32 m E; 4595205.34 m N
Cantera Fuentes de Ebro C (FC)	Zona 30 T: 698062.65 m E; 4593695.79 m N
Cantera Gelsa (FD)	Zona 30 T: 713676.15 m E; 4586126.07 m N

El trazado, relativamente irregular de nuestra zona de trabajo, es resultado de una búsqueda de afloramientos correspondientes a los distintos subambientes de la sedimentación Miocena, con los criterios que más adelante explicamos.

## 5. METODOLOGÍA

### 5.1. Presupuesto/Cronograma de trabajo

#### 5.1.1. Presupuesto

La mayoría de los fondos (aprox. 1500 €), los cuales se han destinado para viajes como para la realización de análisis diversos de las muestras de nuestro estudio, derivan de varios proyectos OTRI, y especialmente del estudio de yesos sobre sondeos para la empresa Minera de Orgiva SL (Almería). La otra parte de los fondos corresponde a la cuantía de 200 € que el departamento otorga al alumno para la realización del TFM.

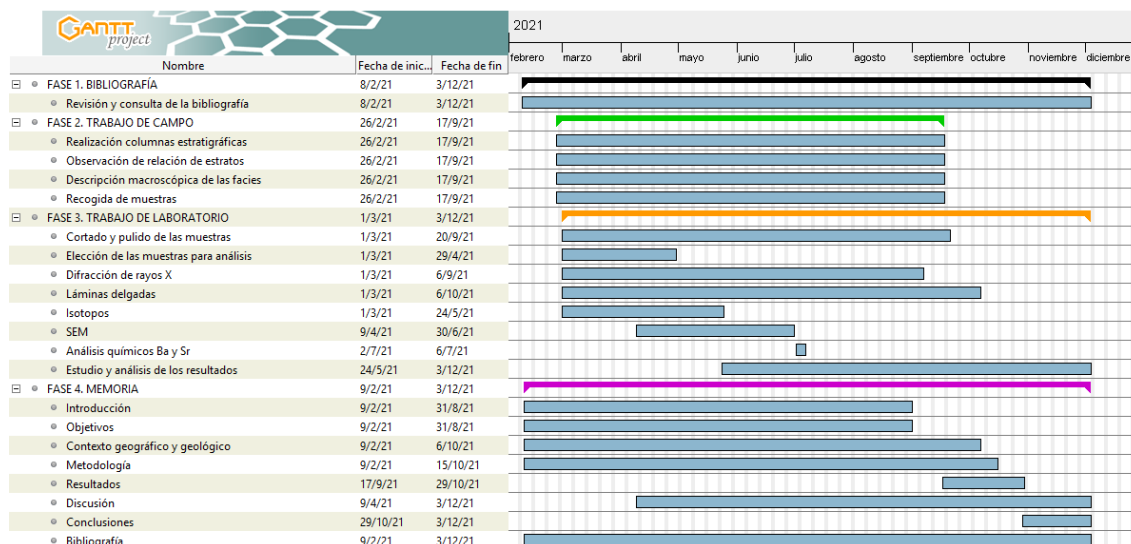
#### 5.1.2. Cronograma de trabajo

Aquí se visualiza el cronograma en el cual se han estructurado en el tiempo todas las actividades a realizar desde el inicio del trabajo hasta la finalización del mismo (**Figura 5.1**). Dividiendo el trabajo por fases, tenemos una primera fase de recopilación y revisión de la bibliografía, una segunda fase de trabajo de campo, una tercera fase de trabajo de gabinete/ procesado de los datos, y una cuarta fase, correspondiente a la redacción de la memoria.

Tal como se aprecia en el cronograma, se han realizado trabajos de campo con el levantamiento de nueve columnas de detalle con descripción minuciosa de secuencias sedimentológicas, culminadas con la recogida de cincuenta y siete muestras. Posteriormente, como analíticas, hemos realizado una detallada descripción de visu de

las probetas pulidas de las muestras, un estudio petrográfico de 24 láminas delgadas (14 de ellas de gran tamaño: 7.6x5.2 cm), y 8 difracciones de RX.

Finalmente, se realizó una exhaustiva revisión bibliográfica. Los detalles de metodologías y técnicas estudiadas están en el **Anexo I**.



**Figura 5.1.** Cronograma de trabajo.

## 6. RESULTADOS

### 6.1. Estratigrafía, sedimentología, y petrología

Hemos levantado cinco bloques de columnas con análisis detallados de facies coincidiendo con los cuatro subambientes más importantes que se podían deducir de la bibliografía previa. El total de metros de serie levantados ha sido de 181, distribuidos en 9 columnas que veremos a continuación. A partir de las columnas y la petrografía extraeremos las subfacies presentes.

#### 6.1.1. Botorrita (1)

##### Estratigrafía y sedimentología

La columna estratigráfica (1) está realizada en el pueblo de Botorrita (**Tabla 6.1; Figuras 6.1 y 6.2**).

**Tabla 6.1.** Coordenadas UTM y potencia de la columna de Botorrita.

Columna estratigráfica	Coordenadas UTM (EPSG: 4326)	Potencia (m)
Afloramiento Botorrita (1)	30T 664103.15 m E, 4596921.60 m N	13



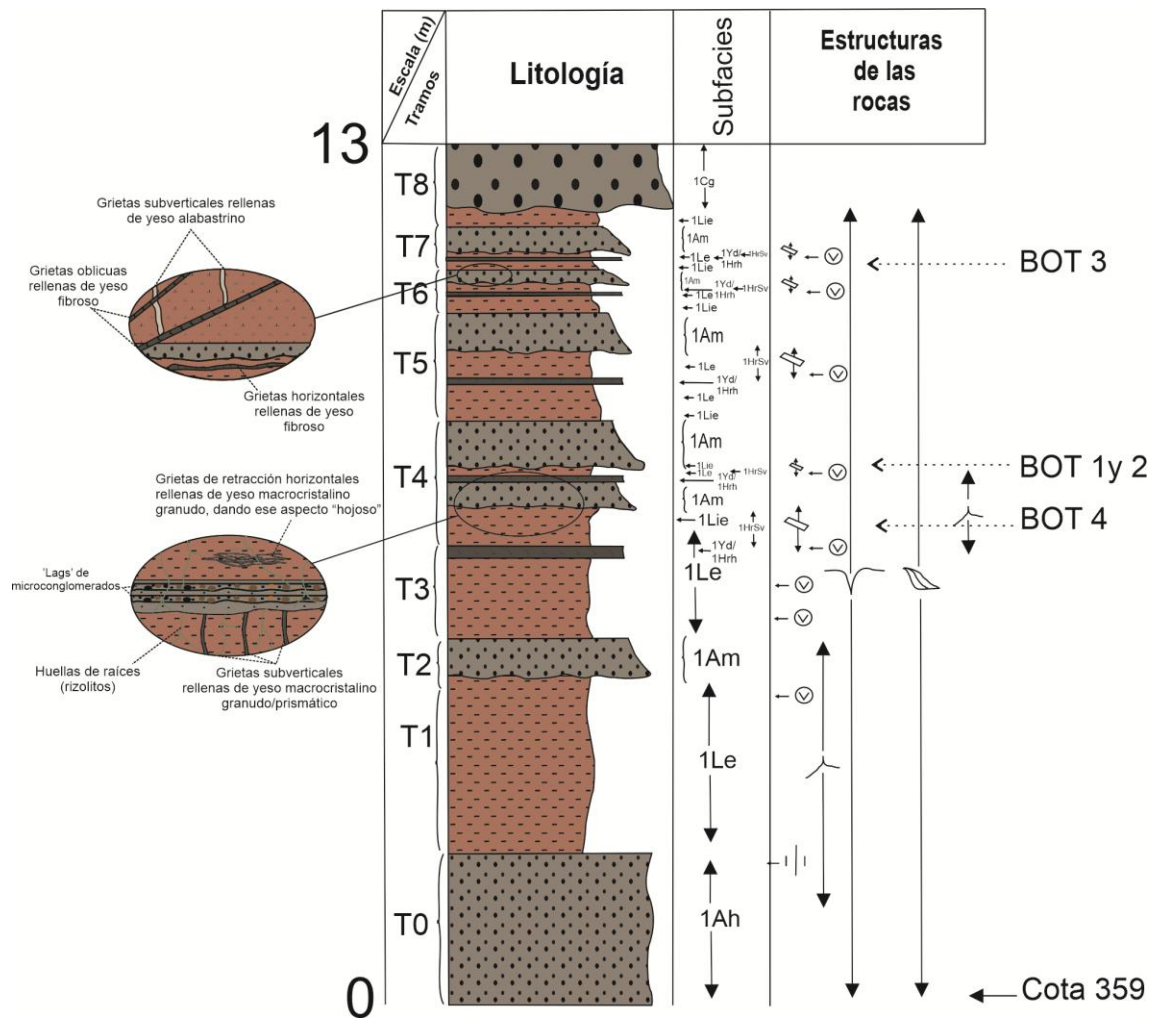
Entre las subfacies distinguiríamos:

-Subfacies de Areniscas con moteados hidromórficos (1Ah), subfacies de Areniscas masivas (1Am), y subfacies de Conglomerados (1Cg). La subfacies Ah aparece en la parte baja de la columna y son unas arenas masivas, afectadas puntualmente por grietas de retracción horizontales en la parte baja y algún nivel discontinuo de yeso granudo; y en conjunto por bioturbación (raíces) con decoloraciones verdosas. Los huecos de las huellas de raíces presentan cementos de yeso. El moteado verdoso presenta pautas típicas de suelos hidromórficos (suelos con moteado glei).

La subfacies Am son básicamente estratos de arenas gruesas de aspecto masivo sin estructuración interna, dispuestos a mitad de serie, que tienen techo plano y base canaliforme, erosionando el sedimento infrayacente lutítico-margoso. Además se aprecian lags conglomeráticos hacia techo (hasta dos secuencias). También hay frecuentes decoloraciones grisáceo-verdosas que corresponden con huellas de raíces que atraviesan de manera subvertical a todos los estratos arenosos y los lags conglomeráticos. A su vez, estas arenas son generalmente de grano grueso, que hacia techo disminuyen de tamaño. Finalmente, la subfacies 1Cg se localiza a techo de la serie, y corresponde a muro con estratos de arenas masivas con base canaliforme y techo plano, y a techo con estratos de conglomerados masivos.

-Subfacies de Lutitas con estructuras (1Le). La subfacies de lutitas con estructuras se localiza alternante en toda la serie con los paquetes arenosos. Tienen un aspecto rojizo. Está afectada tanto por grietas de desecación en múltiples direcciones (subverticales-1HrSv-, oblicuas, y horizontales-1HrSv-) como por huellas de raíces subverticales grisáceo-verdosas. Las grietas de desecación están rellenas por yeso granudo/prismático, alabastrino y fibroso.

-Subfacies de limos con estructuras (1Lie). Estos limos de aspecto masivo y color rojizo se localizan a techo de los paquetes arenosos, y a base de los niveles yesíferos. Se encuentra afectada, al igual que los tramos más lutíticos, por grietas rellenas de yeso, con orientaciones variadas.



**Figura 6.1.** Columna estratigráfica correspondiente al afloramiento en Botorrita.

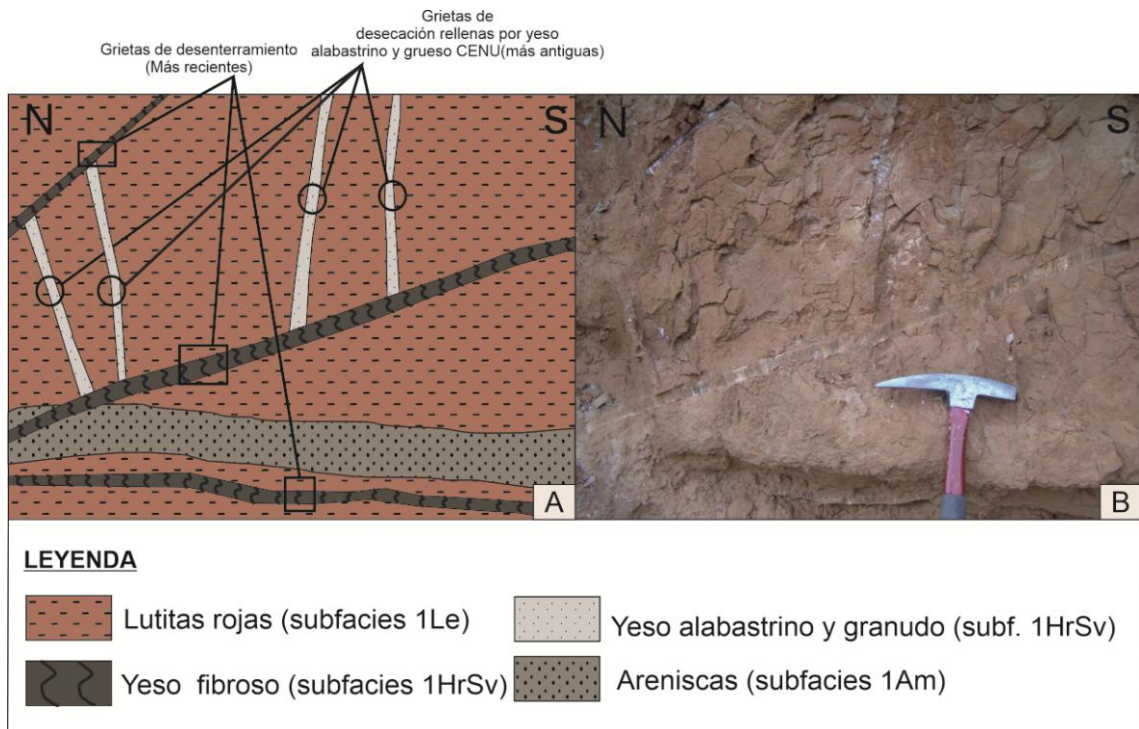
-Subfacies de Huellas de retracción subverticales (1HrSv). Se disponen en los tramos lutítico-margosos de la serie de manera subvertical, sin llegar a los niveles arenosos (facies de canal), y están constituidas por yeso granudo/prismático, alabastrino, y fibroso.

-Subfacies de Huellas de retracción horizontales “en hojaldre” (1Hrh). Se localizan en los tramos blandos de la serie, entre las margas y las lutitas, conformando venas de yeso laminar o granudo entrecruzadas en múltiples orientaciones con tendencia a la horizontalidad, aislando fragmentos arcillosos delimitados por caras planas en el contacto con los yesos.

**Petrografía-Huellas de retracción**

En el conjunto arcilloso distinguimos dos subtipos de huellas de retracción, con características petrográficas muy similares pero ligeramente diferentes, lo cual nos lleva a diferenciarlas en dos subfacies:

-Huellas de retracción subverticales (muestra BOT-3): yeso con textura alabastrina de grano grueso (CENU) seriado con tamaño cristalino muy variable desde 1-3 mm hasta 10 mm o más en los bordes de la grieta. Estos cristales CENU tienen textura completamente alotriomorfa, cuyos contactos son suturados e interpenetrados, y la extinción de los mismos no es uniforme.



**Figura 6.2.** Afloramiento en el pueblo de Botorrita. A) Esquema de las diferentes grietas que afectan al conjunto sedimentológico. B) Vista frontal de un tramo lutítico y arenoso afectado por huellas de retracción.

A su vez, presentan algunas inclusiones de anhidrita (no en abundancia) de tamaño muy fino (<10 micras). De manera accesoria se encuentran parches alabastrinos fino hacia el centro de la grieta con textura de subidiomorfa a predominantemente alotriomorfa cuyos cristales están elongados en la horizontal de la grieta, con bordes suturados, con tamaño cristalino de 100 micras (media) e interpenetrados y muy poco CENU, y presentan puntualmente inclusiones (muy pocas) de posible anhidrita ó arcillas. El contacto entre el alabastrino fino y el grueso CENU es irregular-suturado-penetrativo. Se observa algún cristal esquelético de celestina aislado en el seno del alabastrino fino de 100-200 micras El conjunto de los CENU desplaza arcillas rojas y verdes, que contienen partículas de tamaño muy fino, y multitud de cuarzos tamaño arena fina (100-200 micras) con extinción generalmente ondulante (y algún feldespatos y moscovitas).

**Matriz:** 60% arcillas-40% cuarzos/moscovitas/feldespatos. **Cómputo mineralógico:** 65% alabastrino grueso (CENU), 30% detríticos, y 5% alabastrino fino subidiomorfo.

-Huellas de retracción horizontales (muestra BOT-2): la textura de la roca está compuesta fundamentalmente por lutitas rojas y yeso alabastrino de grano grueso (CENU) alotriomorfo con tamaño cristalino medio de 0.5-2 mm en la parte lateral, y hacia el centro de 2-6 mm del yeso en “hojaldre”; y de grano más fino en menor proporción con tamaño cristalino de 100-300 micras. Los cristales de yeso ocupan y desplazan un sistema vértico paralelo “en hojaldre” a la estratificación de la lutita. La matriz lutítica de color rojo es de aspecto micrítico y con granos de cuarzo de tamaño arena media-limo grueso (algunos de ellos presentando extinción ondulante), y generalmente monocristalinos (aunque localizamos dos o tres cuarzos policristalinos). Los cristales CENU se disponen casi homogéneamente por toda la lámina exceptuando la zona central donde se observa una zona irregular con yeso alabastrino más fino (80-100 micras) de bordes comúnmente rectos, subidiomorfos, y contactos penetrativos a veces y comúnmente rectos (poligonización por recristalización). Los primeros presentan bastantes inclusiones de anhidrita en su interior con exfoliación cuadrangular; y curiosamente en los cristales de yeso alabastrino fino, que no suelen presentar dichas inclusiones, también están presentes (en proporción algo menor). El contacto de los CENU gruesos con el alabastrino fino es penetrativo. El contacto entre los CENU gruesos es suturado y penetrativo también. Se observa a su vez, en la parte superior de la lámina, una generación de yeso posterior al alabastrino desplazante que corta las lutitas; y este yeso es yeso fibroso a modo de relleno de venas horizontales y ligeramente oblicuas con tendencia a la horizontalidad (5 o 6). Estas tienen un grosor de 800-900 micras, que se bifurcan y se estrechan hacia el centro con grosores de 400-500 micras, que finalmente desaparecen hacia dicha posición central. **Matriz:** 80% arcillas, 15% cuarzos, y 5% moscovitas. **Cómputo mineralógico:** 50% cristales CENU, 45% detríticos, y 5% alabastrino medio-fino.

### 6.1.2. Jaulín (2)

La columna estratigráfica está realizada cerca de la localidad de Jaulín (2), en una cantera adyacente (**Tabla 6.2; Figuras 6.3 y 6.4**).

**Tabla 6.2.** Coordenadas UTM y potencias de las columnas de Fuentes de Ebro.

Columna estratigráfica	Coordenadas UTM	Potencia (m)
------------------------	-----------------	--------------

	(EPSG: 4326)	
Cantera Jaulín (2)	30T 666641.35 m E, 4592902.70 m N	56

Entre las subfacies distinguimos:

-Subfacies de lutitas rojas con estructuras (2Lre) y subfacies de limos con estructuras (2Lie).

Estas subfacies abarcan gran parte de la serie de Jaulín (35 m aprox.) desde la base, donde comienzan. Las lutitas son afectadas por numerosas estructuras como grietas de desecación horizontales y verticales de yeso fibroso, así como grietas oblicuas y subverticales de micronódulos coalescentes de yeso macrocristalino, bioturbación, y nódulos estratiformes en grietas horizontales. Los limos, de tamaño más grueso, se intercalan con las lutitas y son también afectados por diversas estructuras como las nombradas grietas, exceptuando las rellenas por micromódulos que únicamente las observamos en los limos del primer tramo. En este primer tramo de limos se observa también gran cantidad de bioturbación de un color más naranja (oxidado), y anillos de liesegang.

-Subfacies de yeso nodular alabastrino en “chicken-wire” sin hardgrounds (2Ycw) y con hardgrounds (2Ycwh). Estas dos subfacies son: 2Ycw) a base de secuencias carbonatadas con dolomías a techo, y se compone por nódulos con textura “chicken-wire” en matriz dolomítica con porcentajes de 10-15% de calcita; 2Ycwh) componiendo potentes bancos de nódulos con textura “chicken-wire” y matriz dolomítica y con tonos beige y naranjas producto de la oxidación; a techo suelen presentar estructuras de karstificación y pátinas rojas oxidadas tipo “hardground”.

-Subfacies de dolomicritas (2Dm1), y dolomías con intraclastos (2Dm2). La subfacies 2Dm1 se ubica a techo del “chicken-wire” y se componen por dolomicritas y bioturbaciones que afectan al conjunto micrítico. Entre la dolomía existen nódulos de yeso alabastrino translúcido con tamaños que oscilan entre 0.5 y 10 cm. La subfacies 2Dm2, situada a techo de la anterior, posee más nódulos yesíferos, con mayor tamaño y con corteza macrocristalina translúcida y núcleo blanco-lechoso.

-Subfacies de lutitas grises masivas (2Lgm).

-Subfacies de yesos macrocristalinos lenticulares (2Yml). Esta subfacies se presenta en este afloramiento como macrocristales lenticulares formando abanicos entre 1 y 4 cm de tamaño cristalino, a techo de las dolomías y con espesores mínimos (2 a 20 mm). Su interés radica en que su peculiar textura indica precipitación primaria de yeso.

-Subfacies de yeso nodular con elongamiento en la vertical (2Yv). Se disponen nódulos de yeso alabastrino translúcido elongados en la vertical simulando venas de macrofibras de yeso,

pero estos últimos se dispondrían orientados en continuidad óptica mientras que los otros no. Encajados en limos de tonos marrones.

### Petrografía-Dolomías (muestra JB3b)

La roca es una dolomicrita con un 5% de terrígenos (cuarzo en tamaño arena fina y limo grueso) con abundante bioturbación (20% de la roca) que parece mayoritariamente de raíces y que localmente le confieren un aspecto brechoide frecuentemente ribeteado por calcita microesparítica de grano muy fino (5% en total); esta combinación textural/

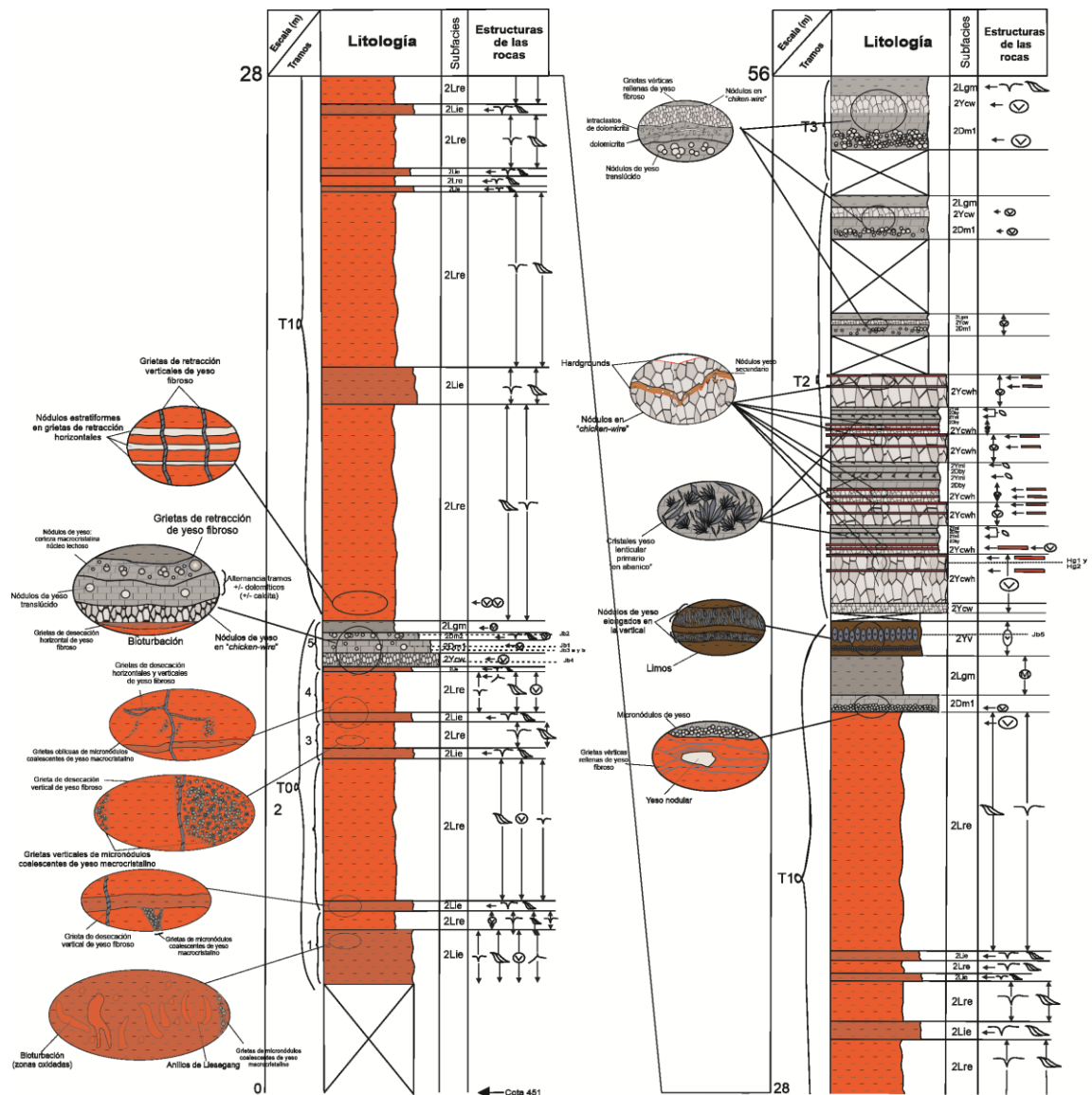
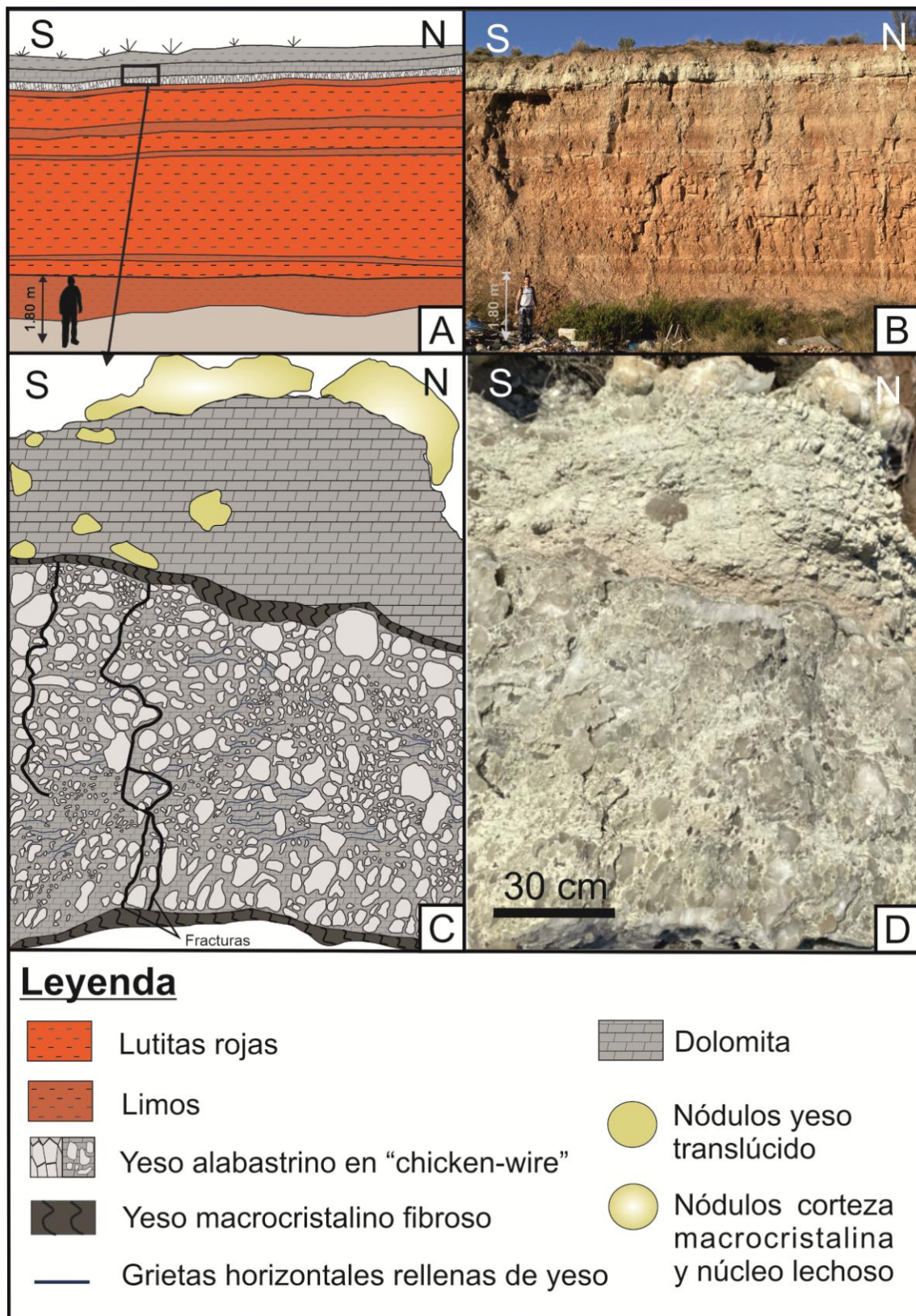


Figura 6.3. Columna estratigráfica correspondiente a la cantera cerca de Jaulín.



**Figura 6.4.** Esquemas de detalle en cantera cerca de Jaúlín. A) Esquema de la parte basal de la serie con alternancia de lutitas y limos y secuencia evaporítica a techo. B) Vista frontal de la parte basal de la serie de Jaúlín. C) Esquema de la secuencia evaporítica en detalle con nódulos en *chicken-wire* en matriz dolomítica, y nódulos

alabastrinos intercreciendo en sedimento carbonatado (dolomías). D) Vista frontal de la secuencia evaporítica.

mineralógica es típica de reconfiguración edáfica por exposición subaérea. Presentan porosidad tipo vug a lo largo de la lámina, y de tipo fractura en el centro (según Choquette y Pray, 1970). Hay nódulos de yeso CENU translúcido con tamaños entre 2 y 12 mm. Se componen fundamentalmente por dolomicrita, y bioturbaciones. Se aprecian bioturbaciones rellenas (13x13-2x2 mm). El yeso es de tipo alabastrino grueso (CENU) seriado, conteniendo en el interior de los cristales relictos de posible anhidrita. Los cristales gruesos CENU tienen textura alotriomorfa, contactos suturados-penetrativos. Su tamaño varía entre 1.5-14 mm. Hacia el interior del nódulo hay un parche alabastrino más fino (únicamente en el nódulo de mayor tamaño) de 60-120 micras con contactos interpenetrados y bordes suturados. El contacto entre los CENU gruesos y los alabastrinos finos es suturado y penetrativo. También en el alabastrino fino hay relictos (más finos que en los CENU) de lo que podría ser anhidrita. El contacto de los cristales de yeso con la matriz dolomítica es irregular y en muchas ocasiones los primeros tienen restos dolomíticos. Bioturbaciones abundantes rellenas por material detrítico (y también puede haber calcita aunque habría que confirmarlo al SEM-> ¿posible HMC?). Grieta de desecación paralela a la estratificación rellena (4 mm de grosor) por material detrítico, incluso restos de ostrácodos o cuerpos enteros. En general, presenta la muestra textura cutánea (orient. arcillas) característica de sistemas edáficos con bioturbaciones dispuestas verticalmente, y horizontales edáficas con arcillas orientadas paralelas a los bordes de la bioturbación. **Matriz:** 65% carbonatos (dolomita fundamentalmente), 10% yeso, 5% calcita, 5% cuarzo tamaño arena media-fina/limo. **Clasificación:** La muestra la podríamos clasificar según Dunham (1962) como un Mudstone, y según Folk (1962) como una Dolomía.

#### **Petrografía-Nódulos en “Chicken-wire” (muestra HG2)**

Presenta textura alabastrina, fundamentalmente compuesta por cristales alabastrinos de grano grueso tipo CENU (1000-1500 micras) alotriomorfos con extinción ondulante que parecen englobar otros cristales alabastrinos de menor tamaño. Normalmente esta textura se dispone alrededor de los nódulos, aislando en el centro cristales alabastrinos de grano fino (80-100 micras). Hacia techo los cristales CENU predominan en la lámina, englobando totalmente los nódulos y desapareciendo los carbonatos. Así mismo, estos CENU presentan numerosas inclusiones de anhidrita. Los cristales alabastrinos finos también presentan inclusiones de anhidrita, en menor tamaño y



número que en los CENU. Estos cristales finos presentan textura alotriomorfa, contactos suturados y penetrativos, y cuyo tamaño medio es del orden de 100-200 micras. Se observa algún grano esquelético de celestina en el seno de la masa alabastrina fina con tamaños de entre 60-300 micras. El contacto tanto de los CENU gruesos entre sí como con los alabastrinos finos es penetrativo y suturado. Se aprecia el comienzo de una estructuración vertical en algunos puntos con los nódulos elongándose en la vertical. Respecto a la **matriz**, fundamentalmente se compone de 70% carbonatos, 20% granos de cuarzo y moscovitas de tamaño limo fino-grueso, y 10% yeso. Se observa algún parche ferruginoso oxidado de color rojizo. **Cómputo mineralógico:** 60% alabastro grueso CENU, 18% carbonatos, 15% alabastrino fino, y 7% cuarzo/moscovita.

### 6.1.3. Fuentes de Ebro (3)

Las dos columnas estratigráficas realizadas (3 y 4) cerca de la localidad de Fuentes de Ebro, en canteras adyacentes, están separadas entre sí 2.6 km (Tabla 6.3; Figuras 6.5 y 6.6).

**Tabla 6.3.** Coordenadas UTM y potencias de las columnas de Fuentes de Ebro.

Columna estratigráfica	Coordenadas UTM (EPSG: 4326)	Potencia (m)
Fuentes de Ebro (3; NO)	30T 696639.25 m E, 4595936.81 m N	15.65
Fuentes de Ebro (4; SE)	30T 698035.40 m E, 4593688.77 m N	24

Entre las subfacies distinguimos:

-Subfacies de lutitas grises masivas (3Lgm), con laminación (3Lgl) y con estructuras (3Lge). Esta subfacies está compuesta por lutitas de color gris en ocasiones masivas, otras veces laminadas, y en ocasiones afectadas por estructuras como nódulos de yeso o grietas de desecación rellenas por yeso fibroso.

-Subfacies de lutitas rojas masivas (3Lrm), laminadas (3Lrl), con estructuras (3Lre), y con nódulos (3Lrn). Compuestas por lutitas rojas, en ocasiones masivas, en ocasiones laminadas, con estructuras afectando al conjunto como grietas de desecación rellenas por yeso fibroso horizontales y subverticales/oblicuas. Así mismo, también hay presencia de nódulos que deforman ligeramente estas lutitas.

-Subfacies de yeso macrocristalino masivo (3Ym), y yeso nodular (3Yn). El yeso macrocristalino se dispone de manera masiva a lo largo de los estratos observados, pero a medida que subimos en la serie se aprecian nódulos milimétricos o de pocos cm elongados en la vertical; a su vez, este yeso se altera hacia techo a yeso sacaroideo. En la cantera FC se observa además yeso nodular estratiforme o con morfología amorcillada internada alternando en el yeso macrocristalino. Por otra parte, el yeso nodular alabastrino lo encontramos con textura en *chicken-wire*, que se observa en el estrato más antiguo observado de yeso en la serie de Fuentes (FA), a base del yeso macrocristalino masivo, compuesto por nódulos alabastrinos con dicha textura; y en forma de nódulos aislados y estratiformes y con morfología amorcillada.

-Subfacies de yeso nodular con elongamiento en la vertical (3Ymv). Se observa esta subfacies en los tramos 5 y 6 en la cantera FA donde el yeso macrocristalino parece tener un crecimiento perpendicular a la estratificación.

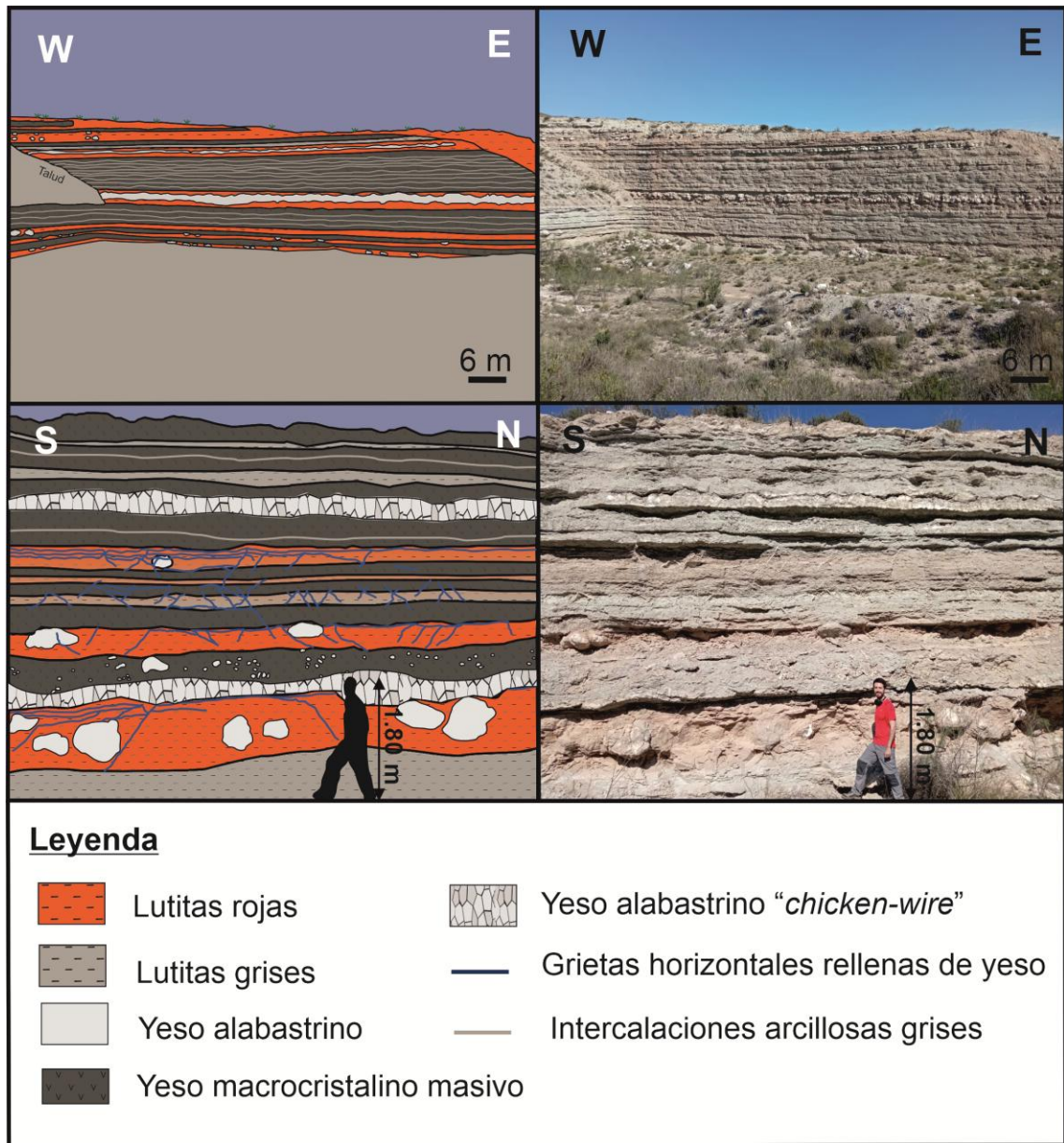
-Subfacies de anhidrita enterolítica (3Anhe) y anhidrita nodular (3Anhn). La subfacies 3Anhe está compuesta por un lado de anhidrita en estratos de pocos cm a base de los grandes nódulos de anhidrita. Se caracteriza por su estructura enterolítica plegada. Por otra parte, la subfacies 3Anhn se compone por grandes nódulos de 40x40 cm de anhidrita y corteza yesífera inmersos en lutitas marrones y rodeados por grietas de desecación rellenas por yeso fibroso.

-Subfacies de lutitas marrones con estructuras (3Lme) y nódulos (3Lmn). Ubicados en el estrato de los nódulos de anhidrita, se disponen afectados por grietas horizontales y subverticales de yeso fibroso y estos nódulos anhidríticos.

#### **Petrografía-Yeso macrocristalino masivo (muestra FA-4)**

La textura compone fundamentalmente por cristales de yeso alabastrino de grano grueso CENU seriado de tamaños variables (3-12 mm) alotriomorfos, bordes suturados, estilolíticos y extinción ondulante presentando un tono azulado en ocasiones; a su vez, presentan numerosas inclusiones de posible anhidrita. Estos cristales yesíferos desplazan la matriz (algún resto en cristales). En la parte superior de la lámina, en el núcleo de los nódulos compuestos por CENU grueso, se interpenetran cristales CENU de tamaño medio alotriomorfos (puntualmente algún subidiomorfo), bordes suturados y extinción ondulante, de tamaños 150-250 micras sin inclusiones. En la parte inferior izquierda de la lámina, en el núcleo de los nódulos observamos yeso alabastrino muy fino ultra CENU alotriomorfo y bordes suturados, de tamaño 60-80 micras con extinción ondulante azulada, y sin inclusiones. En la parte inferior derecha se observan





**Figura 6.6.** Cantera FA en Fuentes de Ebro. Esquema del afloramiento correspondiente a la cantera FA en Fuentes de Ebro. B) Panorámica de la cantera. C) Esquema de los primeros 6 metros de serie con alternancia entre sedimentos lutíticos con grandes nódulos alabastrinos, y que están afectados por grietas de desecación en diferentes direcciones (generalmente oblicuas). D) Vista frontal de los primeros 6 metros de la serie.

**Matriz:** 80% carbonato-10% cuarzo/moscovita-10% yeso; carbonato micrítico con granos de cuarzo y moscovita tamaño limo grueso, y cristales de yeso de tamaño similar intercreciendo. **Cómputo mineralógico:** 65% yeso alabastrino CENU, 25% yeso alabastrino de grano fino, y 10% carbonato/cuarzo/moscovita.

### **Petrografía-Yeso nodular con elongamiento en la vertical (muestras FA-5 y FA6)**

Se compone principalmente por nódulos elongados en la vertical compuestos por yeso de tipo alabastrino grueso (CENU) con textura alotriomorfa, bordes suturados, extinción ondulante, seriada con tamaños que varían desde 2-9 mm; e inclusiones de anhidrita que también se orientan en esta dirección. Estos nódulos desplazan el encajante margoso micrítico (no hay restos de encajante en los cristales). Normalmente los nódulos más pequeños están compuestos en su totalidad por CENU, pero los de mayor tamaño presentan hacia el interior de los mismos núcleos de yeso alabastrino muy fino CENU (60-80 micras) cuyos cristales son totalmente alotriomorfos, están interpenetrados, presentan extinción ondulante azulada, sin inclusiones, y bordes suturados. En esta zona hay una generación de yeso aparentemente posterior que desplaza los carbonatos, a modo de juntas de extensión rellenas de yeso fibroso (3x0.125 mm). Se observa como los cristales CENU se internan unos pocos mm en la junta (la mayoría del fibroso no es CENU aunque hay un 40%). En la parte superior de la lámina se observan juntas de extensión de amplia longitud rellenas de yeso fibroso más anchas que las de la parte inferior (30x1.6 mm), que desplazan el sedimento carbonatado y los cristales de yeso CENU. **Matriz:** 70% carbonato-15% cuarzo/moscovita-15% yeso. El encajante carbonatado presenta también granos de cuarzo tamaño limo grueso, y a su vez cristales de yeso de tamaños similares intercreciendo en el mismo encajante. En la muestra FB6, por encima en la serie que la FB5, se observa en la parte superior cristales de yeso porfidoblástico idiomórfico principalmente y a veces subidiomórfico de tamaño 1-2 mm con extinción óptica uniforme, carentes de inclusiones, e inmersos en matriz de yeso alabastrino fino predominantemente subidiomorfo sin bordes suturados (proceso de recristalización). **Cómputo mineralógico:** 60% yeso alabastrino grueso CENU, 20% alabastrino fino, 20% carbonatos/cuarzo/moscovita.

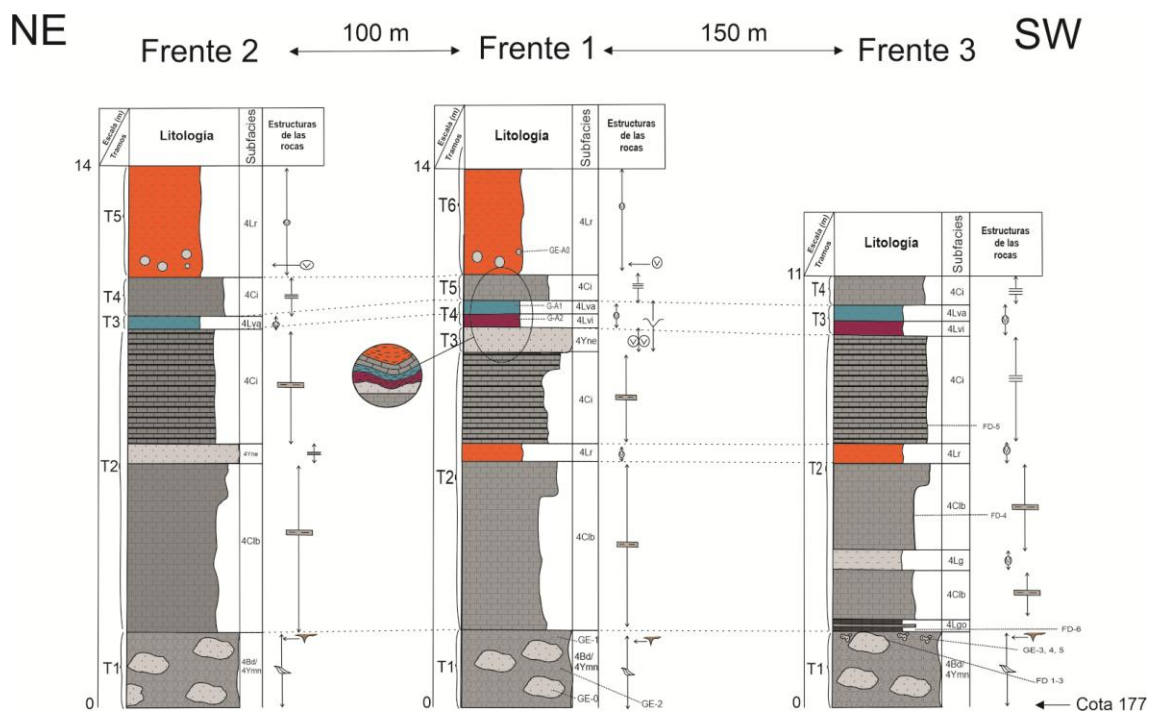
#### **6.1.4. Gelsa (4)**

Las tres columnas estratigráficas realizadas en una cantera de Gelsa (5, 6, y 7), están separadas entre sí 100-150 m (**Tabla 6.4; Figuras 6.7, 6.8, y 6.9**).

**Tabla 6.4.** Coordenadas UTM y potencias de las columnas de Gelsa.

Columna estratigráfica	Coordenadas UTM	Potencia (m)
------------------------	-----------------	--------------

	(EPSG: 4326)	
Gelsa (5; Frente 1)	30T 713663.55 m E, 4587067.72 m N	14
Gelsa (6; Frente 2)	30T 713361.62 m E, 4586162.21 m N	14
Gelsa (7; Frente 3)	30T 713578.23 m E, 4586014.84 m N	11



**Figura 6.7.** Columnas estratigráficas realizadas en tres frentes a lo largo de una cantera de Gelsa.

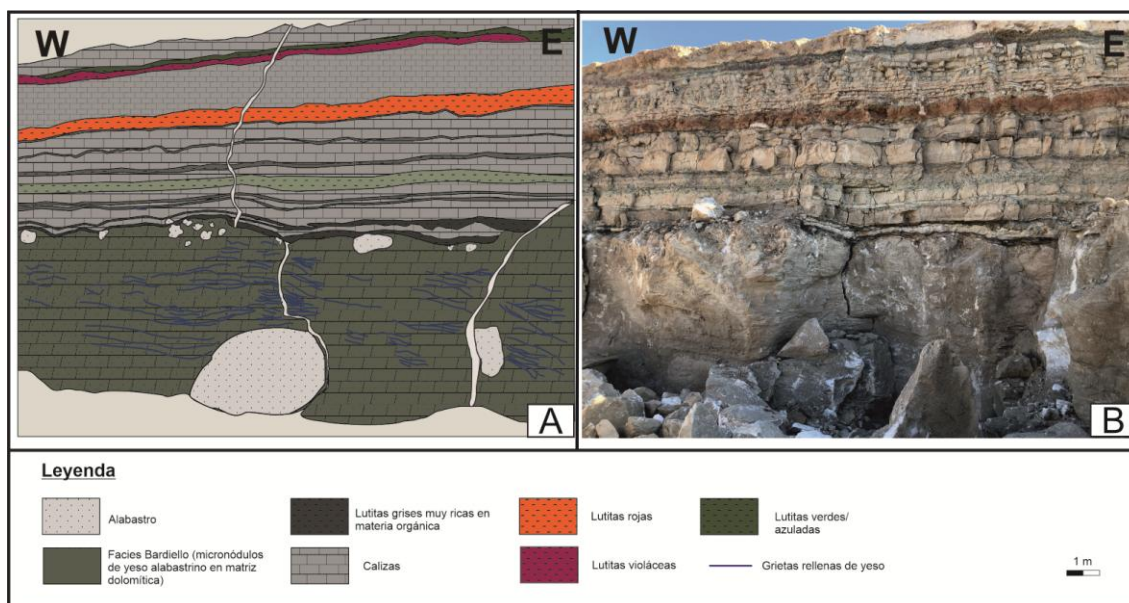
Entre las subfacies distinguimos:

-Subfacies Bardiello\* (4Bd). Dispuesta en la base de las columnas, está compuesta por micronódulos de yeso alabastrino en matriz de dolomicrita, y se relaciona lateralmente con meganódulos de yeso alabastrino de tamaño métrico (1-1.5 m) con contactos netos.

También se aprecian nódulos centimétricos teñidos de marrón encajados en el bardiello de yeso alabastrino en contacto con unas lutitas grises oscuras muy ricas en materia orgánica a techo. A su vez, esta subfacies se encuentra afectada por numerosas venas horizontales y oblicuas con tendencia a la horizontalidad rellenas de yeso fibroso.

*\*El término “Bardiello” es la nomenclatura en cantería tradicional del alabastro empleada para nombrar esta litología.*

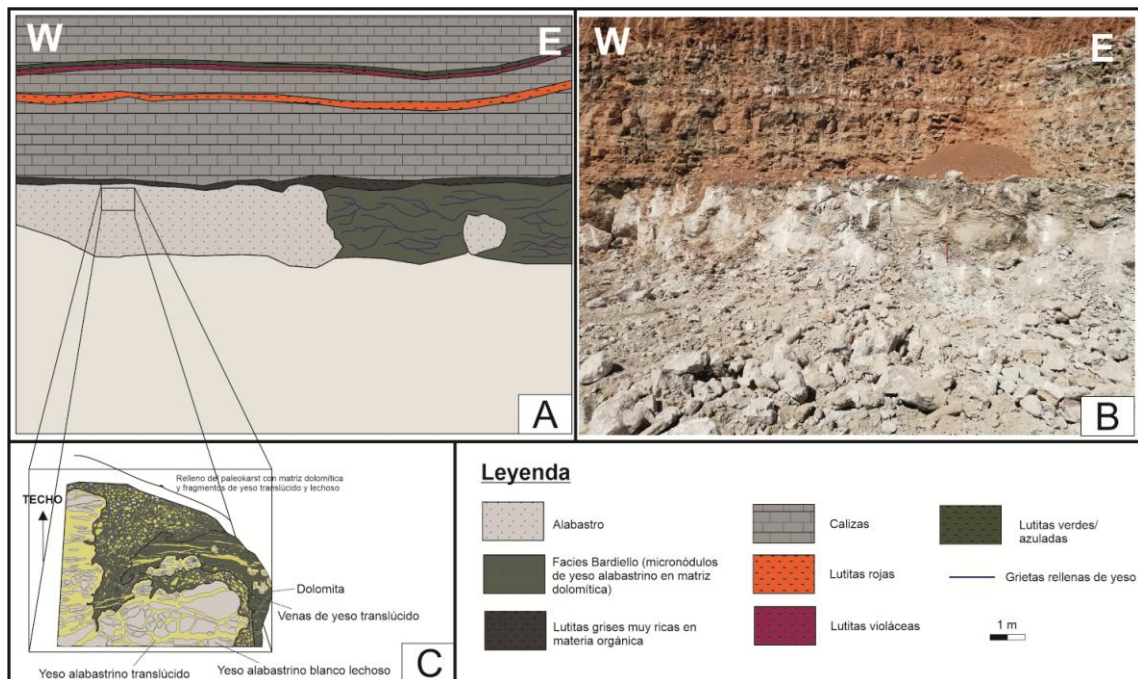
-Subfacies de meganódulos de yeso alabastrino (4Ymn) y yeso nodular estratiforme (4Yne). La primera se observa esta subfacies a base de las columnas en Gelsa a modo de meganódulos métricos, que son objeto de explotación por los canteros. A techo se ponen en contacto con dolomita y lutitas grises oscuras muy ricas en materia orgánica, y lateralmente con la subfacies Bardiello. También a techo se observa alguna estructura de paleokarstificación, observada mejor en corte en gabinete.



**Figura 6.8.** Canteras de alabastro de Gelsa. A) Esquema de una porción del Frente 3. B) Vista frontal de una porción correspondiente al Frente 3.

-Subfacies de lutitas/margas masivas grises (4Lg), rojas (4Lr), violáceas (4Lvi), verdes/azuladas (4Lva), y lutitas grises oscuras muy ricas en materia orgánica (4Lgo). Las lutitas/margas grises se observan en el frente 3 como un paquete centimétrico (30-50 cm) intercalado con calizas; igualmente esta subfacies se extiende entre la subfacies de calizas a modo de intercalaciones de menor espesor (milimétricas o de pocos cm). Las lutitas rojas se disponen a mitad de serie a techo de una secuencia de calizas en los frentes 1 y 3, y a techo de la serie en los frentes 1 y 2 (desaparecen hacia el frente 3) con potencias de más de 3 metros y nódulos alabastrinos centimétricos aislados a base. Las lutitas violáceas se observan en los frentes 1 y 3 (desaparecen hacia el frente 2) a techo de secuencias carbonatadas (calizas y margas) como es el caso del frente 3, o de nivel estratiforme nodular alabastrino, como en el frente 1. A techo, las lutitas violáceas se ponen en contacto con lutitas verdosoazuladas, y a techo de estas comienza una sedimentación carbonatada de calizas nuevamente. La subfacies de lutitas grises oscuras

muy ricas en materia orgánica se localiza a lo largo del frente 3 y se disponen justo encima en contacto con las subfacies de Bardiello y meganódulos alabastrinos.



**Figura 6.9.** Canteras de alabastro de Gelsa. A) Esquema de una porción del Frente 3, lateralmente a la figura 6.5. B) Vista fronta de una porción del Frente 3. C) Detalle del techo del banco alabastrino donde se observa una estructura de paleokarstificación.

-Subfacies de calizas laminadas bioclásticas (4Clb) y calizas intraclásticas (4Ci). Ambas subfacies se componen por bancos de calizas de 10-30 cm intercalados con arcillas/margas grisáceas de espesores de pocos cm o milimétricas. Las calizas bioclásticas se componen fundamentalmente por restos de ostrácodos y laminas irregulares, onduladas, discontinuas, de tonos grises y beige, que son a veces perturbadas por bioturbaciones. Las calizas intraclásticas están compuestas de muro a techo, unos mm de carbonato masivo, 3-4 cm de intraclastos de la propia roca, laminación inframilimétrica oscura, y 1 cm de carbonato masivo (quizás margoso), y 3 cm de carbonato con cavidades pequeñas y grandes.

**Petrografía-Calizas laminadas bioclásticas (muestra FD-4)**

En detalle podemos hablar por un lado de los componentes ortoquímicos (matriz y cemento), y por otro lado de los aloquímicos (granos esqueléticos y no esqueléticos). En cuanto a los aloquímicos, la roca se compone principalmente de micrita, peloides de muy pequeño tamaño (30-60 micras), y bioclastos (150-250 micras; ostrácodos). En cuanto a los ortoquímicos, la roca es matrizsostenida (micrita), y la mayoría de poros



están cementados por esparita. Encontramos también algún molde de ostrácodos y alguna lenticula de yeso con restos de carbonatos en la parte inferior. En el cuadrante superior derecho de la lámina se pueden observar las láminas deformadas producto posiblemente de bioturbación y posterior relleno detrítico. Bioturbaciones rellenas de yeso y detríticos. Observamos un opaco hexagonal (posible piritita). **Clasificación:** según la clasificación de Dunham (1962), se trataría de un mudstone, y en ocasiones wackestone. **Composición mineralógica:** 80% carbonato, 10% detríticos, 9% yeso, 1% opacos.

### 6.1.5. Galacho de Juslibol (5)

Las dos columnas estratigráficas (8 y 9) realizadas en los afloramientos del Galacho de Juslibol (5 km al NO de Zaragoza) están separadas 1 km, situándose una columna más al NO y otra al SE (Tabla 6.5; Figuras 6.10 y 6.11).

**Tabla 6.5.** Coordenadas UTM y potencias de las columnas del Galacho de Juslibol.

Columna estratigráfica	Coordenadas UTM (EPSG: 4326)	Potencia (m)
Galacho de Juslibol (8; SE)	30T 673310.82 m E, 4618734.25 m N	7.4
Galacho de Juslibol (9; NW)	30T 672484.62 m E, 4619413.44 m N	26

Distinguimos las siguientes subfacies:

-Subfacies de margas amarillentas/verdosas masivas (5Mm). A base de la serie más al SE se observan margas amarillentas/beige aleuríticas masivas que a techo se vuelven verdosas-grisáceas, menos aleuríticas, y más carbonatadas. Presentan numerosas eflorescencias salinas blancas, sobretodo hacia techo.

-Subfacies de margas verdosas/grisáceas laminadas (5MI) y con estructuras (5Mle). A techo de la subfacies 5Mm, aparecen estas subfacies de margas que comienza con la 5MI, y que sucesivamente hacia techo se encuentra afectado por diversas estructuras como grietas de retracción horizontales rellenas de yeso fibroso, *slickensides*, pequeñas fisuras horizontales y oblicuas asociadas a eflorescencias salinas blanquecinas, así como nódulos intercreciendo entre la masa lutítica, y que son rodeados por las grietas de yeso fibroso. A su vez, esta subfacies está presente en la columna del NW intercalándose entre los bancos de yeso macrocristalino y como encajante del yeso nodular.

-Subfacies de yeso alabastrino en nódulos aislados (5Yn), estratiforme (5Yne), con nódulos elongados en la vertical (5Ynv), en chicken-wire (5Yncw), yeso nodular con láminas discordantes (5Ynld), y nódulos con pseudomorfos de yeso en cloruros/sulfato sódico sindiagenéticos (5Ynps). Su aparición viene dada en forma de nódulos subesféricos (translúcidos, macrocristalinos, ó con corteza macrocristalina y núcleo blanco-lechoso) o con morfología arriñonada (corteza blanco-lechosa y núcleo macrocristalino) de pocos centímetros o mm aislados entre la matriz margosa/arcillosa, a veces asociados con laminación discordante “chocando” con los nódulos (T2 en la columna SE); así como en disposición estratiforme, con nódulos elongados en la vertical, y con textura *chicken-wire*. A su vez, a techo del paquete margoso a base de la columna 8 observamos la facies Ynld donde los nódulos alabastrinos coalescen y a techo se aprecian nódulos con láminas discordantes margosas, que “chocan” contra el nódulo y se deforman unos mm.

-Subfacies de yeso macrocristalino masivo (5Ym), laminado contorsionado (5Ylc), y de precipitación directa (5Yd). Cuando se dispone el yeso de manera masiva se intercala con láminas arcillosodolomíticas, y se observan parches alabastrinos blanco-lechosos a lo largo del mismo. El yeso macrocristalino laminado se compone por láminas contorsionadas de 2-3 cm de yeso lenticular, intercalados estratos centimétricos arcillosodolomíticos. A su vez, a base y techo de las secuencias de láminas contorsionadas, hay niveles muy finos de “*hardground*” oxidados rojizos. La subfacies 5Yd se observa puntualmente a mitad de serie al SE en un estrato de pocos cm a base de un estrato de “*chicken-wire*”, y se compone por yeso macrocristalino (3-4 cm cada cristal) en abanico.

-Subfacies de brecha de disolución (5Br) y brecha por deformación de pliegues enterolíticos (5Brpe). La subfacies 5Br se dispone fundamentalmente a base de la columna más al NW, y puntualmente a lo largo de la misma; y básicamente se compone por un conjunto de clastos yesíferos con bordes angulosos encajados en matriz arcilloso-dolomítica. La subfacies 5Brpe la observamos a mitad de serie de la columna 9, y se compone por cristales brechificados de yeso afectados por un pliegue enterolítico de yeso alabastrino blanco-lechoso.

#### **Petrografía-Brecha de disolución (muestras GJ11a y b)**

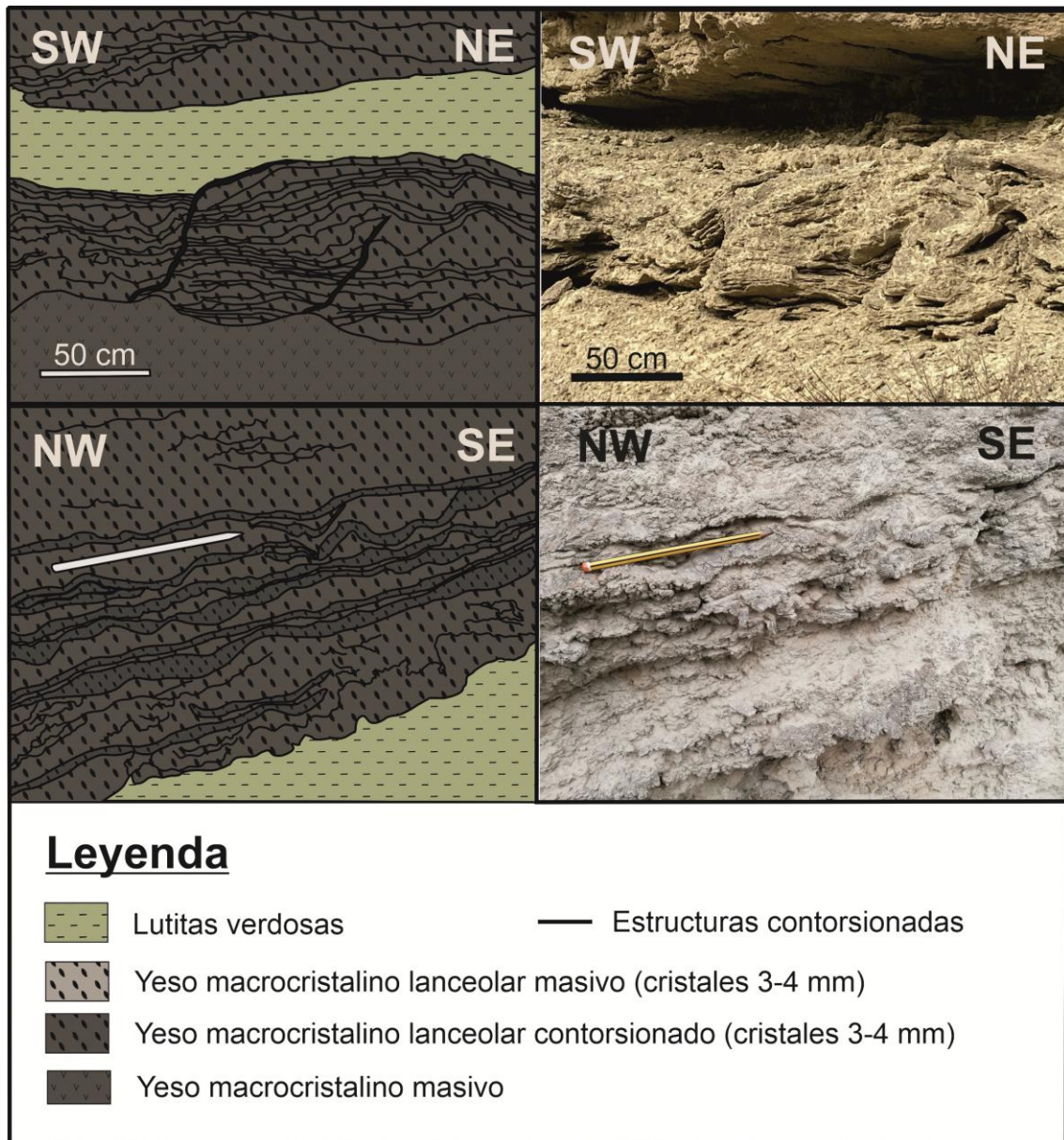
La textura es muy compleja, compuesta principalmente por yeso alabastrino medio-grueso CENU con cristales subidiomorfos y con restos de arcillas. Se observa todo el sedimento blando revuelto, no textura clásica clara. Se observan los detríticos y los

cristales de yeso muy interpenetrado con el carbonato (típico de brechas). Hay dispersos grandes cristales CENU de hasta 6 mm englobando cristales alabastrinos finos CENU de 60-80 micras alotriomorfos. Nódulo de 2x2 cm en la parte inferior de la lámina compuesto por alabastro muy fino CENU de 60-80 micras subidiomorfos con inclusiones de anhidrita. Evidencias de silicificaciones: se observan bastantes esferulitos de calcedonia (lutecina o cuarcina) tamaño arena fina-media cementando poros y en los CENU gruesos. Se observan cristales muy limpios, posiblemente precedidos de sales solubles reemplazadas por yeso. El reemplazamiento es en huecos puntuales no en toda la roca. Cuarzos detríticos con óxidos típicos de ambientes salinos (golfos de corrosión). **Matriz:** 50% carbonatos 50% limo-arcillosa. **Cómputo mineralógico:** 55% yeso alabastrino CENU y 40% margas/arcillas, 5% calcedonia. Colapso mayor en la 11ª en comparación con la 14.

#### **Petrografía-Brecha (Deformación por pliegues enterolíticos; muestra GJ14)**

La textura de la roca es fundamentalmente yeso alabastrino grueso CENU que tienen restos de margas, y yeso alabastrino fino de tamaño 60-100 micras subidiomorfos-algo alotriomorfos, que compone la capa contorsionada. Esta masa alabastrina fina también contiene restos margosos en su interior. En las zonas externas a esta capa contorsionada alabastrina fina, los cristales aumentan de tamaño hasta alcanzar un tamaño grueso y los cristales son tipo CENU grueso (3-6 mm) completamente alotriomorfos, bordes suturados y extinción ondulante, que contiene microcristales de carbonato (dolomita) en su interior. En general, comienzo de brechificación, asociado a un pliegue enterolítico. Diferenciamos varios tipos de CENU: CENU tectónico, CENU cebrado, Ultra CENU (azulado)-aunque puede ser el cebrado cortado paralelo a las bandas-, y CENU en media luna. Hay un par de macrocristales de 0.5 y 1 cm de grosor en la parte inferior de la lámina que no tienen extinción ondulante, y tiene restos alabastrinos finos y de carbonatos, y bordes estilolíticos.





**Figura 6.11.** Esquemas sedimentológicos de detalle en Juslibol. A) Esquema de los pliegues de láminas de yeso lanceolar contorsionado. B) Vista frontal en afloramiento de pliegues yesíferos de yeso lanceolar (techo de la columna 8). C) Esquema de pliegues de láminas de yeso lanceolar contorsionado. D) Vista frontal en afloramiento de pliegues de yeso lanceolar (techo de la columna 9).

Hacia la parte superior de la lámina, hay un cambio de los cristales CENU gruesos, siendo menos alotriomorfos y superficie más limpia y menor tamaño de cristal con restos de matriz (recristalización). Posibles esferulitos de calcedonia en los CENU. La parte superior de la lámina se compone de nuevo por grandes cristales CENU completamente alotriomorfos y extinción ondulante, y bordes suturados; además presentan inclusiones de calcedonia tamaño arena fina (100-200 micras), y restos de

alabastrino fino y carbonatos microcristalinos. En la parte derecha de la lámina en la capa alabastrina fina se aprecian algunos cristales gruesos CENU donde los cristales alabastrinos finos parece que se internan en los primeros (interpenetrados). Crecimiento englobando a la matriz de los grandes cristales (se ha formado en la fase final de desenterramiento), con bordes rectos. **Matriz:** 90% carbonato-10% cuarzo. La fracción carbonatada se compone fundamentalmente por cristales micríticos y más grandes (60-100 micras). Y se puede apreciar algún grano de cuarzo tamaño limo fino-grueso. **Cómputo mineralógico:** 30% yeso alabastrino fino, 40% yeso alabastrino grueso, 25% carbonatos, y 5% cuarzo.

#### **Petrografía-Yeso lenticular contorsionado (muestras GJ6, GJ7 y 8)**

Se compone por cristales de yeso lenticular idiomorfo (80-5000 micras) intercreciendo en una matriz carbonatada. Estos cristales tienen restos de matriz, y presentan exfoliación comúnmente deformada, lo que deriva en una extinción del cristal no uniforme en dichas zonas de deformación. El contacto con la matriz es neto y desplazante. Esta se compone por micrita. El conjunto está afectado por un proceso de recristalización posterior conformando un entramado cristalino continuo: esto es evidente con la extinción simultánea de agrupaciones de cristales lenticulares de menor tamaño que no están en continuidad óptica unos con otros.

#### **Petrografía-Yeso nodular con láminas discordantes (muestra GJ2)**

En la parte superior se observa que las láminas carbonatadas se deforman en contacto con el nódulo, pero poco (unos 3-4 mm). Dicho nódulo (3x2 cm) se compone por un gran cristal de alabastrino fino grueso (CENU micromosaico) de 3 cm (justo el tamaño del CENU es la de la deformación) con relictos de posible anhidrita (prácticamente ausentes), alotriomorfo, bordes suturados y extinción ondulante. Hacia el interior se pone en contacto con yeso alabastrino fino CENU (60-80 micras) alotriomorfo interpenetrado con algún relicto muy fino de posible anhidrita. El resto del nódulo se compone por este alabastrino fino CENU que se encuentra rodeado por cristales de mayor tamaño (corteza), de yeso alabastrino medio-grueso poco CENU (300-500 micras) de mismas características, y con algún relicto de posible anhidrita, pero muy pocos. La parte inferior de la lámina básicamente se compone por el yeso alabastrino fino CENU (80-100 micras) descrito. Cristales de dolomita subidiomorfa (romboidal) a idiomorfa dispersos en la matriz alabastrina fina (100-200 micras). En los bordes del encajante margoso se aprecian cristales de alabastro grueso CENU (1000-2000 micras) con muy pocas inclusiones de anhidrita completamente alotriomorfos, contactos

suturados, y extinción ondulante en micromosaico. El contacto entre el CENU grueso y el fino es interpenetrado. Y el de los CENU con la matriz margosa es irregular y estilolítico. Algunos CENU gruesos presentan extinción ondulante según deformación de los planos de exfoliación (CENU fibroso), observándose que inclusiones en el sentido de la misma también se ven deformadas (sincrónico). En el cuadrante superior izquierda se observan algunas grietas horizontales rellenas por monocristales de yeso con inclusiones de carbonato, que se presentan plegados y rotos (previo al reemplazamiento) y con textura en espina que podría indicar precedente de mineral más soluble (reemplazamiento de glauberita o halita). **Matriz:** 50% láminas de carbonato micrítico y 50% láminas arcillosas con granos de mayor tamaño cuarcíticos de tamaño limo grueso/fino. **Composición mineralógica:** 50% alabastrino fino, 25% alabastrino medio-grueso CENU, 25% carbonatos/arcillas.

#### **Petrografía-Yeso nodular estratiforme (muestra GJ9)**

Petrografía: La parte superior se compone por yeso alabastrino fino ultra CENU (60-80 micras) alotriomorfos, interpenetrados, y bordes suturados. La parte inferior de la lámina se compone por alabastro grueso CENU alotriomorfo, bordes suturados y extinción ondulante policristalina, con tamaño cristalino 4-5 mm, llegando un cristal a los 15 mm. Estos últimos presentan relictos muy finos de posible anhidrita (prácticamente ausentes), y restos de carbonato. Distinguimos dos tipos de CENU grueso: CENU fibroso y CENU en micromosaico con bandas de CENU fibroso. No se observan claramente los pseudomorfos en los cristales CENU gruesos debido al fuerte alotriomorfismo que desdibuja los bordes. Sin embargo en alguna zona de la lámina si que se observan pseudomorfos rectangulares de anhidrita. El contacto entre los CENU gruesos y finos es de tipo interpenetrativo. A su vez, en los CENU gruesos no se aprecia la exfoliación excepto cuando se deforma, ya que se distingue con las zonas no deformadas porque se extingue antes o después que estas. Esta deformación en la exfoliación es un patrón que se repite en todos estos cristales y que conforma límites cristalinos dentro del propio cristal. **Matriz:** 100% carbonato micrítico. **Cómputo mineralógico:** 60% alabastrino fino ultra CENU, 30% alabastrino grueso CENU, y 10% carbonatos.

#### **Petrografía-Nódulos con Pseudomorfos de yeso en cloruros/sulfato sódico sindiagenéticos (muestras GJ15 y 19)**

La textura de la roca se compone fundamentalmente por alabastrino fino subidiomorfo-ligeramente alotriomorfo (60-80 micras) con extinción ondulante y

alabastro grueso CENU (1.5-10 mm) alotriomorfos con extinción ondulante micromosaico y bordes suturados. A su vez, se observan cenus que pseudomorfizan cristales precedentes con morfología poligonal. El contacto entre los cenus es suturado e irregular. Interpenetrado con la matriz alabastrina y contactos estilolíticos y escalonados. Cabe comentar que el contacto entre los CENU viene marcado por una deformación mecánica. Se observan también pseudomorfos en gavilla de cristales solubles reemplazados (rectangulares y muy prismáticos). **Matriz:** 60% carbonato micrítico y 20% granos de cuarzo y moscovitas de tamaño limo grueso, 10% yeso, y 10% opacos. **Cómputo mineralógico:** Yeso alabastrino fino 50%, yeso alabastrino grueso CENU 35%, 10% carbonato, 4% cuarzo-moscovita, 1% opacos.

## 6.2. DRX

En la **tabla 6.6** se muestra la composición mineralógica de las muestras analizadas mediante DRX, tanto de la muestra global (%) como de la fracción <2µm (%).

**Tabla 6.6.** Composición mineralógica (%) de muestra global y fracción <2µm (%).  
n.d.: no determinado

Muestra	Descripción	Muestra global (%)								Fracción <2µm (%)		
		Yeso	Arcillas	Anhidrita	Cuarzo	Plagioclasa	Feldespato	Calcita	Dolomita	Esmectita	Illita	Cló-Caol
FA1	Margas	9	38	<5	29	5	-	-	18	15	78	7
FB3	Margas	10	25	<5	19	8	-	-	36	24	58	17
FB5	Margas	8	33	<5	16	<5	-	-	40	23	59	18
FC3	Margas	<5	38	<5	17	<5	<5	36	-	16	84	0
FD6	Margas	-	20	<5	29	<5	<5	46	-	n.d.	n.d.	n.d.
GJ	Margas	-	40	<5	19	<5	-	-	37	0	99	<5
GJ1	Margas	-	28	<5	26	<5	-	-	42	0	84	16

Las muestras están formadas fundamentalmente por arcillas, cuarzo, y carbonatos. En menor proporción tenemos yeso, plagioclasas, feldespatos y anhidrita. Los carbonatos se componen por dolomita, exceptuando en las muestras FC3 y FD6 donde hay calcita en vez de dolomita. Dentro de la fracción arcillosa, predomina la illita sobre el resto de arcillas en todas las muestras, manteniendo proporciones similares entre la esmectita y la clorita-caolinita (15-20%). Con la excepción de las dos muestras del Galacho donde no hay esmectita.

En la muestra correspondiente a las eflorescencias salinas (EGJ) se han identificado fundamentalmente hexahidrita ((Mg<sub>72</sub>, Zn<sub>15</sub>, Fe<sub>13</sub>). SO<sub>4</sub>. 6H<sub>2</sub>O), cuarzo (SiO<sub>2</sub>), ferroxahidrita (FeSO<sub>4</sub>. 6H<sub>2</sub>O), y yeso (CaSO<sub>4</sub>. 2H<sub>2</sub>O). También se han detectado posibles indicios de bloedita (Na<sub>2</sub>Mg(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>. 4H<sub>2</sub>O) y dolomita (CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>).





En ambos casos, la precipitación de anhidrita sería (hipotéticamente) sindiagenética y también su paso a yeso en los sucesivos cambios de salinidad intersticiales derivados de los episodios de aportes de aguas fluviales y posteriores desecación e intrusión de aguas del lago salino. Los criterios que apuntan a este origen temprano son:

A) El carácter detrítico/proximal de la serie, que necesariamente contempla frecuentes momentos con aportes de aguas con baja salinidad que propician el paso anhidrita → yeso.

B) Los importantes grosores de yeso en las grietas que abundan en un origen temprano y en ocasiones algo “desplazante” en un sedimento sin consolidar.

No encaja en ese modelo el que el alabastro (teóricamente el relicto más cercano a la anhidrita temprana) este en el centro de la grieta, que generalmente es el último “hueco” en rellenarse en este tipo de espacios intersticiales. No obstante, en un contexto sindiagenético/edáfico con numerosas oscilaciones también es lógico pensar que la máxima recristalización se de en el contacto.

Nos decantamos más hacia ese origen temprano ya que el argumento b) es muy sólido y está documentado inequívocamente, y también porque ese carácter “temprano” es coherente con los procesos existentes en medios más distales que seguidamente analizamos. Es allí donde nos extenderemos ampliamente con este aspecto al tener más criterios.

Los rellenos de yeso de las huellas de raíces necesitaría de un estudio específico que no se ha realizado (es probable que haya cementos de yeso en las areniscas). Al igual que estos cementos, las grietas oblicuas que atraviesan largos tramos de estratos lutíticos y arenosos, son de precipitación anadiagenética, probablemente asociada con la removilización de sulfatos procedentes de los niveles yesíferos adyacentes, por percolación de fluidos en etapas más tardías, en relación al progresivo enterramiento, y quizá tectónica. Al igual que indica Sanz (1999) en la Cuenca de Calatayud, las grietas oblicuas-subverticales rellenas por yeso fibroso parecen tener una distribución marginal en la cuenca, en relación directa con las facies lutítico-limosas.

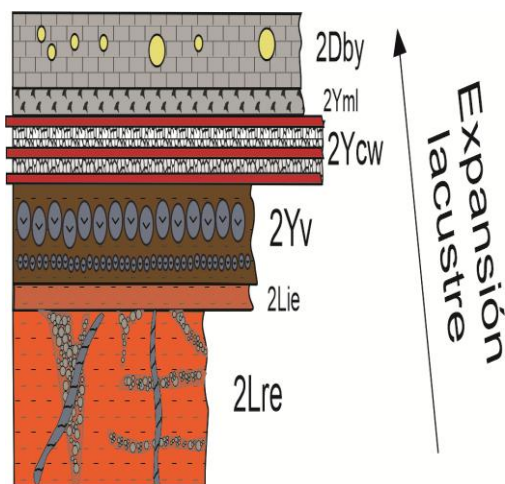
En la **figura 7.2.**, podemos observar la secuencia tipo de **Jaulín**. Entendemos que estamos ante ambientes de playa lake y lacustres semipermanentes (Hardie *et al.*, 1978) cuya principal problemática es el quimismo de las aguas y su variación con los ritmos climáticos.

Esta secuencia tipo comienza con una deposición de facies 2Lre de litologías lutíticas detríticas compuestas por estratos tabulares de limos y lutitas (flujos de mayor

y menor energía respectivamente) de aspecto rojizo que presentan condiciones de exposición subaérea (oxidación) típicos de llanura lutítica distal/*playa-lake*. En los tramos más arcillosos se observan *slickensides* edáficos, prueba inequívoca de procesos de suelos vérticos. Las grietas subverticales y horizontales están rellenas por micronódulos coalescentes de yeso alabastrino (similar a lo que ocurre en Botorrita). Es importante matizar que el desarrollo de nódulos es más intenso en el metro que precede a las facies lacustres y que la morfología de estos nódulos es independiente de la grieta de retracción que los aloja (a diferencia de los de Botorrita), y aquí los nódulos presentan un zonado textural marcado y regular (núcleo alabastrino y corteza CENU) que se parece al encontrado en el Galacho de Juslibol.

Las facies 2Lie (limos con estructuras) representan episodios de inundación de mayor energía donde la fracción detrítica que llega es algo más gruesa.

Las grietas subverticales y oblicuas de largo recorrido son más tardías al cortar las anteriores, incluso traspasando los estratos de grano más grueso (limos), rellenas de yeso fibroso. Posteriormente, comienza una etapa de lago salino, con una expansión lacustre



**Figura 7.2.** Secuencia tipo en Jaulín.

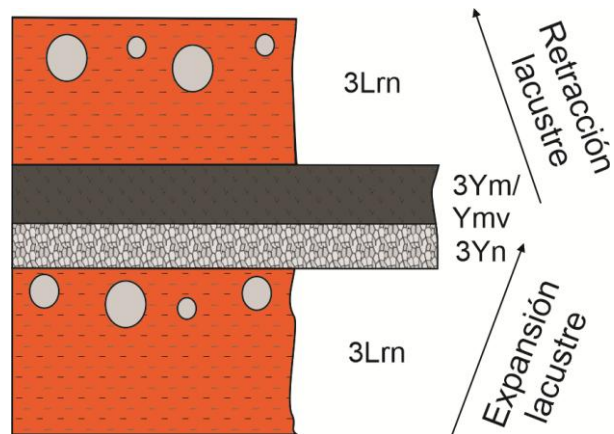
lacustre hasta el final de la secuencia, con precipitación de dolomita, yeso y anhidrita que comienza en condiciones de fuerte evaporación y ambiente árido donde primeramente se formaría la subfacies de 2Yv con disposición de micronódulos elongados en la vertical presumiblemente (a falta de estudio en detalle en lámina delgada) asociado a paleosuelos salinos (Sanz, 1999), que indicaría el periodo de máxima exposición subaérea del sedimento

con la formación de suelos. Posteriormente, como sulfatos precipitaría anhidrita de manera primaria nodular en la zona vadosa-capilar, que en etapas tempranas se hidrata a yeso secundario, conformando bancos estratiformes de yeso nodular en “*chicken-wire*” o en turrón. La textura en turrón presente es una mezcla entre el subtipo I (nódulos aprox. esféricos de tamaños homogéneos con presencia de nódulos menores en huecos inernodulares, con contactos largos generalmente y puntualmente presentan abundante matriz internodular) y el subtipo II (coalescencia de nódulos con apenas matriz) que propone Mandado (1987), donde sugiere una alternancia entre un mecanismo no

competitivo de crecimiento desplazante de los nódulos, indicando un medio de precipitación de sulfatos en zona vadosa-capilar donde los periodos de sobresaturación duran poco (subtipo I); y un mecanismo de formación de crecimiento competitivo con la precipitación de sulfatos en la zona vadoso-capilar o lámina libre de agua freática con fuertes tasas de sobresaturación, manteniendo lo suficiente para generar capas uniformes de nódulos coalescentes (subtipo II). El chicken-wire se formaría en épocas tempranas como así lo evidencian dos observaciones: 1) estructuras de paleokarstificación y 2) niveles de “*hardground*” de aspecto rojizo oscuro a lo largo del estrato y asociados a las estructuras de paleokarstificación. Estos niveles rojos indican un parón en la sedimentación y exposición subaérea prolongada; posteriormente niveles de agua superficiales-subsuperficiales disolverían parte de estos niveles, que son rellenados por yeso y dolomita. A techo de los niveles de *chicken-wire* observamos precipitación directa de grandes cristales de yeso en abanico que indican gran estabilidad en el lago y en el rango del yeso (menor salinidad). A techo de la secuencia se produce la máxima expansión lacustre, donde se produce la dilución del lago y conformación de un lago carbonatado, con precipitación de dolomita con porcentajes entre 15-20% de calcita. En los estratos dolomíticos se han observado nódulos de yeso alabastrino translúcido que interpretamos como diagenéticos (no primarios), ya que encontramos moldes de organismos donde se ha disuelto la materia orgánica y ha precipitado yeso alabastrino en etapas tempranas, e interpretamos la génesis de estos nódulos como precipitación de anhidrita a partir de geles orgánicos producidos por la descomposición de la m.o. entre el paquete dolomítico durante la diagénesis temprana, que sinsedimentariamente se hidrata a yeso alabastrino.

En **Fuentes de Ebro**, la secuencia tipo se puede observar en la **figura 7.3**. Comienza con una sedimentación detrítica de lutitas que configuran la llanura de barro (*playa-lake*; Hardie *et al.*, 1978) alrededor del lago salino, y que está expuesta a prolongada exposición subaérea. Posteriormente, la evolución de chicken-wire (subfacies 3Yncw) a yeso estratiformes masivos (3Ym/3Ymv) se puede interpretar como una precipitación de anhidrita/dolomita que evoluciona a otra de anhidrita/cloruros, y consecuentemente a un aumento en la vertical en la salinidad en el marco de un proceso de expansión lacustre. En los primeros metros de la diagénesis se produce la yesificación de los nódulos (*chicken-wire*) y pliegues enterolíticos de poca intensidad en la deformación. En la zona de Fuentes existe anhidrita enterolítica conservada a tan solo 40-50 m de profundidad con características de ser la anhidrita formada en el medio sedimentario

(Figura 7.4; subfacies 3Anhe). Esto prueba que las posibles condiciones sindiagenéticas para revertir a la anhidrita en yeso (exposición subaérea-agua de baja salinidad) en esta región geográfica se dieron con baja intensidad, y no existió una yesificación completa en las mismas. Pero sí existe una yesificación parcial (subfacies 3Yn, 3Ym/3Ymv); consecuentemente, creemos que el mecanismo sindiagenético de reversión en la anhidrita fue, sobretodo, la exposición subaérea. El cambio de la salinidad intersticial en el sedimento es más eficaz a la hora de yesificar y dado que aquí este proceso es incompleto, presumimos que este mecanismo fue poco intenso. En este sentido, abunda que la preservación de esos nódulos tempranos de anhidrita (más otros



más tardíos) solo pudo haberse consumado con una salinidad Ebro.

**Figura 7.3.** Secuencia tipo en Fuentes de

intersticial adecuada. De aquí se deduce que la región de Fuentes fue una zona marginal en la que prácticamente no existían aportes acuosos de escorrentías superficiales, siendo esta una característica distintiva frente a otras regiones de la zona de estudio.



**Figura 7.4.** Pliegues enterolíticos de micronódulos de anhidrita (subfacies 3Anhe)

El último caso es el de los macronódulos aislados en lutitas (subfacies 3 Anhn). Estos nódulos de anhidrita no tienen texturas primarias claras y podrían ser resultado del mecanismo que citan Ortí y Rosell (2000) y Ortí *et al.*

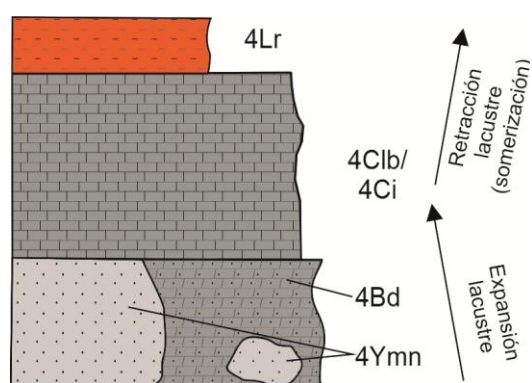
(2012) en la Cuenca de Calatayud y margen ibérico

de la Cuenca del Ebro, respectivamente, con carácter general para los macronódulos; es

decir, un crecimiento anadiagenético temprano o de la transición Sd/An a partir de las soluciones salinas que la serie evaporítica expulsa durante la compactación.

Finalmente, la preservación de la anhidrita a más de 50 m implica un mecanismo epidiagenético reciente de yesificación de esta mineralogía en los 50-100 m superficiales por acción de aguas meteóricas subactuales/actuales.

En **Gelsa**, la secuencia tipo se puede observar en la **figura 7.5**. Comienza con una



secuencia evaporítica con la aparición de meganódulos de alabastro entre 1.5x1.5 y 1.5x4 m (subfacies 4Ymn y 4Yne) que han sido objeto de explotación. Estos nódulos desplazan al sedimento dolomítico e incluso presentan una pseudomorfosis en yeso de las grietas

**Figura 7.5.** Secuencia tipo de Gelsa.

También poseen paleokarstificaciones con bolsadas de tamaño decimétrico en las que los micronódulos alabastrinos de la subfacies 4Bd están disueltos y alargados verticalmente. Existe abundante materia orgánica, incluso betunes, y es probable que este componente juegue un papel relevante en el proceso de yesificación y en el tipo de texturas en los nódulos alabastrinos. Todo ello es prueba inequívoca de una yesificación sindiagenética de la anhidrita primaria y de una génesis sindiagenética del alabastro, lo cual es sorprendente y científicamente nuevo.

Aquí en Gelsa, la génesis a partir del ascenso de flujos diagenéticos muy salinos según proponen Ortí *et al.* (2012), no encaja con estos datos litológicos y texturales.

Posteriormente a esta sedimentación lacustre salina, se produce una sedimentación de calizas que supone un descenso en la salinidad probablemente acompañada de una expansión lacustre. Dentro de esta secuencia carbonatada, se producen múltiples episodios de somerización y profundización. La secuencia carbonatada tipo (de muro a techo) es la siguiente: 1) Depósito de margas en mayor columna de agua; 2) formación de calizas; 3) descenso del nivel del agua por desecación, lo cual formaría brechas y/o nódulos, que son intraclastos in-situ o con poco transporte (brechificación) producidos por la fragmentación de la caliza (barro carbonatado ya consolidado). Otra posibilidad que no excluye a la anterior es que la precipitación de carbonato cálcico se produjese como pequeños nódulos dentro de la matriz (barro carbonatado ya consolidado); 4)

laminación gris oscura que puede ser indicio de sedimentación en condiciones de “ascenso del nivel”; 5) caliza, masiva a base, que indica nivel de agua somero (precipitación de carbonato), con bioturbación a techo. Las cavidades pequeñas podrían corresponder a tallos de plantas pequeñas, y las cavidades grandes a un descenso del nivel (quizás subaéreo) y bioturbación por insectos. En cuanto a su contexto y derivada de esta evolución, el medio sedimentario en Gelsa, a diferencia de Fuentes de Ebro, se posicionaría en ambientes más cercanas a los emisarios fluviales con aportes relativamente más continuos de agua dulce. A techo de la secuencia las calizas bioturbadas y las lutitas rojas indican una somerización y evolución a ambiente palustre y finalmente *playa lake* (Hardie *et al.*, 1978).

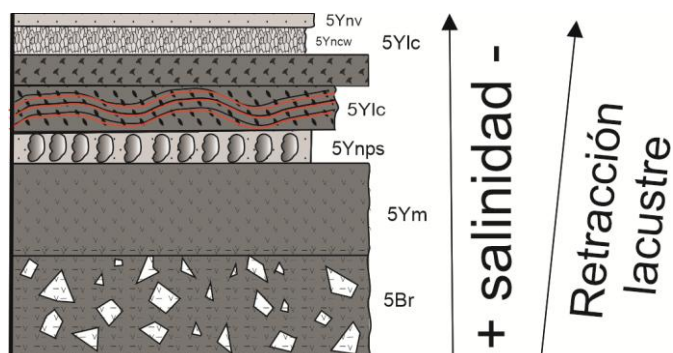
Las facies presentes en el **Galacho de Juslibol**, en el contexto de cuenca continental endorreica, se ajusta a sedimentos de centro de lago/lago salino efímero (Hardie *et al.*, 1978) con una disminución de las litologías con mayores contenidos en sales muy solubles hacia techo (subfacies 5Br → 5Ym → 5Ynps → 5Ylc → 5Yd → 5Ynew → 5Ynv; **figura 7.6**).

La brecha de disolución (subfacies 5Br), a base de la secuencia, representa dos momentos:

A) Un momento de fuerte evaporación y suficiente columna de agua para que precipite, según el ciclo evaporítico ideal (Ortí, 2010): dolomita → anhídrita/yeso → halita/glauberita; siendo estas últimas predominantes (50-60%) como requisito necesario para que se formen las texturas de brecha de colapso/disolución. Sondeos circundantes al área, desde Remolinos, pasando por Utebo y Montes de Torrero, evidencian capas muy potentes bajo el subsuelo de glauberita y anhídrita (y en menor proporción, halita; Salvany *et al.*, 2007; Salvany 2009).

B) En un momento posterior, y tras una desecación completa del medio sedimentario, una avenida de agua (tormentas) disolvería las fases más solubles, provocando un colapso de las capas de sal menos solubles, conformando un aspecto caótico y brechoide a la roca. La textura de yeso alabastrino se localiza únicamente en algunos cristales gruesos de mayor tamaño CENU, identificándose inclusiones de anhídrita frecuentes en estos cristales, e indicando un posible precedente anhídrico. Asociado a estos CENU se observan inclusiones de calcedonia, y en los intersticios de la roca, puntualmente, recristalizaciones idiomórficas de cristales limpios de yeso.

La precipitación de anhidrita en estas brechas podría ser (hipotéticamente) sindiagenética, así como su paso a yeso secundario en episodios de mayor dilución del lago.



**Figura 7.6.** Secuencia tipo de Juslibol.

Necesariamente, la formación de la brecha indica momentos muy tempranos que permita circulación de aguas, observándose el sedimento poco consolidado. Los relictos

de alabastro en los cristales

CENU indicarían un proceso incompleto de recristalización, seguramente por la consolidación del sedimento posterior; y además, un precedente de anhidrita primaria microcristalina. Este proceso de recristalización comenzaría con la formación de la brecha por la entrada de aguas dulces (tormentas) al centro del lago. Así mismo, la inclusión de calcedonia en los cristales CENU indica un proceso singenético con estos, precisamente asociado con la percolación de aguas diagenéticas en etapas tempranas. Acorde a Mandado (1987), los aportes de sílice y su posterior cristalización deben estar relacionados con condiciones tempranas, ya sea en el medio sedimentario o diagenéticamente, ya que la compactación, recristalización y anhidritización con el enterramiento reduciría drásticamente la porosidad, lo cual impediría el contacto de las rocas con aguas diagenéticas enriquecidas en sílice derivadas de los procesos evaporíticos.

En una fase posterior, se produciría de nuevo, en régimen de lago salino efímero, con fuerte evaporación, pero en este caso menor columna de agua que impediría la formación de tantas sales solubles (10%), que a posteriori serían reemplazadas por yeso macrocristalino masivo. Sanz (1999) en la Cuenca de Calatayud, y Rodríguez Aranda (1995) en la Cuenca de Madrid, interpretan una litofacies similar de yeso macrocristalino, originado posiblemente por procesos de disolución-cementación (reprecipitación), a cierta profundidad por acción de aguas meteóricas diluidas en la cuenca, de tramos complejos anhidrítico-glauberíticos. Kinsman (1976) incluye esta estructura entre las que presentan los depósitos diagenéticos tempranos de anhidrita de reemplazamiento de yeso en la zona supramareal de sebja. Ortí y Rosell (2000) asocian masas masivas macrocristalinas frecuentes en la Cuenca del Ebro y de Calatayud con procesos de pseudomorfización/recristalización de glauberita por yeso, que supone una



pérdida de volumen de un 25% debido a disolución incongruente y pérdida de sulfato sódico. La realización de sondeos en este sector de Juslibol, con la observación de facies glauberítico-anhidríticas a baja profundidad, podría darnos más pistas al respecto. Ortí *et al.* (2007) describen esta litofacies como la más común en el Valle del Ebro, asociada muchas veces con estructuras de bioturbación preservadas en carbonato, que se formaría en lagos poco profundos donde los sedimentos son afectados por la bioturbación; sin embargo, estas estructuras no las hemos observado en nuestra zona.

A su vez, la subfacies de yeso nodular con pseudomorfos de minerales solubles está presente a techo del yeso macrocristalino masivo, que reflejaría condiciones de retracción lacustre evolucionando el sistema de lago salino a *sabkha*, formándose nódulos de anhidrita primaria en la zona vadosa capilar que a su vez anhidritiza minerales más solubles, probablemente glauberita (pseudomorfización), por dilución de las aguas intersticiales; durante la diagénesis temprana se produciría la yesificación del conjunto (Ortí y Salvany, 1991). Aunque todavía no se ha realizado la observación de inclusiones de otros minerales más solubles al SEM, el reemplazamiento de glauberita está ampliamente documentado en la Fm. Zaragoza. Según Salvany *et al.* (2007), hay tres modos de reemplazamiento de glauberita por anhidrita: 1) pequeños cristales creciendo dentro de la textura de la glauberita; 2) completa pseudomorfización; 3) nódulos y micronódulos reemplazando un precursor glauberítico. El reemplazamiento de glauberita por anhidrita comienza con la nucleación de cristales individuales de anhidrita dentro de la textura glauberítica, que prosigue con el total reemplazamiento de cristales, y finaliza con el progresivo reemplazamiento de texturas glauberíticas en anhidrita nodular. Dicho proceso ocurre en la diagénesis temprana por dilución de aguas subterráneas procedentes de áreas marginales. Salvany (2009) describe un proceso de formación de nódulos secundarios de anhidrita -cuando la anhidrita está englobada en glauberita o halita (sales más solubles)- como un producto de reemplazamiento sindiagenético en los sedimentos del lago en estadios de desecación y dilución del mismo, como resultado de la reacción química de las salmueras intersticiales del lago con la glauberita o halita anteriormente precipitadas. Esta anhidrita de reemplazamiento, junto con anhidrita precipitando de manera primaria, podría dar lugar posteriormente a una yesificación temprana, dando lugar a los nódulos con pseudomorfos.

A techo de los nódulos, se formarían las láminas de yeso lenticular contorsionado (**figura 7.7**) que presentan intercalaciones dolomíticas y “*hardgrounds*” a techo y muro. Una litofacies tremendamente similar, por no decir la misma, y que se encuentra en

afloramientos muy próximos, es la que documenta Salvany (2009) en Cuarte de Huerva, describiéndola como yeso laminado contorsionado procedente del reemplazamiento de glauberita. Según este autor, el yeso en la Fm. Zaragoza procede del reemplazamiento de anhidrita o glauberita, de las cuales hereda su estructura. Así, el yeso nodular procede de anhidrita nodular, y el yeso laminado y pseudomórfico de la glauberita. Mandado (1987) también cita capas de glauberita en el subsuelo de diferentes localidades del valle del Ebro, próximas a Zaragoza. Además, el yeso también se presenta en forma de yeso fibroso como venas centimétricas que atraviesan niveles arcillosos, interpretándose este como precipitado directo procedente de aguas de infiltración saturadas en sulfato cálcico, seguramente del reciclaje de evaporitas adyacentes. En el presente trabajo no se ha realizado un estudio en detalle de las eflorescencias salinas en Juslibol, y en la única muestra analizada se ha encontrado fundamentalmente hexahidrita ( $MgSO_4$ ) y un posible indicador de sulfato sódico (bloedita). Sin embargo, sí que hay evidencia de cantidades enormes de glauberita (sulfato sódico) en la zona, habiéndose encontrado glauberita en profundidad a partir de diversas campañas de sondeos (Salvany *et al.*, 2007; Salvany, 2009).

Barajamos dos hipótesis dependiendo de si el precedente es anhidrítico o glauberítico:

1) Interpretamos como hipótesis que se podrían haber formado a partir de un gel orgánico por descomposición bacteriana de la m.o. presente en el medio, y en condiciones de precipitación de sulfatos con fuerte evaporación del medio (clima árido), donde precipitarían núcleos de anhidrita que darían lugar a cristales de muy pequeño tamaño, conformando anhidrita laminada que posteriormente en los últimos estadios del gel, las condiciones cambian a las del yeso y reprecipita en lugar de la anhidrita desde el núcleo dando lugar a cristales de muy pequeño tamaño lenticulares dispuestos aleatoriamente, pero que posteriormente con la disminución de la sobresaturación del medio y los relictos del gel, dan lugar a cristales más grandes de yeso lenticular que se orientan hacia arriba y hacia abajo hacia los extremos de este gel. Este proceso lo asociamos a una etapa temprana con la evidencia de exposición subaérea a techo y muro de las láminas que se observa en zonas fuertemente oxidadas (*hardgrounds*). En etapas más tardías, con el sedimento más consolidado, percolarían por compactación y difusión aguas cloruradas procedentes de zonas más centrales de la cuenca, que producirían la disolución de los cristales de yeso, y posteriormente, en condiciones de saturación de sulfatos, reprecipitación de yeso, conformando un entramado cristalino continuo

(monocristales de yeso). Este proceso debería ser tardío (Intervalo Sd/An) con un sedimento semicompactado donde el proceso de disolución-reprecipitación sea muy lento y que permita la permanencia de los moldes de cristales lenticulares. Curiosamente, la morfología de yeso lenticular está asociada (tanto por evidencias de campo como experimentales) a diferentes tipos de componentes orgánicos como los ácidos húmicos y alta salinidad (Cody, 1979). Morfologías contorsionadas muy parecidas son observadas en la laguna de La Playa en Bujaraloz (**figura 7.7**), así como Pueyo (1980) las observa en la de la La Salineta donde se aprecian costras salinas contorsionadas debido al aumento de las sales intersticiales (presión de cristalización) como la halita que origina estructuras tipo *teepee* incipientes. Handford (1982) también observa las mismas estructuras en el lago seco de Bristol (California); siendo citado este por Mandado (1987) como el ejemplo actual de mayor similitud con la Cuenca del Ebro.

2) Formación de un precedente glauberítico, como sedimento intersticial laminado en el sedimento fangoso en el fondo del lago glauberítico (Salvany *et al.*, 2007), a partir de un gel orgánico que reorientaría los cristales desde el centro a los bordes. Tal como apunta Sanz 1999, en una fase temprana de la diagénesis, podría producirse por disolución incongruente de la glauberita, mediante el contacto con aguas meteóricas diluidas, desarrollándose agregados microcristalinos de yeso que pseudomorfizan los cristales de glauberita. En una segunda fase diagenética (transición Sd/An), se produciría la deshidratación del yeso, formándose pseudomorfos en anhidrita ( $\pm$ basanita), implicando una deshidratación directa en presencia de una fase acuosa, más que una reacción de disolución-reprecipitación tal como apunta Hardie (1967). La deshidratación de yeso en estado sólido para dar lugar a basanita no parece probable según Kinsman (1976), pero el mecanismo ha sido relacionado con la génesis de anhidrita por Hardie (1967). Posteriormente, en la epidiagénesis, percolarían aguas diluidas sulfatadas que recrystalizarían a modo de entramado cristalino la roca en un proceso lento y gradual.

Salvany *et al.* (2007), en sondeos de exploración geológica realizados por la Confederación Hidrográfica del Ebro durante la construcción del embalse de La Loteta (Gallur), describen una litofacies de glauberita contorsionada con una apariencia prácticamente idéntica a la recogida en Juslibol con cristales de glauberita con apariencia romboidal. Estos autores asocian esta litofacies a la diagénesis temprana (a pocos cm de la superficie), proponiendo un mecanismo de crecimiento intersticial y

deformación de la capa original (*bedding*) debido al progresivo crecimiento y sobrecrecimiento de la glauberita relacionado con la saturación de la salmuera intersticial. Curiosamente este aspecto es comentado por Pueyo (1980) como decimos arriba. Proponen la presión de fluidos lo que favorece la orientación cristalina que previene la rotura y mantiene la alta porosidad de la fábrica. Así como la gradación hacia los bordes lo interpretan como una dilución de la salmuera. Pero esto no explica cómo se orientan los cristales hacia arriba y hacia abajo, y el crecimiento en un gel orgánico podría ser la pieza clave.

La glauberita se origina a partir de aguas sulfatado-sódico-cálcicas de lagos salinos continentales (Hardie *et al.*, 1978). Como lagos actuales de este tipo podemos citar (aunque escasos): algunos lagos de Australia, Mali, Chile, o en EEUU (Hardie *et al.*, 1978). Durante el Terciario, ha habido un gran desarrollo de lagos glauberíticos en las cuencas del Tajo, Ebro y Calatayud (Ortí, 2000; Ortí y Salvany, 1991; Ortí y Rosell, 2000). La Fm. Yesos de Calatayud, que se extiende decenas de km a lo largo del valle del río Jiloca, es una formación yesífera de edad y características similares a la Fm. Zaragoza. Y se han reconocido en ella capas de yeso pseudomórfico de glauberita (Sanz, 1999).

La presencia de tramos donde se observa yeso primario (ó de precipitación directa; subfacies 5Yd) en abanico en algunos tramos de la serie del Galacho, también observados en Jaulín, indicaría momentos donde existía una pérdida de salinidad evidente en la cuenca (dilución; Ortí y Rosell, 2000), y la presencia de soluciones intersticiales con baja salinidad, permitiendo su preservación.

A techo de las láminas contorsionadas se observa *chicken-wire* (subfacies 5Yncw) que evidencia un periodo de dilución del lago con precipitación de dolomita y yeso/anhidrita posteriormente en etapas tempranas, debido a fuerte evaporación en épocas áridas, y acción de bombeo evaporítico, donde precipitarían nódulos de anhidrita que posteriormente se hidratan a yeso.

Al final de la secuencia, atribuiríamos la subfacies Ynv (nódulos elongados en la vertical), con la última etapa (máxima retracción) de la secuencia, que podría corresponder a la de máxima exposición subaérea del sedimento, con tiempos prolongados para la formación de paleosuelos salinos (Sanz, 1999) que posteriormente por evaporación se formarían sucesivamente nódulos de anhidrita y de yeso singenéticamente con morfologías elongadas en la vertical por acción de bombeo evaporítico de aguas sobresaturadas en sulfato cálcico, sobre un sustrato modificado

pedogénicamente (igualmente esta subfacies queda pendiente de estudio en detalle en lámina delgada para observar posibles criterios que apunten hacia esta hipótesis, como por ejemplo restos de sedimento modificado por raíces). Aunque, por otra parte, la disposición de los nódulos de yeso secundario con elongación vertical es comúnmente atribuida a la transformación de yeso primario (selenita) tanto cerca de la superficie (Shearman, 1966) como en condiciones de enterramiento profundo, quedando la morfología elongada de los nódulos secundarios generalmente controlada por la geometría vertical primaria de las selenitas (Sanz, 1999).

Cabe comentar que en una de las muestras recogidas, más concretamente a base de la columna más al SE, donde se desarrolla una secuencia de crecimiento de nódulos de anhidrita intersticiales en medio tipo sebja, donde observamos un nódulo con lutitas discordantes “chocando” y deformándose por el crecimiento intersticial del nódulo durante la diagénesis temprana a muy pocos metros de la superficie (ya que si no se observarían las láminas rotas y no habrían podido deformarse de estar consolidado el sedimento; **figura 7.8**), lo cual podría acercar la posibilidad incluso de reproducir alabastro artificialmente, ya que se formaría en condiciones muy tempranas y superficiales, en base a los datos observados.

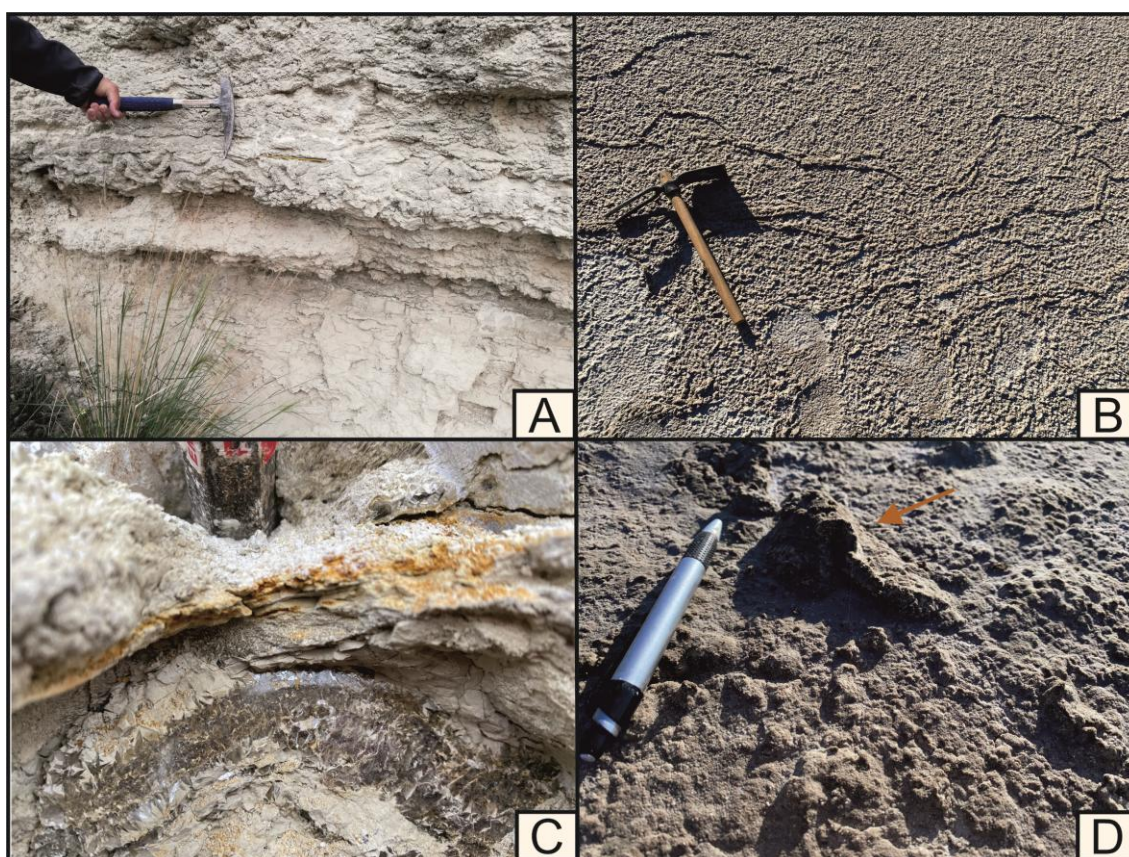
### **Origen del alabastro**

El alabastro es una forma/textura de yeso que no se encuentra en la naturaleza de manera primaria bajo ninguna condición (al menos que se conozca); cristalizando el yeso comúnmente de manera primaria por precipitación química a partir de salmueras por evaporación (selenitas) o de manera intersticial en la interfase sedimento/agua (yeso lenticular) por evaporación capilar en la zona vadosa.

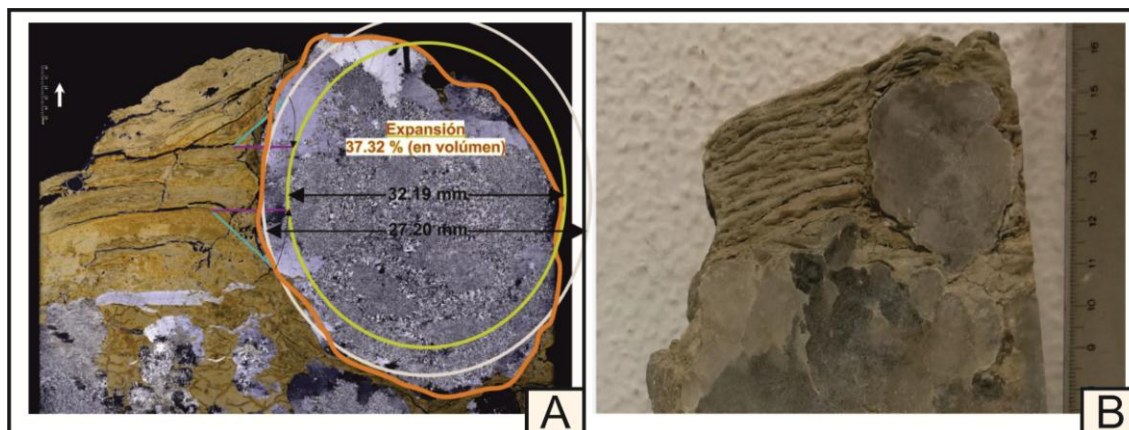
Murray (1964) describió el ciclo diagenético del yeso (que ya hemos comentado a lo largo de la memoria), donde el yeso pierde el agua de cristalización con el enterramiento profundo, convirtiéndose en anhidrita por la elevada presión confinante y altas temperaturas. Posteriormente, con el desenterramiento (erosión o tectónica), los niveles de anhidrita están cada vez más próximos a la superficie, poniéndose en contacto al final con el agua de infiltración, convirtiéndose en yeso nuevamente (50-100 m de profundidad). Al rehidratarse la roca, como la molécula de yeso tiene mayor volumen, no cabe en el espacio circundante, de manera que se produce un proceso de disolución-precipitación simultáneo, generándose una textura donde los cristales de yeso crecen en competencia por el espacio, estando fuertemente interpenetrados. Si este proceso se produce de forma muy lenta, dará lugar a cristales bien desarrollados con

caras cristalinas perfectas; pero si se produce de forma rápida, los cristales serán de muy pequeño tamaño, y estarán interpenetrados, que es el auténtico alabastro (Holliday, 1970; Ortí, 1977; Mandado, 1987, 2018).

Durante el Mioceno, los depósitos de yeso en la Cuenca del Ebro alcanzaron espesores de varios centenares de metros, de manera que fueron afectados por el ciclo geológico diagenético del yeso, transformándose en anhidrita al enterrarse, y posteriormente con el encajamiento del río Ebro, establecieron contacto estos materiales con aguas superficiales, rehidratándose y conformando yeso alabastrino más o menos puro (Mandado, 2018).



**Figura 7.7.** Morfologías contorsionadas en medios salinos continentales. A) Láminas contorsionadas de yeso lenticular (Galacho Juslibol). B) Morfologías contorsionadas en la laguna de La Playa (Bujaraloz) producidas por el crecimiento intersticial de cristales. C) Sección perpendicular de una de las láminas de yeso lenticular en Juslibol donde se aprecia el crecimiento de los cristales hacia arriba y hacia abajo; además de un nivel de “*hardground*” oxidado a techo. D) Pliegue del sedimento en la superficie de la laguna de La Playa (Bujaraloz).



**Figura 7.8.** Nódulo de alabastro con lutitas “discordantes” procedente del Galacho de Juslibol. A) Detalle del nódulo y las láminas lutíticas en lámina delgada (nicoles cruzados) donde se observa una expansión del primero de un 37% aprox., y la deformación de las lutitas que refleja un crecimiento sinsedimentario. B) Muestra de VISU de la muestra, donde se observa el nódulo creciendo deformando las láminas en etapas muy tempranas.

Pero en general, el patrón de anhidritización por enterramiento en los afloramientos de la zona de estudio, exceptuando Fuentes de Ebro, no encaja porque: 1) precipitación primaria de anhidrita, 2) hay tramos de yeso primario de precipitación directa todavía preservados. El alabastro, por tanto, en base a las observaciones tales como: el nódulo con láminas deformadas “discordantes” en el Galacho, las paleokarstificaciones en Gelsa, y los nódulos en Jaulín, concluimos que se forma en la sindiagénesis (tres primeros metros de enterramiento); exceptuando el caso de los macronódulos de Fuentes, donde el alabastro se formaría durante el desenterramiento actual entre 40-100 m de profundidad.

## 8. CONCLUSIONES

1) Establecemos varias secuencias tipo en litologías evaporíticas (evolución lateral y vertical de facies y estructuras sedimentarias) en el Valle Medio del Ebro.

2) Encontramos pruebas de precipitación de anhidrita primaria y posterior paso a yeso alabastrino en la sindiagénesis temprana dentro de huellas de retracción horizontales y subverticales en secuencias de suelos vérticos en facies detríticas distales/proximales (Botorrita).

3) Hemos establecido un modelo genético fiable para las laminitas contorsionadas en Juslibol.

4) Documentamos la presencia de nódulos de yeso alabastrino translúcido en dolomita en Jaulín, que interpretamos como un proceso diagenético temprano donde precipita anhidrita (en un medio necesariamente rico en materia orgánica, donde los geles orgánicos han de jugar un papel importante).

5) Hemos establecido el origen primario de los micronódulos enterolíticos de anhidrita y el origen anadiagenético de los macronódulos anhidríticos, así como el origen epidiagenético subactual (a profundidades de entre 50-100 m) de los nódulos alabastrinos por yesificación de estos últimos.

6) Hemos probado el origen sindiagenético de los nódulos pequeños en toda la zona estudiada, y meganódulos de Gelsa.

7) La presencia de hexahidrita, demuestra una semejanza con los procesos en la cuenca de Calatayud.

8) Demostramos que las condiciones sindiagenéticas para revertir a la anhidrita en yeso en Fuentes de Ebro se dieron con baja intensidad. En esta zona geográfica no existió yesificación completa sino parcial.

## **9. AGRADECIMIENTOS**

En primer lugar agradecer a Héctor Gil su inestimable ayuda tanto en campo como gabinete. También agradecer a Bea Bádenas y Concha Arenas su ayuda con las rocas carbonatadas. Así como a Quique, Teresa, Felipe, y Manolo por su ayuda y consejos. A Alfonso Yuste por sus consejos y ayudas constantes. Mención especial a mis compañeros y amigos Cristina, David, Lourenço, y Marcel por los buenos ratos de ocio, consejos y ánimos. Y por supuesto a mi tutor Pep por sus enseñanzas y consejos.

## **10. BIBLIOGRAFÍA**

-Arenas, C. y Pardo, G. (1999): Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 127-148.

-Audétat, A., Pettke, T., y Dolejs, D. (2004): Magmatic anhydrite and calcite in the ore-forming quartz-monzodiorite magma at Santa Rita, New Mexico (USA): Genetic constraints on porphyry-Cu mineralization. *Lithos*, 72: 147-161.

-Birnbaum, S. J. (1976): Non-Marine Evaporite and Carbonate Deposition, Ebro Basin, Spain. Tesis Doctoral, Univ. Cambridge, 148 p.



-Boggs, S. (2006) Principles of sedimentology and stratigraphy. Upper Saddle River, N.J, Prentice Hall, 662 p.

-Cody, R. D. (1979): Lenticular gypsum: occurrences in nature and experimental determinations of effects of soluble green plant material on its formation. *J. Sed. Petrol.*, 49 (3): 1015-1028.

-Curtis, R., Evans, G., Kinsman, D.J.J. y Shearman, D.J. (1963): Association of dolomite and anhydrite in the recent sediments of the Persian Gulf. *Nature*, 197: 679–680.

-Dunham, R.J. (1962). Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In, W.E. Hamm (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks, A Symposium*. American Association of Petroleum Geologists: 108-121.

-Fairbridge, R. W. (1967): Phases of Diagenesis and authigenesis. *Developments in Sedimentology*, 8: 10-20.

-Folk Robert, L. (1962). Spectral Subdivision of Limestone Types. Book Title: *M 1: Classification of Carbonate Rocks—A Symposium*: 62-84.

-García Veigas, J. (1997): First continental evaporitic phase in the South Pyrenean central area: Tresp Gypsum (Garumn facies, Upper Paleocene; Allochthonous Zone). In: *Sedimentary Deposition in Rift and Foreland Basins in France and Spain, Paleogene and Lower Neogene* (Eds. G. Busson and B. Ch. Schreiber), Columbia University Press, New York: 335-342.

-González Lasala, J. (1854): Noticia sobre la explotación del Sulfato Sódico en Calatayud. *Revista Minera*, 5: 724-727.

-Handford, C. R. (1982): Facies anatomy of a Holocene continental sabkha: Bristol Dry Lake, California. *Sedimentology*, 29: 239-253.

-Hardie, L. A. (1967): The Gypsum-Anhydrite Equilibrium at One Atmosphere Pressure. *The American Mineralogist*, 52: 171-200.

-Hardie, L. A., Smoot, J. P., y Eugster, H. P. (1978): Saline lakes and their deposits: A sedimentological approach. In: Matter A and Tucker ME (eds.). *Modern and Ancient Lake Sediments, Special Publication*, vol. 2. International Association of Sedimentologists, Oxford, 7-41.

-Holliday, D. W. (1970): The petrology of secondary gypsum rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 734-744.

-Kinsman, D.J.J. (1976): Evaporites: relative humidity control of primary mineral facies. *J. Sediment. Petrol.*, 46: 273-279

- Mandado, J. (1987): Litofacies yesíferas del sector aragonés de la cuenca terciaria del Ebro. Petrogénesis y Geoquímica. Tesis Doctorado Universidad de Zaragoza.: 443 p.
- Mandado, J. (2018): Texturas alabastrinas del Terciario en el Valle del Ebro. En: El alabastro: usos artísticos y procedencia del material: actas I Congreso Internacional / Carmen Morte García, coordinadora. Zaragoza: Prensas de la Universidad de Zaragoza: 127-134.
- Mandado, J. y Tena, J. (1980): Moldes de cristales tolva de halita como proceso diagenético en la serie evaporítica de Remolinos (Zaragoza). Inst. Inv. Geol., Barna, 34: 187-194.
- Martín Donayre, F. (1874): Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza. Mem. Com. Mapa Geol. España: 1-126.
- Morales, J. (2013): Interacción de anhidrita (CaSO<sub>4</sub>) con soluciones acuosas: cristalización y relevancia medioambiental. Facultad de Ciencias Geológicas, departamento de Cristalografía y Mineralogía. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 190 pp.
- Muñoz, A. (1991): Análisis tectosedimentario del Terciario del sector occidental de la Cuenca del Ebro (La Rioja). Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 347 p.
- Murray, R.C. (1964) Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. Journal of Sedimentary Research, 34: 512-523.
- Ortí, F. (1977): Aproximación al estudio petrográfico de las microestructuras de las rocas de yeso secundario y a su origen. Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas, 32: 87-152.
- Ortí, F. (1987): La zona de Villel-Cascante-Javalambre. Introducción a las formaciones evaporíticas y al volcanismo jurásico. En: "XXI Curso de Geología Práctica de Teruel", Gutiérrez-Eloraza, M. y Meléndez, A. (Eds.): 56-95.
- Ortí, F. (1989): Evaporites in Spain: marine vs continental deposition. 28th International Geological Congress, Washington, Abstracts, Vol.2: 553-554.
- Ortí, F. (1990): Las formaciones evaporíticas del Terciario continental de la zona de contacto entre la Cuenca del Ebro y los Catalánides. In: Ortí, F., Salvany, J. M. (eds.). Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante. Barcelona, ENRESA-Universidad de Barcelona, 70-75.
- Ortí, F. (1992): Diagénesis en las evaporitas continentales del Terciario peninsular ibérico. III Congr. Geol. España, Salamanca, Simp, 1, 118-127.

-Ortí, F. (1997a): Evaporite Sedimentation in the South Pyrenean Foredeeps and the Ebro Basin During the Tertiary: A General View. In: Busson, G., Scheiber, B. C. (eds.). *Sedimentary Deposition in Rift and Foreland Basins in France and Spain*. New York, Columbia University Press, 319-334.

-Ortí, F. (1997b): Continental Evaporitic Sedimentation on the South East Border of the Ebro Basin (Catalanides) During the Paleocene to Lower Oligocene. In: Busson, G., Schreiber, B. C. (eds.). *Sedimentary Deposition in Rift and Foreland Basins in France and Spain*. New York, Columbia, University Press. 388-396.

-Ortí, F. (2000): Unidades glauberíticas del Terciario ibérico: nuevas aportaciones. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13: 227-249.

-Ortí, F. (2010): Evaporitas: introducción a la sedimentología evaporítica. En: *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria: 46 (Textos Universitarios; Alfredo Arche, eds.)*. CSIC, Madrid, 675-770.

-Ortí, F. y Pueyo, J. J. (1977): Asociación halítica bandeada-anhidrita nodular del yacimiento de Remolinos, Zaragoza (Sector Central de la Cuenca del Ebro). *Inst. Inv. Geol. Barna*, 32: 167-202.

-Ortí, F. y Rosell, L. (1994): Origen glauberítico del cuerpo central de los yesos de Calatayud. *II Congreso del Grupo Español del Terciario. Comunicaciones*: 255-258.

-Ortí, F. y Rosell, L. (1998): Unidades evaporíticas de la Cuenca de Calatayud (Mioceno inferior-medio, Zaragoza). *Geogaceta*, 23: 111-114.

-Ortí, F., y Rosell, L. (2000): Evaporative systems and diagenetics patterns in the Calatayud Basin (Miocene, central Spain). *Sedimentology*, 47: 664-685.

-Ortí, F. y Salvany, J. M. (1991): Depósitos de glauberita en España: aspectos sedimentológicos y petrológicos generales. En: J.J.Pueyo (ed.), *Génesis de formaciones evaporíticas, modelos andinos e ibéricos*. Universitat de Barcelona: 193-230.

-Ortí, F., Rosell, L., y Anadón, P. (2003): Deep to shallow lacustrine evaporites in the Libros Gypsum (southern Teruel Basin, Miocene, NE Spain): an occurrence of pelletal gypsum rhythmites. *Sedimentology*, 50: 361-386.

-Ortí, F., Rosell, L., Fallick, A. E., y Utrilla, R. (1994): Yesos de Calatayud: aplicación del estudio de facies y geoquímica de sulfatos al conocimiento de un sistema evaporítico. *Geogaceta*, 15: 74-77.

-Ortí, F., Rosell, L., Inglès, M., y Playà, E. (2007): Depositional models of lacustrine evaporites in the SE margin of the Ebro Basin (Paleogene, NE Spain). *Geologica Acta*, 5: 19-34.

-Ortí, F., Rosell, L., Playà, E., y García-Veigas, J. (2010): Large gypsum nodules in the Paleogene-Neogene evaporites of Spain: distribution and significance. *Geol. Q.*, 54: 411-422.

-Ortí, F., Rosell, L., Playà, E. y Salvany, J. M. (2012): Meganodular anhydritization: a new mechanism of gypsum to anhydrite conversion (Palaeogene–Neogene, Ebro Basin, North-east Spain). *Sedimentology* 59 (4): 1257-1277.

-Ortí, F., Salvany, J. M., Rosell, L., Inglés, M. (1989): Sistemas lacustres evaporíticos del Terciario de la Cuenca del Ebro. *Geogaceta*, 5: 103-104.

-Pueyo, J. J. (1980): Procesos diagenéticos observados en las lagunas tipo playa de la zona Bujaraloz-Alcañiz (provincias de Zaragoza y Teruel). *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas*, 34: 195-207.

-Quirantes, J. (1978): Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros. Inst. Fernando el Católico. Tesis Doctoral. CSIC, 200 pp.

-Rodríguez Aranda, J. P. (1995): Sedimentología de los sistemas de llanura lutítica-lago salino del Mioceno en la Zona oriental de la Cuenca de Madrid (Tarazon-Auñón). Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 474 p

-Romero, J. (1924): Las sales alcalinas de las provincias de Zaragoza y Huesca. *Bol. Min. Metal.*, 91: 1187-1290.

-Royo, J. (1922): El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica. *Com. Inv. Pal. Y Preh.*, mem. 30, serie Pal. 5.

-Royo, J. (1926): Tectónica del Terciario continental Ibérico. *Bol. Inst. Geol. De España*, 47: 131-168.

-Rosell, L. y Ortí, F. (1992): Geochemical characteristics and facies analysis of a miocene lacustrine gypsum deposit (Calatayud Basin, Zaragoza, Spain). *Abstracts IGCP-324 GLOPALS, Annuals Meeting, Madrid*: 39-41.

-Salvany, J. M. (2009): Geología del yacimiento glauberítico de Montes de Torrero (Zaragoza). *Prensas Universitarias de Zaragoza, Colección Ciencias n°9*, 80 p.

-Salvany, J. M. y Ortí, F. (1994): Sedimentology and Geochemistry of modern and ancient Saline Lakes (R. W. Renault and W. M. Last, Eds.). *S.E.M.P. Special Publication*, 50: 201-215.

-Salvany, J. M., García-Veigas, J., y Ortí, F. (2007): Glauberite-halite association of the Zaragoza Gypsum Formation (Lower Miocene, Ebro Basin, NE Spain). *Sedimentology*, 50: 443-467.

- Salvany, J. M., Muñoz, A., Pérez, A. (1994): Nonmarine evaporitic sedimentation and associated diagenetic processes of the south western margin of the Ebro Basin (Lower Miocene), Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 64 (2): 190-203.
- Sánchez-Moral, S, Hoyos, M., Ordóñez, S., García del Cura, M. A., y Cañaveras, J. C. (1993): Génesis de Epsomita infiltracional por dedolomitización en ambiente sulfatado árido. Eflorescencias en la Unidad Inferior evaporítica de la Cuenca de Calatayud. V Congr. Geoquim. España, Soria, 24-29.
- Sanz-Rubio, E. (1999): Análisis de los sistemas deposicionales carbonáticos y evaporíticos del Neógeno de la Cuenca de Calatayud (provincia de Zaragoza). Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 579 p.
- Shearman, D. J. (1966): Origin of marine evaporites by diagenesis. *Trans. Inst. Min. Metall.*, 75: 207–215.
- Soler, M. y Puigdefabregas, C. (1970): Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental. *Pirineos*, 96: 5-20.
- Utrilla, R. (1989): Les composicions isotòpiques ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{34}\text{S}$ ) del sulfat, com a indicadors de l'origen de les evaporites del Mesozoic i del Cenozoic de la Península Ibèrica i les illes Balears. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 276 p.
- Utrilla, R., Ortí, F., Pierre, C., Pueyo, J. J. (1991): Composición isotópica de las evaporitas terciarias continentales de la Cuenca del Ebro: relación con los ambientes deposicionales. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4 (3-4): 353-360.
- Torrescusa, S. y Klimowitz, J. (1990): Contribución al conocimiento de las evaporitas miocenas (Fm. Zaragoza) de la Cuenca del Ebro. En: Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante (Ortí, F. y Salvay, J. M. (eds.)). ENRESA, Universitat de Barcelona, 120-122.
- Warren, J.K. (2016) *Evaporites: A Geological Compendium. Second Edition*, Springer, Berlin, 1813 p.