



UN PASEO POR EL JURÁSICO DE LA PROVINCIA DE GUADALAJARA ENTRE PELEGRINA Y FUENTELESAZ

María José Comas-Rengifo¹, Antonio Goy¹, Ana Rodrigo² y Soledad Ureta¹

¹ DPTO.-UEI DE PALEONTOLOGÍA, UCM-CSIC. FACULTAD DE CC GEOLÓGICAS, JOSÉ ANTONIO NOVAIS, 2, E-28040 MADRID, ESPAÑA. mjco-mas@geo.ucm.es, angoy@geo.ucm.es, solureta@geo.ucm.es

² MUSEO GEOMINERO, IGME, Ríos Rosas 23, E-28003 Madrid, España. a.rodrigo@igme.es

1. INTRODUCCIÓN

Esta excursión enmarcada en las actividades de carácter geológico del «XV Simposio sobre Enseñanza de la Geología» va a discurrir por una parte del sector central de la Cordillera Ibérica, en la que pueden verse materiales y fósiles del Jurásico.

2. OBJETIVOS

Tiene como objetivo principal reconocer la bioestratigrafía y los cambios sedimentarios correspondientes a las transgresiones y regresiones marinas que tuvieron

lugar durante el Jurásico Inferior y Medio, en un área donde la sucesión de fósiles nectónicos y bentónicos ha permitido establecer una biocronoestratigrafía precisa.

3. MARCO GEOLÓGICO

La Cordillera Ibérica es una estructura alpina, parcialmente arrasada, situada en el E de la Península Ibérica, en el antepaís de los Pirineos y de la Cordillera Bética (Fig. 1). Es una cadena con tegumento potente y cobertera que presenta un grado de deformación moderado, con una esquistosidad alpina muy escasa y apenas metamorfismo.

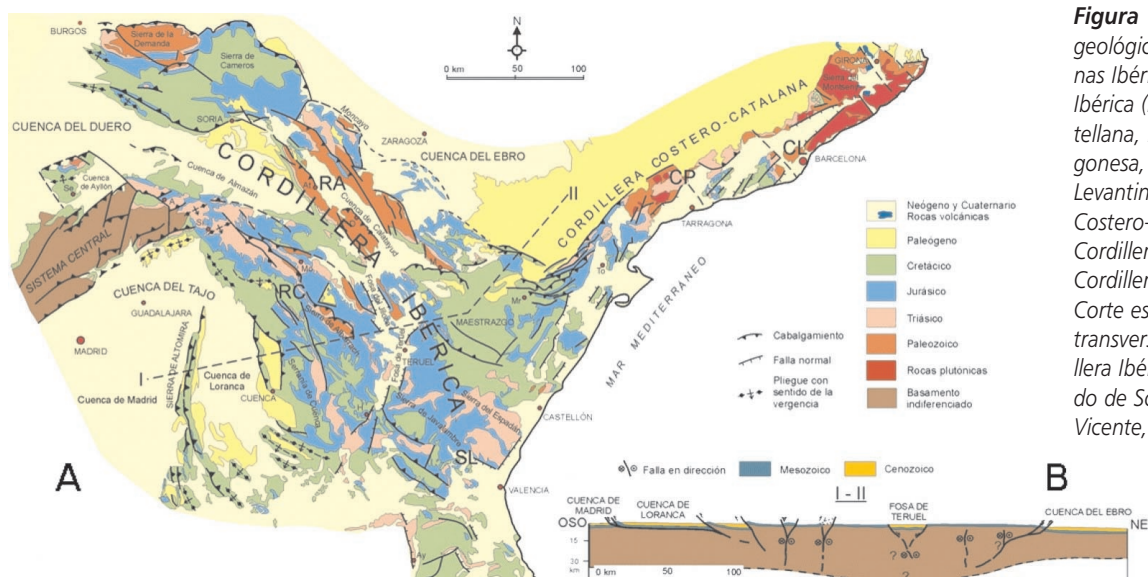


Figura 1. A) Esquema geológico de las Cadenas Ibéricas. Cordillera Ibérica (RC: Rama Castellana, RA: Rama Aragonesa, SL: Sector Levantino). Cordillera Costero-Catalana (CL: Cordillera Litoral, CP: Cordillera Prelitoral). B) Corte esquemático y transversal de la Cordillera Ibérica (modificado de Sopena y De Vicente, 2004).



El registro estratigráfico es muy amplio abarcando desde el Precámbrico hasta el Cuaternario. Sin embargo lo que otorga el rasgo esencial a esta cordillera es la existencia de una potente serie sedimentaria del Pérmico Superior y sobre todo del Mesozoico (Sopeña y De Vicente, 2004). De acuerdo con estos autores, en ella pueden distinguirse un basamento pre-pérmico, que acomoda una importante deformación cenozoica y los niveles de despegue más profundos, un tegumento hasta las margas yesíferas del Triásico Superior (Keuper) y una cobertera post-Noriense.

La acumulación de sedimentos del Pérmico y del Mesozoico, en esta cordillera, está condicionada por sucesivos episodios de tectónica extensional, relacionados con la expansión del Tethys hacia occidente y con la apertura del Atlántico Norte, lo que condujo a un sistema de rifts mesozoicos. Los dos momentos de mayor actividad de la extensión tuvieron lugar durante el Pérmico-Triásico Inferior y durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

El contexto paleogeográfico, la estratigrafía de secuencias y las condiciones paleoambientales durante el Jurásico Inferior han sido descritas en otro capítulo de este libro (Gómez y Canales, 2008).

4. ITINERARIO

Esta excursión va a discurrir por una parte del sector central de la Cordillera Ibérica, relativamente cercana a Madrid, en la que pueden verse materiales y fósiles del Mesozoico (Fig. 2). Se mostrarán materiales del Triásico (terrágenos del Carniense-Noriense y carbonatados del Noriense-Rhaetiense) y del Jurásico en la región de Pelegrina (Guadalajara), prestando una especial atención a las variaciones de espesor y facies del Jurásico Inferior y del Aalenense en los afloramientos de Pelegrina, Turmiel y Fuentelsaz, dentro de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

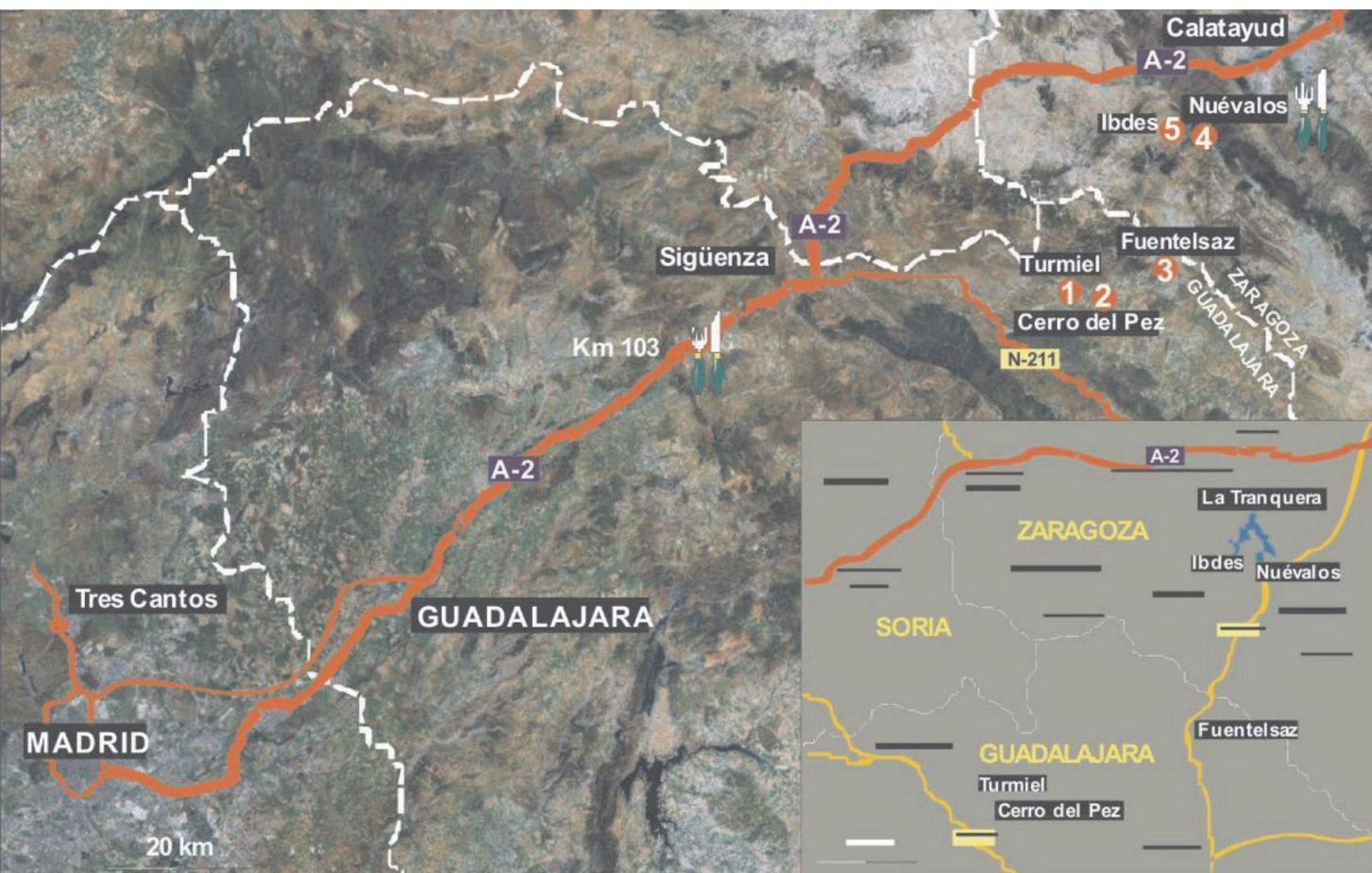


Figura 2. Itinerario de la excursión con las correspondientes paradas (1-5).

Parada 1. El Triásico Superior y el Jurásico Inferior en la Hoz de Pelegrina

Localización

En las inmediaciones de Pelegrina el río Dulce y su afluente el Barranco de las Varenosas excavan sus cauces en rocas del Mesozoico. Los materiales más anti-

guos que nos vamos a encontrar en nuestro recorrido pertenecen al Triásico Superior, Keuper, constituido por arcillas con yesos que incluyen aragonitos y jacintos de compostela. Sobre ellos se dispone una potente serie de materiales carbonáticos del Triásico terminal y del Jurásico Inferior, que son cortados por el río Dulce dando lugar a la espectacular garganta que se observa al Sur del pueblo de Pelegrina (Fig. 3).

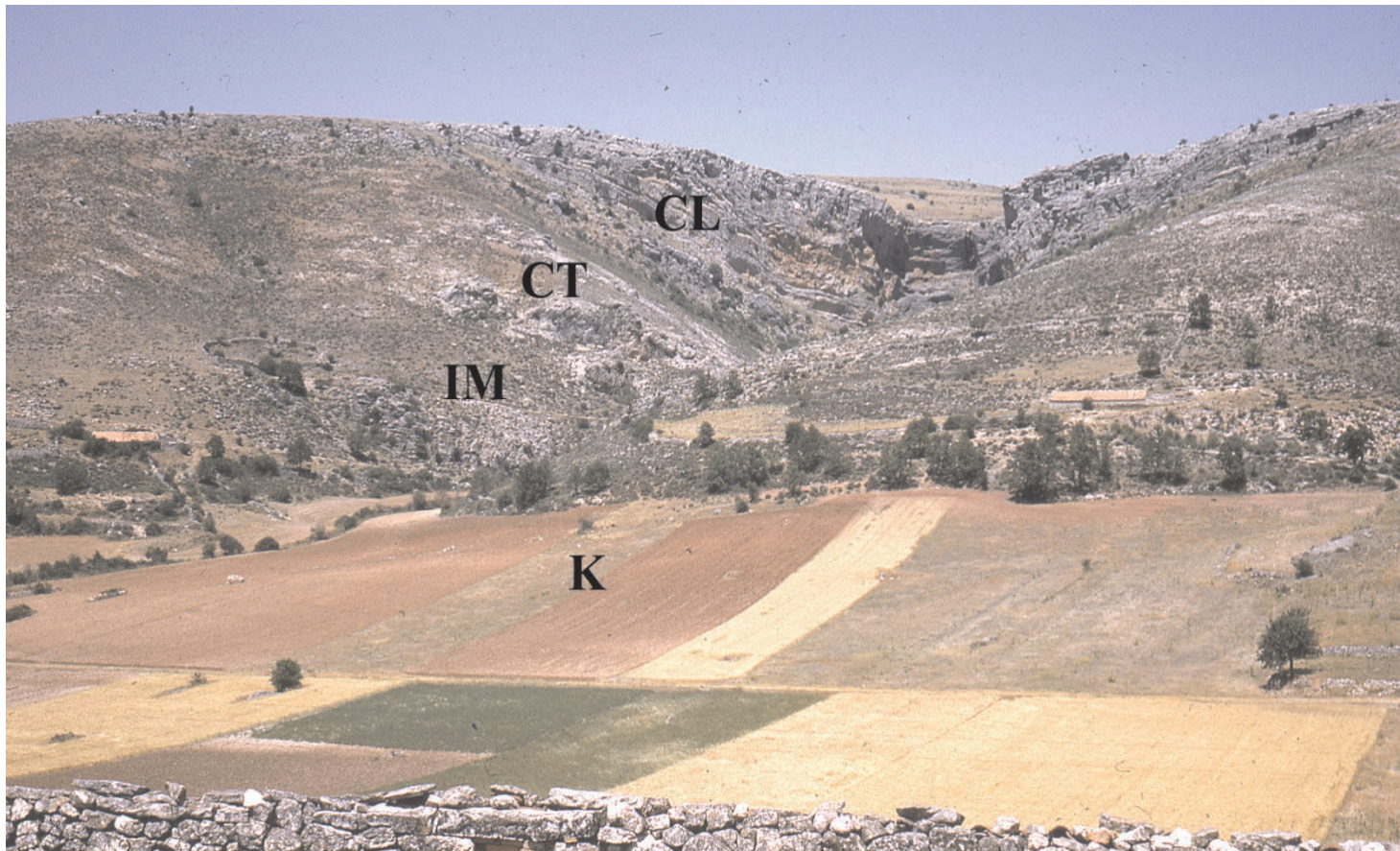


Figura 3. Detalle de las formaciones del Grupo Renales. En primer término los materiales del Keuper. Sobre ellos se aprecian las formaciones Imón, Cortes de Tajuña y la parte inferior de Cuevas Labradas.

Descripción

Desde la década de los 70, los materiales carbonáticos del Triásico terminal y del Jurásico Inferior de la Cordillera Ibérica han sido agrupados en secuencias y unidades litoestratigráficas que tienen sus localidades tipo en las provincias de Guadalajara y Soria (Fig. 4). Se dis-

tinguen dos unidades mayores: el Grupo Renales, con formaciones dolomíticas y calizas, y el Grupo Ablanquejo, con formaciones margosas y calizas.

A continuación, de una manera sucinta, se exponen las características litológicas de estas unidades, así como el contenido fósil más representativo de las mismas.

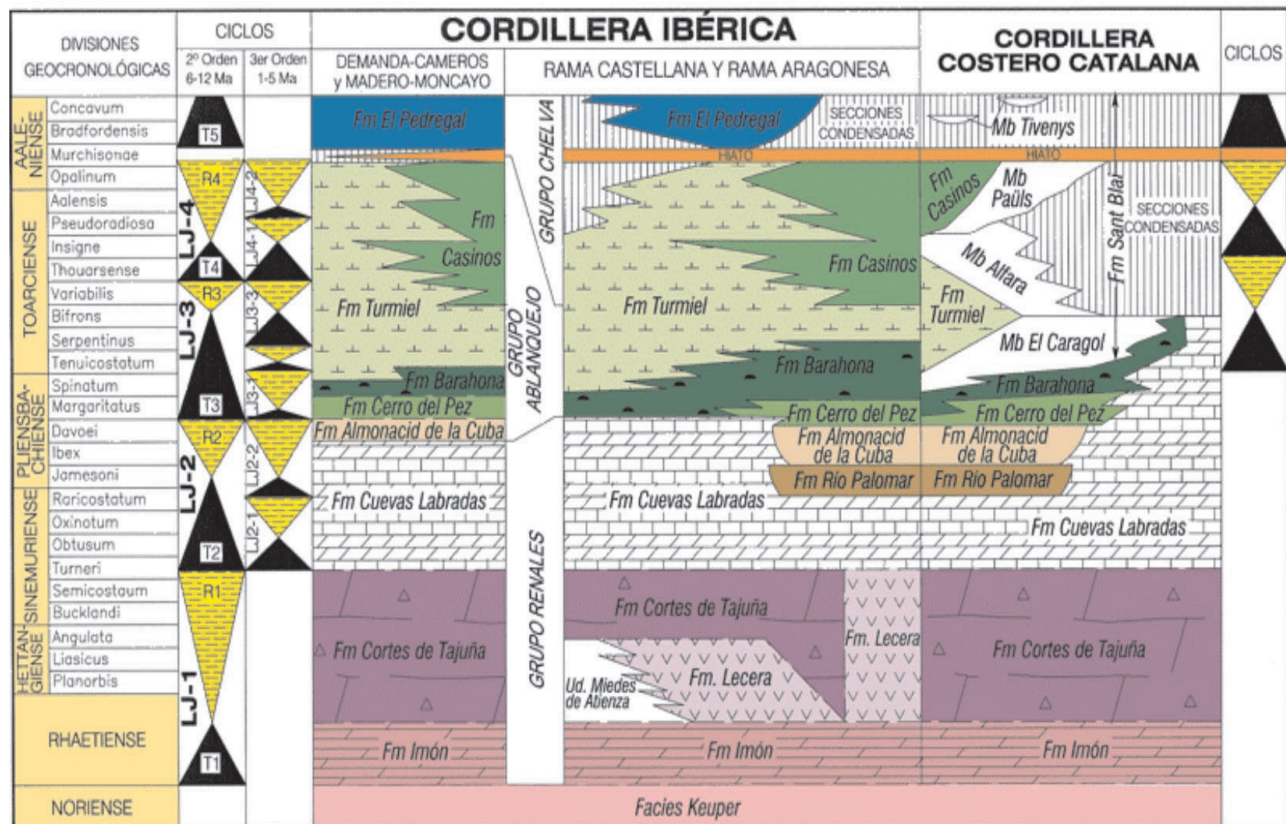


Figura 4. Distribución de las unidades litoestratigráficas y ciclos del Jurásico Inferior reconocidos en la Cordillera Ibérica y Costero-Catalana (Gómez y Goy, 2004, 2005).

Grupo Renales Goy, Gómez y Yébenes, 1976

Unidad carbonática situada sobre el Keuper y formada por dolomías, carniolas y calizas, con escasas intercalaciones margosas. Comprende tres formaciones: Imón, Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas (Fig. 3).

Contenido fósil: En general los fósiles son escasos. La Formación Imón ha podido ser datada con bivalvos, foraminíferos y palinomorfs como perteneciente al Triásico Superior (Noriense-Rhaetiense). La Formación Cortes de Tajuña incluye muy pocos fósiles de invertebrados y ha sido datada con palinomorfs como Triásico Superior (Rhaetiense)-Jurásico Inferior (Sinemuriense), y la Formación Cuevas Labradas ha podido ser datada con braquiópodos y ammonites como Jurásico Inferior (Sinemuriense superior-Pliensbachiense inferior).

Formación Dolomías tableadas de Imón

Está constituida por dolomías, en ocasiones oolíticas, que se disponen bien estratificadas. Algunas veces

presentan laminaciones y en la parte superior se encuentran niveles fosilíferos. Tiene una amplia distribución geográfica en todo el E de España. El espesor es relativamente constante, siendo lo más frecuente que varíe entre 20 y 30 m.

Contenido fósil: Los invertebrados son escasos, habiéndose citado la presencia de bivalvos y gasterópodos cerca del techo de la unidad, en localidades de las Cordilleras Ibérica y Costero Catalana. Los más representativos son *Rhaetavicula*, *Neoschizodus* y *Protocardia*, entre otros, que están presentes en Renales muy cerca de la región que visitamos. Esta asociación es conocida en materiales del Rhaetiense de numerosas localidades alpinas (Goy y Márquez-Aliaga, 1998).

Formación Carniolas de Cortes de Tajuña

Se trata de una alternancia de arcillas y dolomías que pasan en la vertical a calizas y dolomías masivas o mal estratificadas. En el área de Pelegrina se distinguen dos miembros: 1) Brechas margosas, que es un tramo poco



competente respecto a la erosión, constituido por arcillas con intercalaciones calco-dolomíticas y que en esta región no suele sobrepasar los 20 m; 2) Carniolas, que está formado por calizas y dolomías, de aspecto masivo, con tonalidades rojizas o amarillentas, estratificadas en la parte superior (Fig. 5). El espesor es muy variable, pudiendo alcanzar en superficie valores próximos a los 120 m. Esta unidad, tal como ha sido descrita, no se reconoce en los sondeos profundos. En ellos, sobre la Formación Imón, del Triásico Superior, se sitúa un potente conjunto de anhidritas y otras sales con intercalaciones de rocas carbonáticas que representan el equivalente inalterado de una parte de la Formación Cortes de Tajuña (Formación Lécera Gómez y Goy, 1998).

Contenido fósil: Los invertebrados son escasos, habiéndose citado la presencia de bivalvos y gasterópodos con mala conservación, que no permiten una datación fiable. En la base de la Formación Cortes de Tajuña se han obtenido asociaciones palinológicas con elementos típicos del Triásico Superior (Rhaetiense) y en la base del Miembro Carniolas asociaciones palinológicas propias del Hettangiense. En consecuencia, es probable que el límite entre los sistemas Triásico y Jurásico se sitúe en el interior de esta formación (Gómez *et al.*, 2007).



Figura 5. Panorámica de la Hoz del río Dulce desde el Mirador de Félix Rodríguez de la Fuente. A la derecha y en el fondo del valle, se distinguen las carniolas de la Formación Cortes de Tajuña y sobre estas las calizas tableadas de la Formación Cuevas Labradas. Al fondo, a la izquierda, pueden verse los niveles margosos de la Formación Cerro del Pez.

Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas

Está constituida por calizas y dolomías estratificadas en capas de espesor variable. En el área de Pelegrina se

distinguen dos miembros: 1) Calizas y dolomías microcristalinas con aspecto tableado que dan un fuerte resalte y tienen un espesor de, al menos, 50 m; 2) Dolomías, calizas y margas verdes, en capas de espesor desigual, que incluyen niveles de margas en la mitad superior del miembro. Terminan con una o más superficies ferruginizadas que incluyen ostreidos. El espesor estimado es próximo a los 45 m.

Contenido fósil: En el miembro inferior los invertebrados son relativamente escasos y entre ellos se pueden destacar los braquiópodos que proceden de niveles situados en la base del miembro, encontrados en el área de Olmedillas (Sigüenza): *Cuersithyris*, *Gibbirhynchia*, *Zeilleria (Cincta)*, *Squamirhynchia*, *Tetrarhynchia* y *Lobothyris*. A unos 30 m por encima se localizan niveles de conchas fragmentadas de braquiópodos (Figs. 6 A-C), que pueden verse en la Hoz del río Dulce al pie de la carretera que conduce a Pelegrina, algo antes de llegar al mirador. Se han podido reconocer *Spiriferina*, *Cuneirhynchia*, *Piarorhynchia* y *Squamirhynchia*. Estas dos asociaciones son típicas del Sinemuriense superior-Pliensbachiense inferior y lo más probable es que la segunda corresponda al Pliensbachiense inferior. Los ammonoideos son muy escasos: se han obtenido *Radstockiceras* en niveles situados entre las asociaciones de braquiópodos y *Uptonia* en los niveles superiores. En el miembro superior de la formación, los fósiles de invertebrados son todavía más escasos, habiendo sido citados *Productylioceras* y *Aegoceras* en áreas próximas de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Ambos géneros son característicos de los niveles más altos del Pliensbachiense inferior.

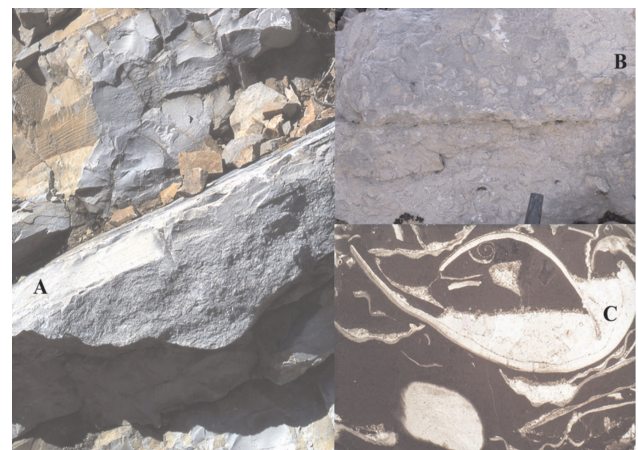


Figura 6. Detalle de los niveles con concentraciones de braquiópodos del miembro inferior de la Formación Cuevas Labradas. A) vista de un nivel canalizado; B y C) vista de las conchas fragmentadas en el campo y en lámina delgada, respectivamente.



Grupo Ablanquejo Goy, Gómez y Yébenes, 1976

Este grupo se compone de dos unidades margosas: Formación Cerro del Pez y Formación Turmiel, separadas por una unidad carbonática, la Formación Barahona.

Contenido fósil: Los invertebrados son muy abundantes en las tres formaciones. Se puede destacar la presencia de ammonoideos, braquiópodos, belemnítidos y bivalvos, pero también son frecuentes los gasterópodos, equinodermos, corales y otros grupos. Las formaciones Cerro del Pez y Barahona son de edad Pliensbachiense, si bien la parte más alta de la Formación Barahona puede ser Toarciense inferior. La Formación Turmiel es, en su totalidad, de edad Toarciense.

Las características litoestratigráficas de detalle de las unidades del Grupo Ablanquejo se verán en la parada siguiente.

Parada 2. El Pliensbachiense y el Toarciense en Turmiel

La existencia de sedimentos del Jurásico Inferior muy fosilíferos, al NO de Molina de Aragón, es conocida desde el siglo XVIII. Torrubia (1754) cita por primera vez en España fósiles jurásicos procedentes de varias localidades de esta región. En el texto de su obra hace referencia a la localidad de Turmiel, pero no figura ningún fósil de ella. También los autores del siglo XIX citan numerosos fósiles procedentes sobre todo de Anchuela del Campo, sin referirse a la cercana localidad de Turmiel de similar riqueza fosilífera y con secciones más representativas. De Verneuil y Collomb (1853) y Mallada (1885) consideran esta región como una de las más ricas en fósiles de invertebrados, y hacen referencia o describen numerosas especies de ammonoideos, bivalvos, braquiópodos, equinodermos, etc. Así por ejemplo, la especie *Telothyris jauberti* (Deslongchamps), conocida en todo el margen O del Tethys, fue descrita con ejemplares recogidos por De Verneuil y Collomb (1853) en materiales toarcienses de Anchuela del Campo.

Tricalinos (1928) es el primer autor que publica un estudio estratigráfico del Jurásico Inferior y Medio de Turmiel. Realiza dos perfiles detallados, incluye en su obra una lista bastante extensa de fósiles del Pliensbachiense, Toarciense y Aalenense y utiliza como referencia las divisiones bioestratigráficas propuestas por Dereims (1898) para el bajo Aragón.

En una etapa más reciente, Goy (1974), Goy y Robles (1975), Goy *et al.* (1976), Yébenes *et al.* (1978)

y Comas-Rengifo (1982), estudian el Jurásico inferior y el Aalenense, diferenciando varias unidades litoestratigráficas. Eligen dos secciones situadas a 1,5 y 0,5 km al E de Turmiel como localidades tipo de la Formación Cerro del Pez y de la Formación Turmiel, respectivamente, y establecen con detalle la sucesión de ammonoideos y de braquiópodos.

En la región de Turmiel (Fig. 7) afloran los materiales de la parte superior del Grupo Renales y están bien representados los materiales del Grupo Ablanquejo. Dentro de este grupo los fósiles característicos suelen ser frecuentes, por lo que su datación puede realizarse de forma precisa.

Parada 2.1. La sección tipo de la Formación Cerro del Pez

Localización

Está situada a 1,5 km al E de Turmiel, junto al valle del río Mesa. En la actualidad, la carretera que une Turmiel con Anchuela del Campo dificulta la visión de los niveles basales de la Formación Cerro del Pez, con la que comienza el Grupo Ablanquejo. No obstante, puede verse que está constituida por 9,40 m de margas grises con intercalaciones de calizas margosas, que son más frecuentes hacia la parte superior de la unidad (Figs. 2, 7-9).

Descripción

Unidades litoestratigráficas

Formación Cerro del Pez

Se dispone sobre una superficie ferruginosa con la que termina la Formación Cuevas Labradas en la región. Está compuesta por una alternancia irregular de margas y margocalizas de tonos grises o beige, y de calizas normalmente «mudstone» o «wackestone», y ocasionalmente «packstone» o «grainstone» bioclásticos. En conjunto dominan los términos margosos, y las calizas suelen disponerse en capas finas o medias. Se organizan en parasecuencias de profundización y de somerización. El techo de las secuencias de somerización puede estar marcado por la presencia de «hard-grounds», costras ferruginosas y colonizaciones biogénicas. La sedimenta-

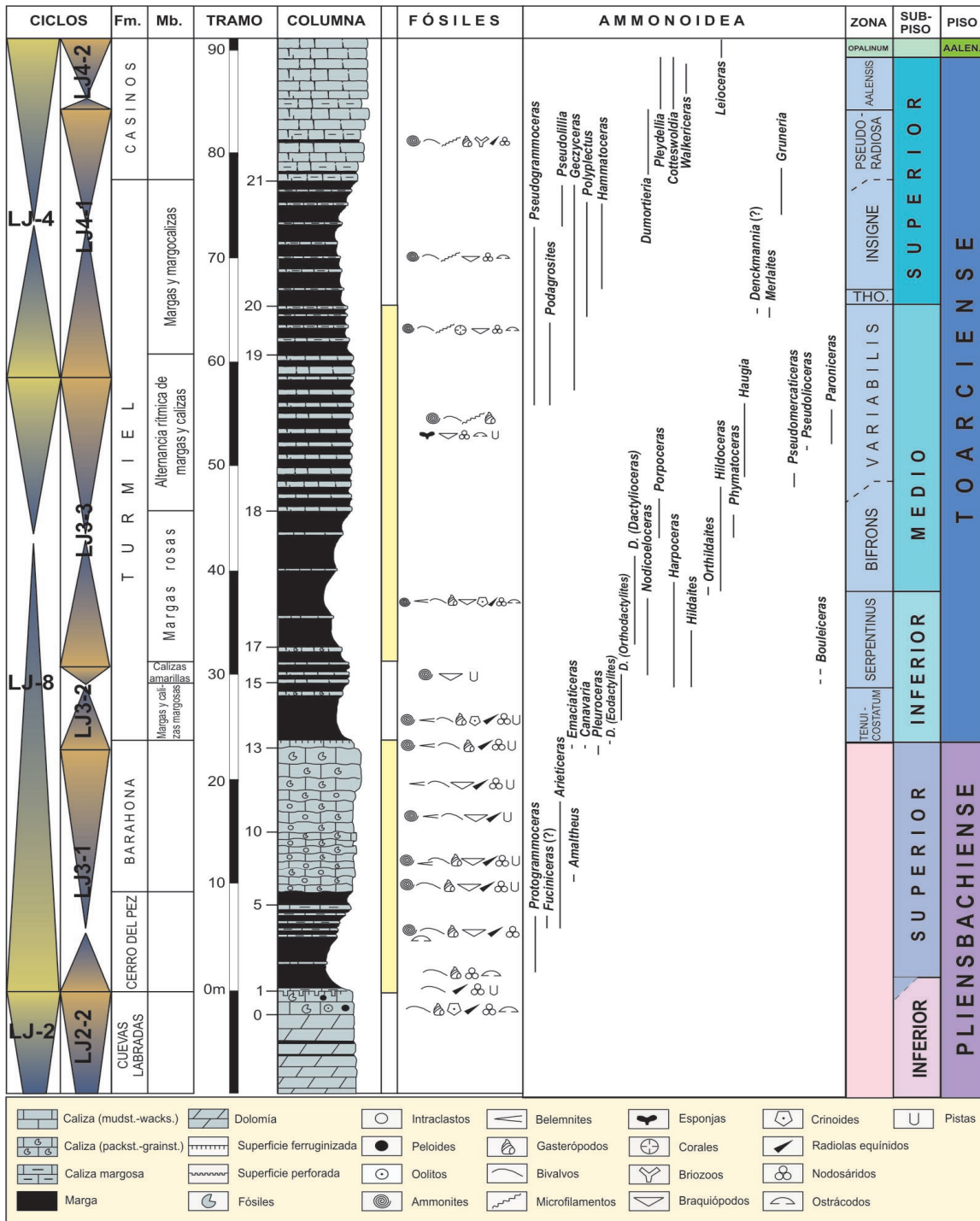


Figura 7. Columna estratigráfica del Grupo Ablaquejo en Turmiel. Se THO: Zona Thouarsense. De izquierda a derecha, ciclos de profundización-somerización, unidades litoestratigráficas, columna estratigráfica, contenido fósil y escala zonal de ammonites.

ción de esta unidad se ha llevado a cabo en una plataforma carbonática de baja energía normalmente situada por debajo del nivel de base del oleaje, aunque afectada ocasionalmente por las corrientes inducidas por las tempestades. Los fondos estaban colonizados por orga-

nismos bentónicos indicadores de salinidad normal y la plataforma estaba comunicada con el mar abierto, lo que permitía la entrada de conchas de ammonites. En el sector visitado el espesor varía entre 8 y 10 m.

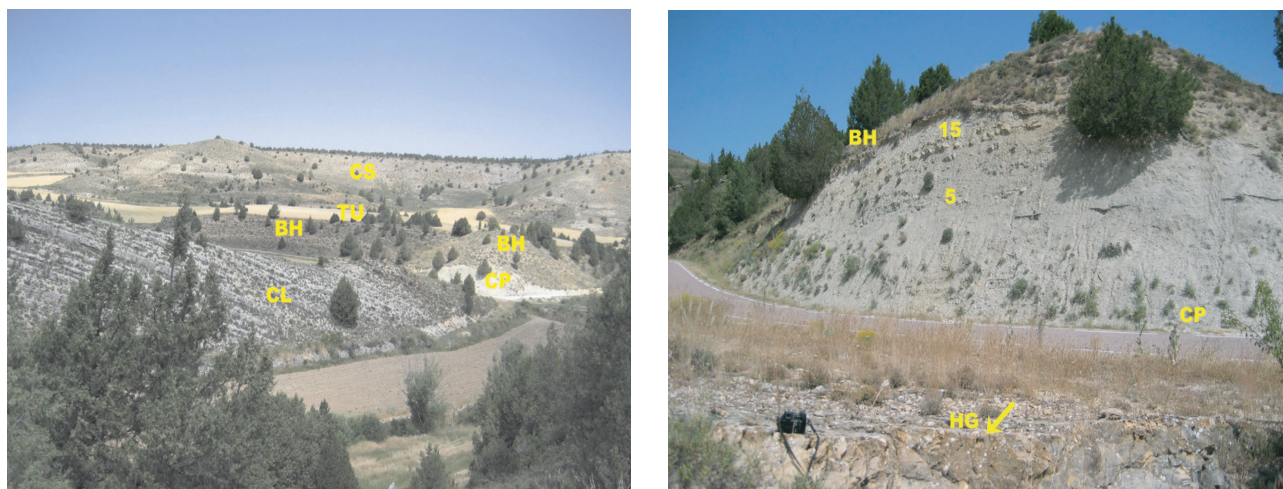


Figura 8. A) Vista general de los materiales de la parte superior del Grupo Renales: CL: Fm Cuevas Labradas y del Grupo Ablanquejo; CP: Fm Cerro del Pez, BH: Fm Barahona, TU: Fm Turmiel, CS: Fm Casinos. B) Detalle de la Fm Cerro del Pez en la localidad tipo: HG: «Hard-ground» de la parte superior de la Fm Cuevas Labradas. CP: Fm Cerro del Pez. BH: Fm Barahona.

Formación Barahona. Está constituida por calizas «wackestone» y «packstone» bioclásticas, y en menor proporción calizas «mudstone» y «grainstone» bioclásticas. A veces, en la parte inferior, se encuentran intercalaciones de margas grises o beigeas. Los carbonatos se disponen en capas que no suelen sobrepasar los 50 cm de espesor, con aspecto nodular. En la parte superior de la unidad y en el techo de ésta se encuentran «hard-grounds» con perforaciones biogénicas y costras ferruginosas. La unidad se organiza en secuencias de somerización estratocrecientes. Con frecuencia se encuentran «rills» bioclásticos intercalados, y la bioturbación es muy abundante. El techo de las secuencias suele estar marcado por la presencia de «hard-grounds» colonizados por organismos infaunales y costras ferruginosas. La sedimentación de esta unidad se ha llevado a cabo en ambientes submareales de una rampa de carbonatos de baja pendiente y de escasa profundidad, intensamente colonizada por organismos bentónicos propios de medios de salinidad normal, que estaba generalmente situada por debajo del nivel de base del oleaje, pero que con cierta frecuencia se veía afectada por eventos de alta energía inducidos por la acción de las tempestades. Esta energía fue capaz de generar y transportar los sedimentos bioclásticos con fango micrítico generando cuerpos de tipo bajo, alguno de los cuales pudo quedar sometido a la acción directa del oleaje, dando lugar de forma puntual a la existencia de ambientes playeros (Gómez, 1991). El espesor más común en la región varía entre 14 y 18 m.

Unidades bioestratigráficas

Los macrofósiles son abundantes y muestran una notable diversidad en ambas unidades. Destacan especialmente los bivalvos (*Pholadomya*, *Pleuromya*, *Pseudopecten*, *Plicatula*, *Gryphaea* y otros ostreidos, mitilidos, límidos, etc...) y los braquiópodos (*Liospiriferina*, *Gibbirhynchia*, *Lobothyris*, *Plesiothyris*, *Aulacothyris* y *Zeilleria*). También se han encontrado, aunque en menor proporción, gasterópodos, belemnites, ammonites y equinodermos.

Por su importancia bioestratigráfica se han estudiado de forma particular los ammonites y los braquiópodos (Fig. 9). Dentro del primer grupo, cabe destacar la presencia de *Protogrammoceras*, *Leptaleoceras* y *Arietoceras*. En localidades próximas también se han obtenido *Fucinoceras*, en los niveles basales, y *Amaltheus* en la parte superior de la formación. Aunque en esta localidad no se puede demostrar, es probable que la formación comience en la parte superior de la Zona Davoei del Pliensbachiense inferior (Comas-Rengifo *et al.*, 1999). La mayor parte corresponde a la Zona Stokesi definida en la Cordillera Ibérica (Goy, 1985) y la asociación de ammonoideos obtenida: *Protogrammoceras celebratum*, *P. cf. lusitanicum*, *Leptaleoceras cf. compressum*, *L. fieldingi*, *L. ugdulenai* y *Arietoceras cf. amalthei*, permite caracterizar la Subzona Celebratum de la biozonación ibérica, equivalente al horizonte homónimo de la escala estándar del NO de Europa (Meister *et al.*, 2006).

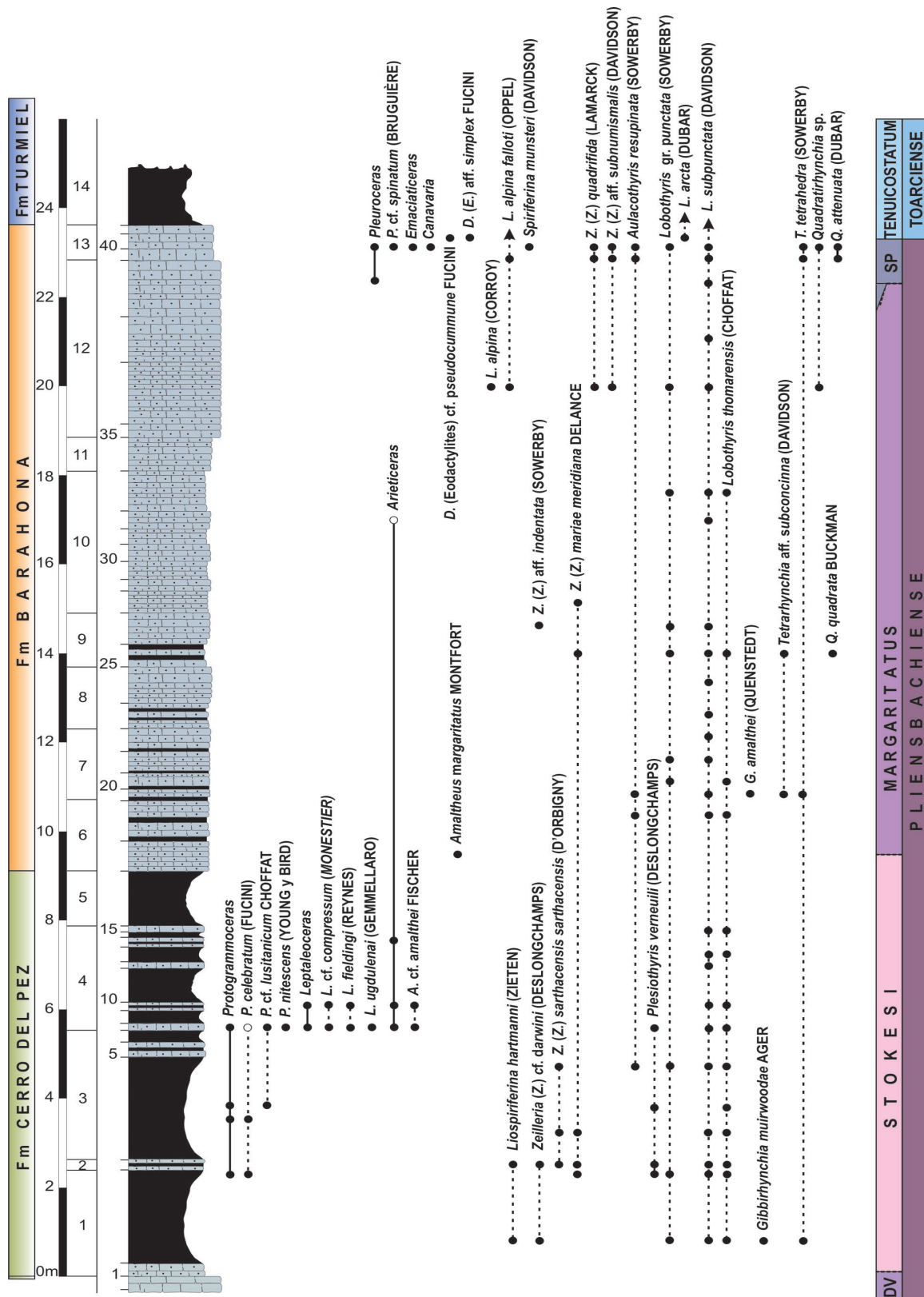


Figura 9. Columna estratigráfica y zonas de ammonites del Pliensbachense superior en la localidad tipo de la Fm Cerro del Pez (modificada de Yébenes et al., 1978 y Comas-Rengifo, 1982). DV: Zona Davoei. SP: Zona Spinatum.



Entre los braquiópodos, los terebratuláceos (51%) y los zeileriáceos (32,5%) son los que están mejor representados frente a los rinconélidos (11,5%) y los espiriferínidos (5%). Entre los primeros cabe destacar el género *Lobothyris* (*L. thomarensis*, *L. punctata*, *L. subpunctata*) y entre los segundos, el género monoespecífico *Plesiothyris* (*P. verneuili*), que es muy característico en toda la cuenca. Otros zeilleridos, como *Aulacothyris* y *Zeilleria*, son frecuentes pero menos abundantes. Por otra parte, el registro de espiriferínidos y rinconélidos es discontinuo en la Formación Cerro del Pez.

Estos sedimentos pasan progresivamente a Formación Barahona, en la que los niveles margosos se van haciendo cada vez menos potentes y las calizas aumentan en contenido bioclástico. Como puede observarse en las Figuras 7 y 9, las fósiles de braquiópodos continúan siendo frecuentes, aunque su registro es discontinuo y se observa un aumento en la diversidad de los rinconélidos respecto a la formación anterior.

En los últimos niveles bioclásticos crece la abundancia y la diversidad de los macrofósiles. Entre los ammonites, *Pleuroceras* cf. *spinatum*, *Emaciaticeras* sp. y *Canavaria* sp. son característicos de la Zona Spinatum (Subzona Hawskerense) del Pliensbachiense superior y *Dactylioceras* (*Eodactylites*) aff. *simplex* y *D. (E.)* cf. *pseudocommune* caracterizan la Zona Tenuicostatum (Subzona Mirabile) del Toarciense inferior. Entre los braquiópodos, se pueden destacar algunas especies que son muy características de la Cordillera Ibérica, como *Liospiriferina falloti*, *Zeilleria* (*Zeilleria*) *quadrifida* con sus dos morfotipos bicórneo y cuadrícórneo, *Aulacothyris resupinata* y *Quadratrhyynchia attenuata*.

Parada 2.2. La sección tipo de la Formación Turmiel

Localización

A 0,5 km al E de Turmiel se encuentra una exposición completa de todas las unidades del Grupo Ablanquejo (Figs. 2, 7). En esta parada sólo nos ocuparemos de la Formación Turmiel, ya que las dos primeras formaciones de este grupo se han visto en la parada 2.1.

Descripción

Unidades litoestratigráficas

Formación Turmiel

Está constituida por una alternancia irregular de margas y calizas. Las margas representan la mayor parte del volumen de la unidad. Entre las calizas dominan las calizas «mudstone», encontrándose en menor proporción calizas «wackestone», y calizas «packstone». Se disponen en capas de 10-20 cm de espesor más común, aunque localmente pueden superar 1 m. En líneas generales, los miembros superiores de la Formación Turmiel pasan a las facies más carbonáticas de la Formación Casinos (Gómez y Fernández López, 2004) hacia regiones meridionales de la Cordillera Ibérica. Sin embargo, localmente, como veremos en Fuentelsaz en la Parada 3, las facies margosas persisten en el tiempo hasta el Aalenense.

La unidad está compuesta por secuencias de profundización y somerización y representa la primera inundación importante de la Plataforma Ibérica, lo que condiciona que se implanten ambientes submareales en gran parte del área reconocida, que fueron insuficientes para que se produjera su colonización permanente por los organismos neotónicos. La sedimentación se llevó a cabo en un ambiente de plataforma externa, generalmente de baja energía, cuyos fondos se situaban por debajo del nivel de base del oleaje, aunque existen niveles de removilización y de carbonatos bioclásticos, producto de las corrientes inducidas por las tempestades. En general, los ambientes son bien oxigenados y de salinidad normal, dando lugar a la presencia de una comunidad bentónica abundante y diversificada. Aunque el episodio anóxico reconocido en el Toarciense inferior de otras áreas de Europa y del N de España, apenas tiene representación en este sector de la Plataforma Ibérica, existen evidencias de un evento de extinción masiva que afecta notablemente a todo los tipos de organismos. El espesor más común en la región oscila alrededor de 50 m.

Unidades bioestratigráficas

La gran abundancia de fósiles de ammonites que contiene las formaciones del Grupo Ablanquejo ha permitido caracterizar, en la sección de Turmiel, casi la totalidad de las zonas y subzonas propuestas para el Pliensbachiense superior y el Toarciense del sector central de la Cordillera Ibérica (Goy 1974; Comas-Rengifo, 1982). En la Figura 7, se detalla la sucesión y distribución de los géneros de ammonites registrados en esta sección.

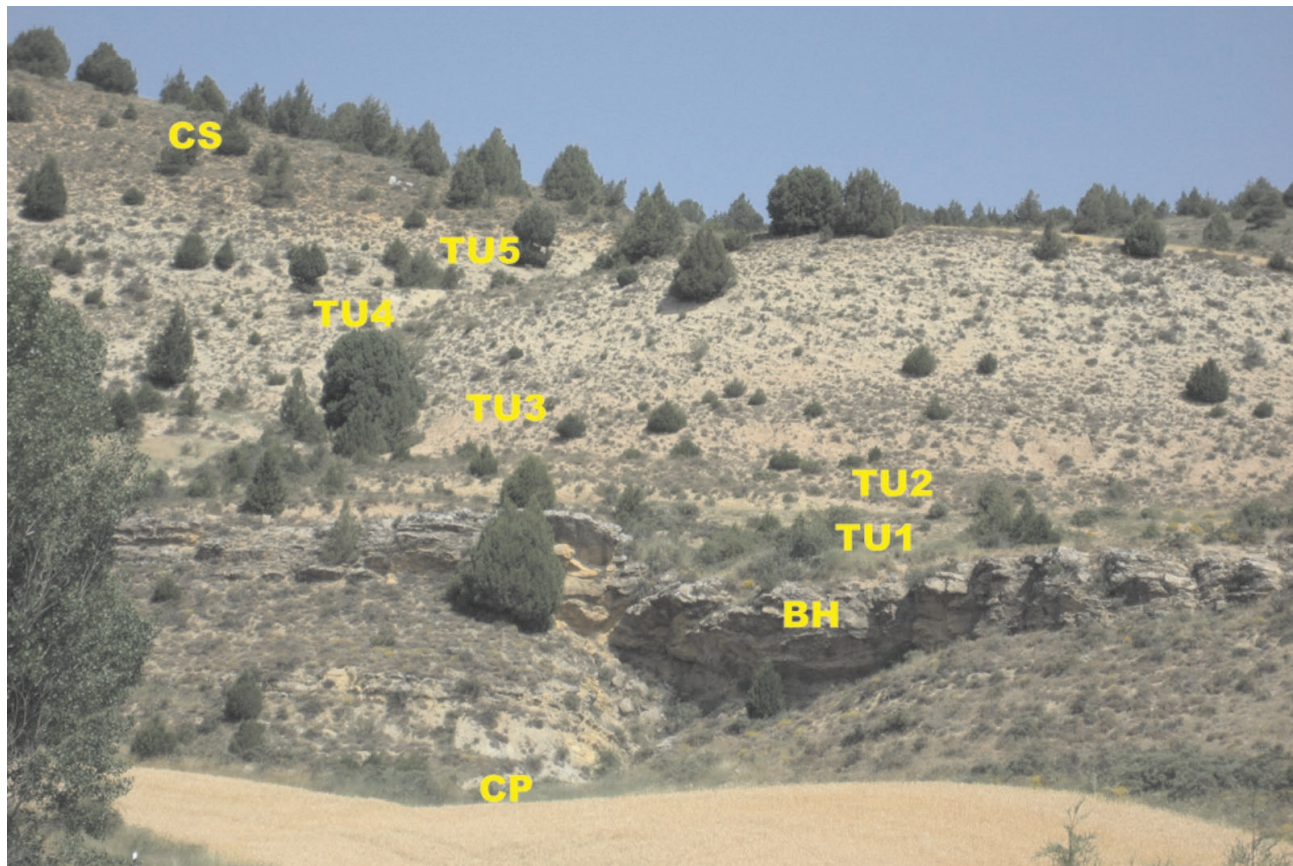


Figura 10. Vista general de los materiales del Grupo Ablanquejo en la localidad tipo de la Fm Turmiel. BH: Fm Barahona. TU1: Mb Margas y calizas margosas. TU2: Mb Calizas amarillas y margas verdes. TU3: Mb Margas rosas. TU4: Mb Alternancia rítmica de margas y calizas. TU5: Mb Margas y margocalizas. CS: Fm Casinos.

El límite entre el Pliensbachiense y el Toarciense se sitúa en la parte superior de la Formación Barahona por el hallazgo, en el tramo 13, de *Dactylioceras* (*Eodactylites*).

La Formación Turmiel contiene numerosos ammonites toarcienses, lo que permite realizar divisiones detalladas. En el Toarciense inferior, *Protogrammoceras* cf. *paltum* y *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) *semicelatum* caracterizan la Zona Tenuicostatum. A esta zona corresponde prácticamente todo el Miembro Margas y calizas margosas. La Zona Serpentinum ha sido reconocida por la presencia de *Harpoceras serpentinum*, *Hildaites*, *Bouleiceras*, *Nodicoeloceras*, etc. A esta zona corresponde el Miembro Calizas amarillas y margas verdes y la base del Miembro Margas rosas. La Zona Bifrons está definida por la presencia de *Hildoceras* (*H. sublevisoni* - *H. lusitanicum* - *H. bifrons* - *H. semipolitum*) a los que pueden estar asociados *Harpoceras*, *Dactylioceras*, *Porpoceras* y *Phymatoceras*. A ella corresponde la mayor parte

del Miembro Margas rosas y la base del Miembro Alternancia rítmica de margas y calizas (Fig. 11).

En el Toarciense superior, la Zona Variabilis ha sido reconocida por la presencia de *Haugia* cf. *variabilis*, *Pseudomercaticeras*, *Pseudolioceras*, *Paroniceras*, *Pseudogrammoceras subregale*, *Podagrosites aratum* y *Merlites alticarinatus*. A ella corresponde la mayor parte del Miembro Alternancia rítmica de margas y calizas. La Zona Thouarsense está caracterizada por la presencia de *Pseudogrammoceras bingmanni*, *Podagrosites latescens*, raros *Grammoceras* y *Geczyceras*. Corresponde a la parte inferior del Miembro Margas y margocalizas, suele tener poco espesor y con frecuencia su parte basal está asociada a discontinuidades. La Zona Insigne está caracterizada por *Hammatoceras insigne*, *Geczyceras speciosum*, *Pseudolillia emiliana* y *Gruneria gruneri*. A ella corresponde la mayor parte del Miembro Margas y margocalizas, con el que termina la Formación Turmiel y el Grupo Ablanquejo.

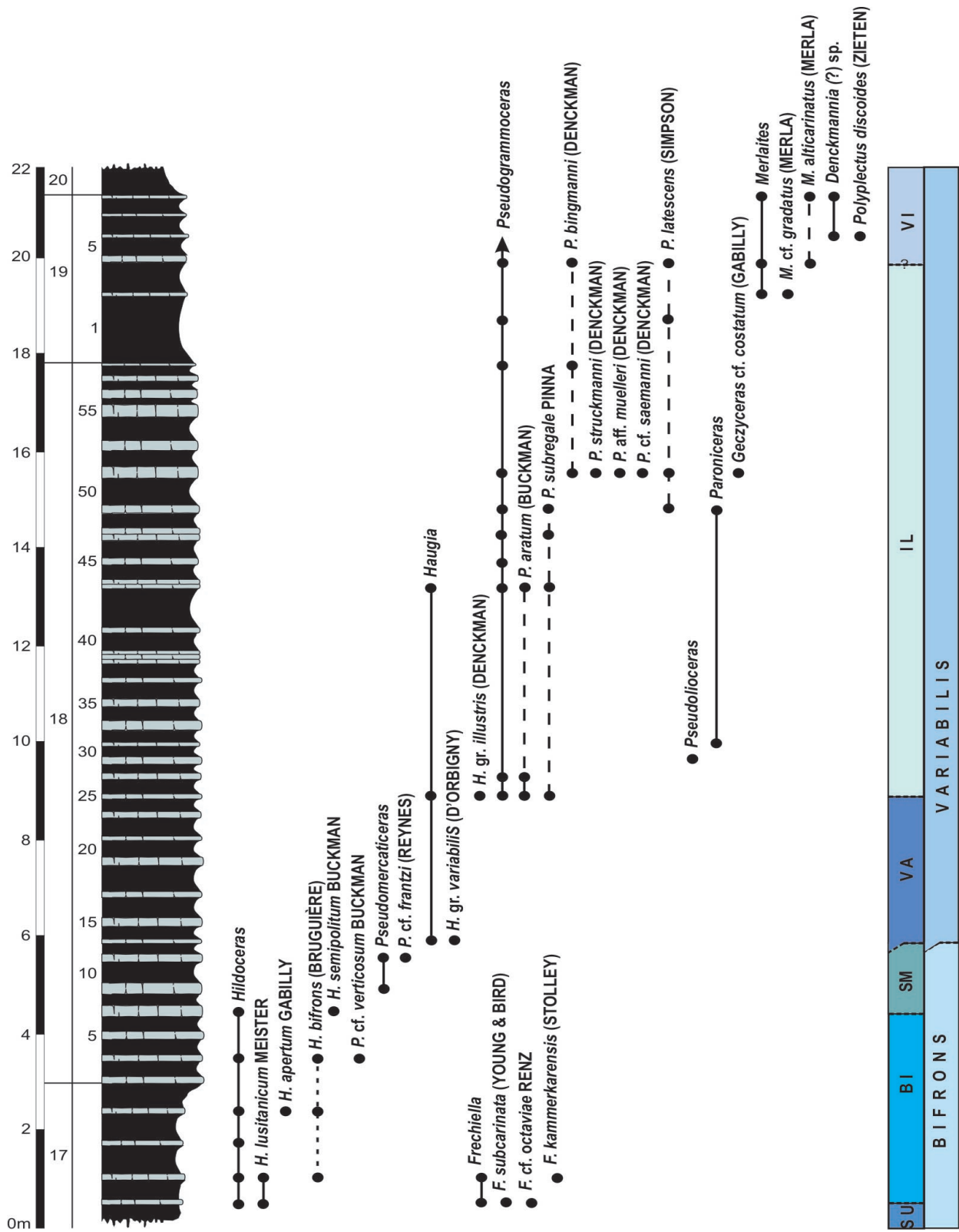


Figura 11. Columna estratigráfica de detalle de los materiales de las zonas Bifrons y Variabilis en la sección del corte tipo de la Fm Tumiel. SU: Subzona Sublevisoni. BI: Subzona Bifrons. SM: Subzona Semipolitum. VA: Subzona Variabilis. IL: Subzona Illustris. VI: Subzona Vitiosa.



Ya dentro de la Formación Casinos del Grupo Chelva (Gómez y Fernández López, 2004), la Zona Pseudoradiosa ha sido caracterizada por la presencia de numerosas *Dumortieria*, como *Dumortieria levesquei* y *Dumortieria pseudoradiosa*, entre otras, que pueden estar asociadas a *Geczyceras*. La Zona Aalensis, una de las más ricas en ammonites en la región de Turmiel, ha sido caracterizada por numerosas *Pleydellia* (*P. mactra* - *P. subcompta* - *P. aalensis* - *P. buckmani*) y numerosas *Cotteswoldia*. Más rara vez, en su parte superior, se encuentran también los primeros registros del género *Bredya*.

Parada 3. El Aaleniense en Fuentelsaz. GSSP del piso Aaleniense y de la serie del Dogger

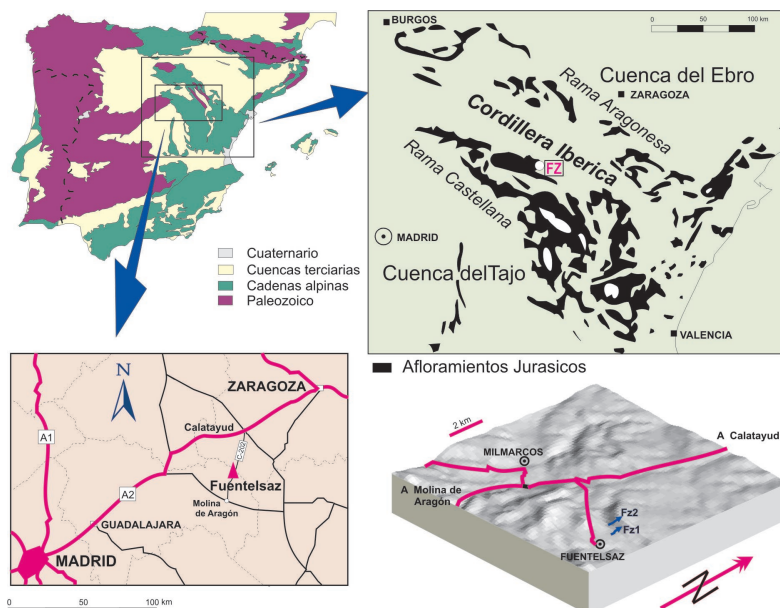
El Estratotipo Global del Límite (GSSP) Toarciense-Aaleniense, es decir del límite Jurásico Inferior-Jurásico Medio, fue establecido formalmente en Fuentelsaz (Cordillera Ibérica) por la Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS) de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) en el 31º Congreso Geológico Internacional (Brasil 2000). Fuentelsaz ha sido el primer GSSP definido en sedimentos marinos en España.

La propuesta y elección de Fuentelsaz como estratotipo de la base del Aaleniense ha supuesto un largo proceso de investigación multidisciplinar que comenzó su trabajo a mitad de la década de los ochenta con la creación del «Aalenian Working Group» (AWG) dentro de la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Jurásico (ISJS).

La propuesta de Fuentelsaz como estratotipo del límite Toarciense-Aaleniense, fue presentada por primera vez en la reunión del AWG celebrada en Skye (Escocia) en 1991. A partir de ese momento ha estado implicada en un largo proceso de 10 años de discusiones y debates desarrollados en diferentes congresos (Poitiers, 1991; Marrakech, 1994; Mendoza, 1994; Nuévalos-Friburgo, 1996 y Vancouver, 1998). Fue en este último congreso de la ISJS, donde se presentó la resolución que establecía el GSSP del Aaleniense en la sección de Fuentelsaz (España). Esta resolución fue finalmente ratificada durante el 31º Congreso Geológico Internacional celebrado en Brasil en el año 2000.

Las investigaciones efectuadas durante estos años se centraron sobre los aspectos bioestratigráficos, conduciendo al establecimiento de una escala bioestratigráfica de alta precisión basada en las sucesivas asociaciones de ammonoideos, que en esta sección tienen un registro excepcional.

Paralelamente han sido llevados a cabo estudios otros tipos de fósiles, estratigrafía secuencial, paleomagnetismo, caracterización mineralógica de la fracción arcillosa e isótopos de oxígeno y carbono, con objeto de detectar señales sedimentológicas, magnéticas y geoquímicas que sirvieran como elementos de correlación y para calibrar su posición con respecto a la escala bioestratigráfica establecida (García Joral, 1986; Goy y Ureta, 1987, 1990, 1991; Martínez, 1992; García Joral y Goy, 1994; Goy et al., 1994, 1996, 1999; Canales, 2001; Cresta et al., 2001).



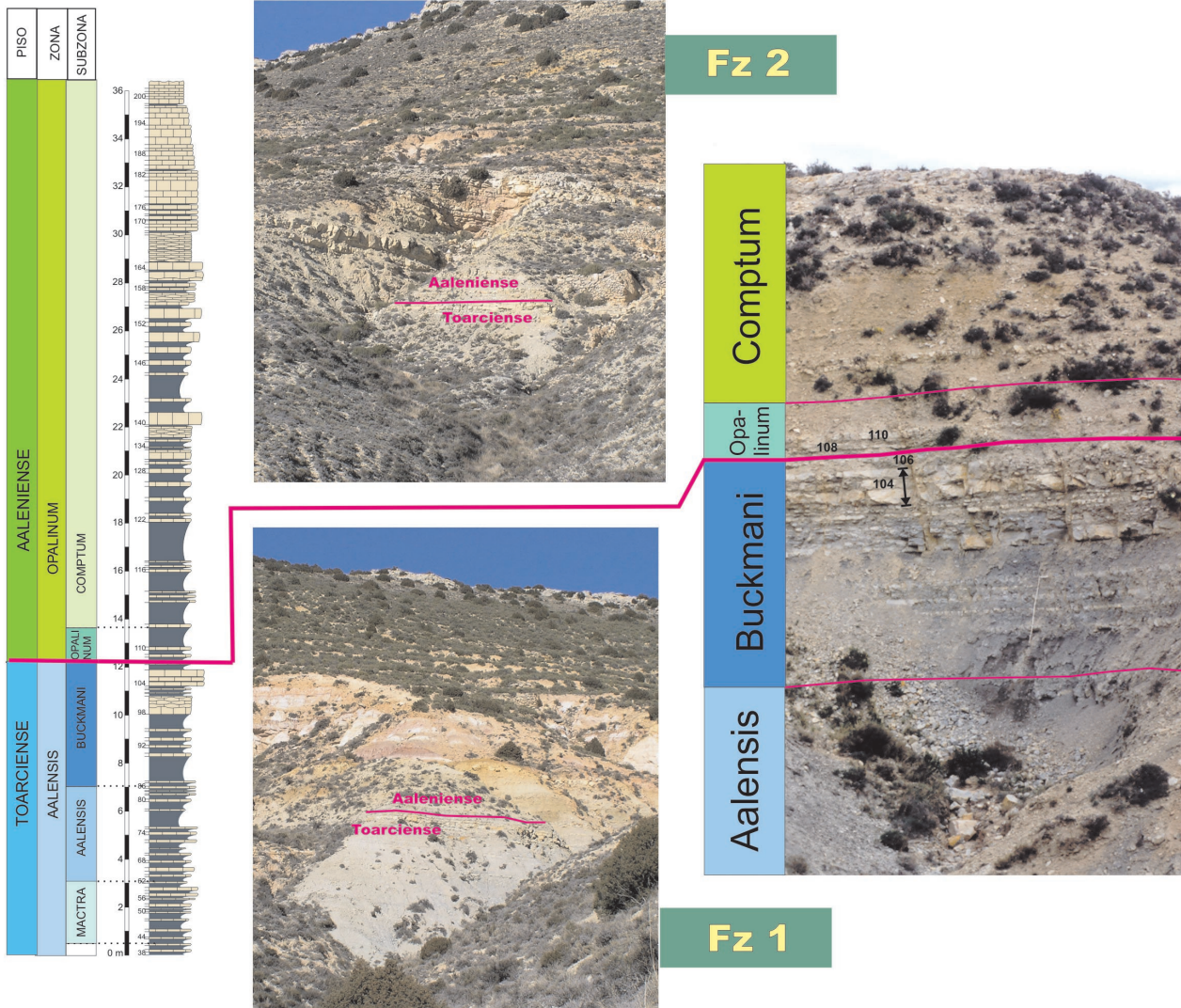


Figura 12. Vista general de la sección de Fuentelsaz y detalle del límite Toarciense-Aalenianse. El GSSP del Aalenianse está definido entre las capas 106 y 107.



Localización

La localidad de Fuentelsaz se encuentra situada al NE de la provincia de Guadalajara en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Fig. 2).

Descripción

En la sección de Fuentelsaz el intervalo Toarciense-Aaleniense (Fig. 12) contiene una completa y bien preservada sucesión de asociaciones de ammonites junto con un considerable número de fósiles pertenecientes a grupos de organismos con variadas formas de vida.

Los estudios realizados se han centrado tanto en los elementos bentónicos, particularmente sensibles a los cambios de la interfase sedimento-agua, como nectónicos y planctónicos.

Las litologías desarrolladas durante el tránsito Toarciense-Aaleniense consisten principalmente en alternancias rítmicas de margas y calizas. Esta alternancia se organiza en secuencias de somerización y profundización, que son congruentes con lo que sugieren los datos paleontológicos.

Estos materiales, en los que no se aprecian discontinuidades importantes, se interpretan como sedimentos depositados en ambientes de baja energía, correspondientes a una cuenca subsidiaria más profunda dentro de una plataforma externa.

En general los fondos estarían bien oxigenados, permitiendo la colonización de organismos bentónicos. Sin embargo, en algunos intervalos correspondientes a la parte superior de la Subzona Comptum se evidencia una notable disminución de la fracción orgánica, lo que sugiere la instauración de ambientes más restringidos al final de este intervalo.

Las asociaciones de ammonoideos registradas en esta sección (Fig. 13) son relativamente ricas en especímenes y están principalmente compuestas por individuos adultos y juveniles pertenecientes a formas macro y microconcha de las especies consideradas. La sucesión de asociaciones ha permitido establecer con precisión los límites de todas las subzonas de la Zona Aalensis (Toarciense terminal) y de la Zona Opalinum (Aaleniense basal). El límite entre ambos pisos se ha establecido con el primer registro de *Leioceras opalinum* que tiene lugar en la capa 107.

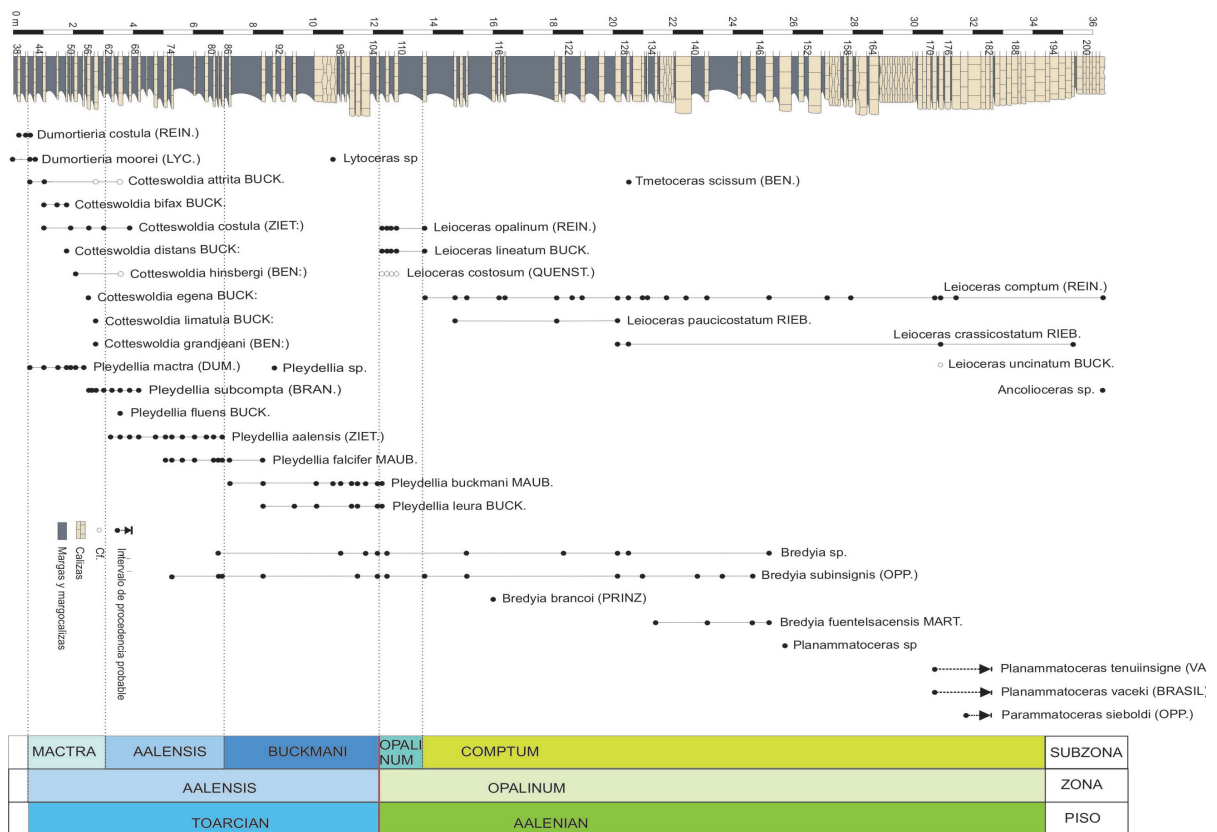


Figura 13. Distribución estratigráfica de los ammonoideos en las Zonas Aalensis y Opalinum de la sección de Fuentelsaz. La base del Aaleniense está marcada con la aparición del primer registro de *Leioceras opalinum* (Rein.) (tomado de Goy et al., 1996).



Los braquiópodos ponen en evidencia un episodio de renovación de especies en la Subzona Aalensis, con la aparición, entre otras especies de *Homoeorhynchia cynocephala*, *Praemonticlarella distercica* y *Stroudithyrus pisolithica*. Otro episodio muy significativo desde el punto de vista estratigráfico tiene lugar en la base de la Subzona Buckmani, aunque en este caso se trata de modificaciones morfológicas. Sin embargo, justo en la transición Toarciense-Aaleniense, no se aprecian cambios significativos.

Los bivalvos se encuentran representados por varios géneros. El máximo de abundancia y diversidad aparece cerca de la mitad de la Subzona Mactra. La diversidad decrece lentamente en la Subzona Aalensis pero esta tendencia se invierte en la Subzona Buckmani. En la Zona Opalinum los bivalvos, en general, son poco abundantes.

Las asociaciones de foraminíferos presentan una marcada estabilidad en el límite. El evento más significativo tiene lugar en la Subzona Buckmani con la aparición de las primeras especies típicas del Jurásico Medio, dando lugar a un marcado cambio en la diversidad.

Las asociaciones de ostrácodos que se encuentran en esta sección son similares a las descritas en otras cuencas de Europa occidental y no parecen presentar cambios especialmente reseñables. Tanto en la Zona Aalensis como en la Zona Opalinum las asociaciones están dominadas por especies de *Praeschuleridea* (*P. bernierensis*, *P. angulata* y *P. ventriosa*), *Kinkelinella* (*K. fischeri* y *K. sermoisensis*) y *Cytherelloidea* (*C. cadomensis*).

Las asociaciones palinológicas muestran una buena preservación. Están constituidas por esporas, polen, acritarcos y otros restos de microplancton de pared orgánica como los Tasmanáceos. Se ha reconocido un total de 18 especies que aparecen en diferentes asociaciones a lo largo de las Zonas Aalensis y Opalinum.

El nannoplancton calcáreo está dominado por los géneros *Lotharingius*, *Biscutum*, *Discorhabdus* y *Schizosphaerella*, mientras que otros como *Calyculus*, *Carinolithus* y *Crepidolithus*, aparecen de forma subordinada. Pueden encontrarse también formas transicionales entre *Lotharingius* y *Watznaueria* o entre *Biscutum* y *Discorhabdus*.

Los estudios magnetoestratigráficos han permitido la identificación de tres magnetozonas en este intervalo. Se ha registrado un intervalo de polaridad normal (N1) en la base de la Subzona Mactra, seguido por un intervalo de polaridad inversa (R1) que llega hasta la base de la Subzona Aalensis. Por encima aparece otro

intervalo de polaridad normal (N2) que se extiende desde la base de la Subzona Buckmani hasta la parte media de la Subzona Comptum incluyendo, por tanto el límite Toarciense-Aaleniense.

Los resultados obtenidos de la caracterización mineralógica de los niveles de margas muestreadas, así como los análisis isotópicos de oxígeno y carbono llevados a cabo en este intervalo se han plasmado en la Figura 14, donde se resume también el resto de los resultados anteriormente expuestos, para los niveles del tránsito entre la Zona Aalensis (Subzona Buckmani) y la Zona Opalinum (Subzona Opalinum).

Los autores quieren expresar su agradecimiento a los organizadores de XV Simposio sobre Enseñanza de la Geología por su amable invitación a colaborar en las excursiones de este congreso. Este trabajo es una contribución a los Proyectos CGL2005-01765/BTE y CGL2005-04574/BTE del Ministerio de Educación y Ciencia.

5. REFERENCIAS

- Canales M.L., (2001): Los Foraminíferos del Aaleniense (Jurásico Medio) en la Cuenca Vasco-Cantábrica (N de España). *Revista Española de Micropaleontología*, 33, 253-438.
- Comas-Rengifo M.J., (1982): *El Pliensbachiense de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral Universidad Complutense de Madrid. Colección Tesis Doctorales, Madrid, España, 19/85, 594 p.
- Comas-Rengifo M.J., Gómez J.J., Goy A., Herrero C., Perilli N., y Rodrigo A., (1999): El Jurásico Inferior en la sección de Almonacid de la Cuba (Sector central de la Cordillera Ibérica, Zaragoza, España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 25, 27- 57.
- Cresta S., Goy A., Ureta S., Arias C., Barrón E., Bernad J., Canales M.L., García Joral F., García-Romero E., Gialanella P.R., Gómez J.J., González J.A., Herrero C., Martínez G., Osete M.L., Perilli N., y Villalain J.J., (2001): The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Toarcian- Aalenian Boundary (Lower-Middle Jurassic). *Episodes*, 24, 166-175.
- Dereims A., (1898): *Recherches géologiques dans le sud de l'Aragón*. Faculté Sciences Paris. Thèse, 969 p.
- García Joral F., (1986): *Los Braquiópodos del Aaleniense de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid, 327 p. (Inédita).

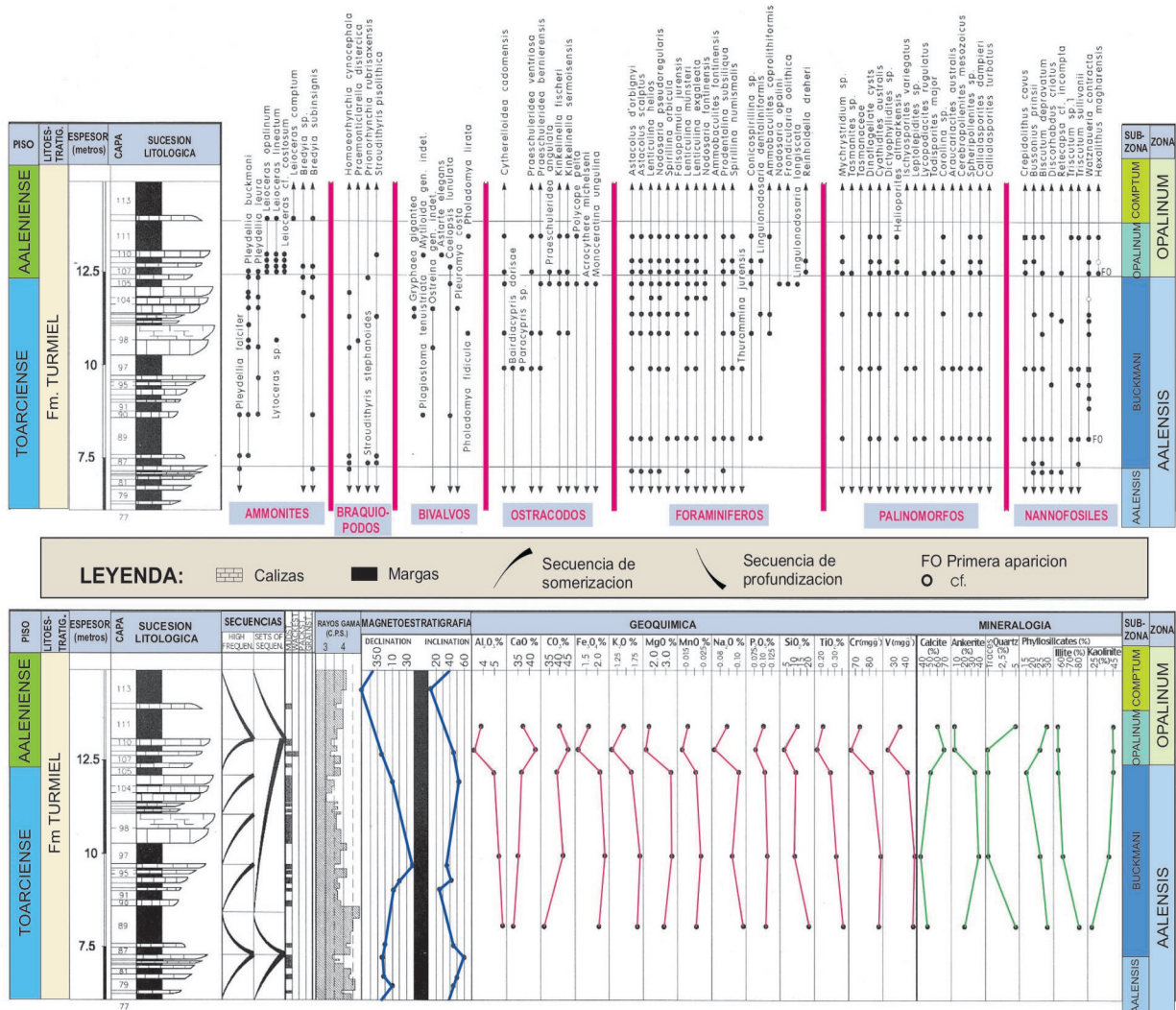


Figura 14. Litofacies, estratigrafía secuencial, magnetoestratigrafía, geoquímica, mineralogía y registro paleontológico de los principales taxones seleccionados dentro de los grupos fósiles estudiados en el límite Toarciense-Aalenienense en la sección de Fuentelsaz (tomado de Cresta et al., 2001).

García Joral F., y Goy A., (1994): Características de la fauna de braquiópodos del Toarciense superior en el sector central de la Cordillera Ibérica (Noreste de España). *Estudios geológicos*, 40, 55-59.

Gómez J.J., (1991): *Mapa Geológico de España 1:200.000, hoja nº 40 (7-5) (Daroca)*. ITGE, Madrid, España, 31-82.

Gómez J.J., y Canales M.L., (2008): El mar subtropical del Jurásico en Guadalajara. En: *Geología de Guadalajara* (Calonge A., Rodríguez-Martínez M., y Segura M., eds.), editorial, nº pp.

Gómez J.J., y Fernández-López S.R., (2004): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio de la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 35, 91-94.

Gómez J.J., y Goy A., (1998): Las unidades litoestratigráficas del tránsito Triásico-Jurásico en la región de Lésera (Zaragoza). *Geogaceta*, 23, 63-66.

Gómez J.J., y Goy A., (2004): Jurásico Inferior de las cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. En: *Geología de España* (Vera J.A., ed.). SGE-IGME, Madrid, 495-500.

Gómez J.J., y Goy A., (2005): Late Triassic and Early Jurassic palaeogeographic evolution and depositional cycles of the Western Tethys Iberian platform system (Eastern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 222, 77-94.

Gómez J.J., Goy A., y Barrón E., (2007): Events around the Triassic-Jurassic boundary in northern and eas-



- tern Spain: A review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244, 89-110.
- Goy A., (1974): *El Lías de la mitad Norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, España. (Resumen en Publicaciones del Departamento de Paleontología, UCM, 14, 1-35).
- Goy A., (1985): Le Jurassique des Ibérides. *Strata*, 2, 32-56.
- Goy A., Gómez J.J., y Yébenes A., (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geológicos*, 32, 391-423.
- Goy A., y Márquez-Aliaga, A., (1998): Bivalvos del Triásico Superior de la Formación Imón (Cordillera Ibérica, España a). *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, 94, 77-91.
- Goy A., y Robles F., (1975): Resultado de un estudio sobre Braquiópodos liásicos del NE de Guadalajara. *Real Sociedad Española de Historia Natural*, II, 243-255.
- Goy A., y Ureta S., (1987): Leioceratinae (Ammonitina) el Aalenienense inferior de Fuentelsaz (Cordillera Ibérica, España). *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, 25, 213-236.
- Goy A., y Ureta S., (1990): El Aalenienense en la Cordillera Ibérica. *Les Cahiers de l'Université Catholique de Lyon, Sér. Sci.*, 4, 63-87.
- Goy A., y Ureta S., (1991): The lower boundary of the Aalenian in the Fuentelsaz section (Iberian Range, Spain). *Aalenian and Bajocian Stratigraphy, Isle of Skye*. Birkbeck College, University of London, 33-47.
- Goy A., Ureta S., Arias C., Barrón E., Canales M.L., Garnica F., Gialanella G.L., Gómez J.J., Herrero C., Martínez G., Osete M., Perilli N., y Villalaín J.J., (1999): The Fuentelsaz Section (Guadalajara, Iberian Range, Spain): A possible Global Geosite. En: *Towards the Balanced Management and Conservation of the Geological Heritage in the New Millenium* (Barretino D., Wimbledon W.A.P., y Gallego E., eds.), IMGE, Madrid, 228-233.
- Goy A., Ureta S., Arias C., Bernad J., Barrón E., Canales M.L., García Joral F., Gialanella P.R., Gómez J.J., Herrero C., Martínez G., Osete M.L., Perilli N., y Villalaín J.J., (1996): *The Toarcian/Aalenian transition in Fuentelsaz Section. 1st Toarcian and 4th Aalenian Working Groups Meeting. Fieldtrip Iberian Range Guide Book*. Dpto. de Paleontología. Facultad CC. Geológicas. UCM, 51-57.
- Goy A., Ureta S., Arias C.F., Canales L.M., García Joral F., Herrero C., Martínez G., y Perilli N., (1994): The Fuentelsaz section (Iberian range, Spain), a possible stratotype for the base of the Aalenien Stage. *Miscellanea Servizio Geologico Nazionale*, 5, 1-3.
- Mallada L., (1885): Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. T. II. Terreno Mesozoico (Sistemas Triásico y Jurásico). *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 2, 150 p.
- Martínez G., (1992): *Hammatoceratinae (Ammonitina) del Toarciense superior y Aalenienense en la Cordillera Ibérica*. Colección de Tesis Doctorales, Madrid, España, 374/92, 331 p.
- Meister C., Schirolli P., y Dommergues J.L., (2006): Sinemurian to lowermost Toarcian ammonites of the Brescian Alps. (Southern Alps, Italy). Biostratigraphical framework and correlations. *Volumina Jurassica*, 4, 184-185.
- Sopeña A., y De Vicente G., (2004): Cordilleras Ibérica y Costero Catalana. Rasgos generales. En: *Geología de España* (Vera J.A., ed.). SGE-IGME, Madrid, 467-470.
- Torrubia P.J., (1754): Aparato para la historia natural española. Edición facisímil, UEI y Dpto. de Paleontología, CSIC-UCM, Madrid, 204 p.
- Tricalinos J., (1928): Untersuchungen über den Bau der Keltiberischen Ketten der Nordöstlichen Spaniens. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 80, 409-482.
- Verneuil E., y Collomb E., (1852-1853): Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 10, 61-147.
- Yébenes A., Goy A., y Comas-Rengifo M.J., (1978): El Lías en el Sector Septentrional de la Cordillera Ibérica. *Dpto. Paleontología, Facultad de CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid*, p. I.1-I.29.