

# *GUÍA GEOSENTRIP*

# **GEOPARQUE COMARCA DE MOLINA-ALTO TAJO**

**30 de septiembre-2 de octubre de 2025**



*José Manuel Portero García*

*Carlos García Royo*

1.-INTRODUCCIÓN.....	3
2.- MARCO GEOLÓGICO.....	6
2.1.- Paleozoico pre-carbonífero.....	6
2.2.- Pérmico.....	7
2.3.- Pérmico Superior y Mesozoico.....	10
- <i>Ciclo I, Etapa Rift-1. Pérmico Superior-Triásico Superior.</i> .....	10
- <i>Ciclo I, Etapa Postrift-1. Triásico Superior - Jurásico inferior, medio y base del superior.</i> .....	12
- <i>Ciclo II, Etapa Rift-2. Jurásico Superior- Cretácico Inferior.</i> .....	13
- <i>Ciclo II, Etapa Postrift-2. Cretácico Superior.</i> .....	16
2.4.- Estructura Regional .....	18
2.5.- Estructura de la Rama Castellana de la CI .....	19
2.6.- Evolución reciente del relieve.....	20
3.- DESCRIPCIÓN DE LAS PARADAS .....	20
3.1- Día 30/09. Zona de Checa y Molina.....	21
- <i>Pequeña Ciudad Encantada de Chequilla.</i> .....	21
- <i>Yacimiento de Graptolites de Checa</i> .....	23
- <i>Dropstone. Glaciaciones finiordovícicas.</i> .....	24
- <i>Edificio tobáceo de Aguas Peña.</i> .....	26
- <i>Castro de Castilgriegos</i> .....	27
- <i>Museos de Molina</i> .....	28
3.2.- Día 01/10. Zona de Rillo de Gallo. Fuentelsaz.....	29
- <i>Petroglifos y estructuras en el Buntsandstein. Icnitas de protodinosaurios.</i> .....	29
- <i>Mina La Estrella (La Platilla)</i> .....	31
- <i>Bosque pérmico de Aragoncillo</i> .....	33
- <i>Estratotipo de Fuentelsaz (GSSP)</i> .....	35
3.3.- Día 02/10. Castillo de Zafra. Barranco y Ermita de la Hoz del Gallo. Mirador de Zaorejas. Peñalén. ....	38
- <i>Castillo de Zafra. Sierra de Los Caldereros.</i> .....	38
- <i>Barranco y Ermita de la Hoz del río Gallo.</i> .....	40
- <i>Mirador de Zaorejas.</i> .....	42
- <i>Minas de Peñalén.</i> .....	44
- <i>Otros lugares de interés.</i> .....	46
4.-BIBLIOGRAFIA.....	48

**NOTA IMPORTANTE de los autores:** la redacción de esta memoria se basa en los contenidos y guías de las webs del Geoparque, guías de anteriores salidas al campo de Geosen (Retiendas-Tamajón y Cuenca), Libro “Geología de Guadalajara”, Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG), webs del IGME, trabajos realizados por la empresa INYPSA para el proyecto de “Selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub> en España: Volumen III-1 Cadena Ibérica y Cuencas del Tajo y de Almazán – Geología”, financiado por el IGME en 2010, referencias bibliográficas y webs citadas en la Bibliografía. Muchos párrafos y figuras son transcripción casi literal o copias ligeramente modificadas de los textos y figuras de los trabajos citados.

## 1.-INTRODUCCIÓN.

Los Geoparques son territorios con límites definidos que presentan un patrimonio geológico notable, reconocido internacionalmente, que es conveniente conservar y utilizar como motor para el desarrollo local. Desde noviembre de 2015, los Geoparques están, además, amparados por UNESCO incluido dentro del programa de Ciencias de la Tierra y Geoparques.

Un Geoparque debe enfatizar el papel de la geología como sustrato base sobre el que se desarrolla la sociedad, determinando sus características y su evolución. Para ello debe investigar los vínculos entre geología, patrimonio natural y cultural, dando la oportunidad al visitante de conocerlos a través de una experiencia enriquecedora, que propicie un turismo de calidad.

Con esta salida de campo de Geosen se pretende reconocer, siquiera someramente, la geología, el modelado del relieve y algunas características geográficas, históricas y culturales del “Geoparque Comarca de Molina – Alto Tajo”.

El 22 de septiembre del año 2014, recibió las credenciales como miembro de pleno derecho de la Red Europea (EGN-European Geoparks Network) y la Red Global de Geoparques (GGN-Global Geopark Network). En 2015 fue reconocido como Geoparque Mundial de la UNESCO dentro del Programa Internacional de Ciencias de la Tierra y de los Geoparques.



Figura 1.- Mapa del Geoparque Comarca de Molina-Alto Tajo

Posee un excepcional registro geológico. Su mayor parte se encuentra emplazado sobre una zona de meseta en la que dominan altitudes de más de 1.100 metros sobre el nivel del mar.



Cuencas Piggy-Back de Loranca y Mariana separadas por el pliegue en materiales mesozoicos de la Sierra de La Bascuñana (Fig.2).

Se trata de una cadena de antepaís con tegumento potente y/o cobertera formada por una serie de alineaciones montañosas de dirección NO-SE y N-S. Es el resultado, de la inversión tectónica durante el Cenozoico de la Cuenca Ibérica, en la que se desarrollaron una serie de grabens Pérmico-Mesozoicos.

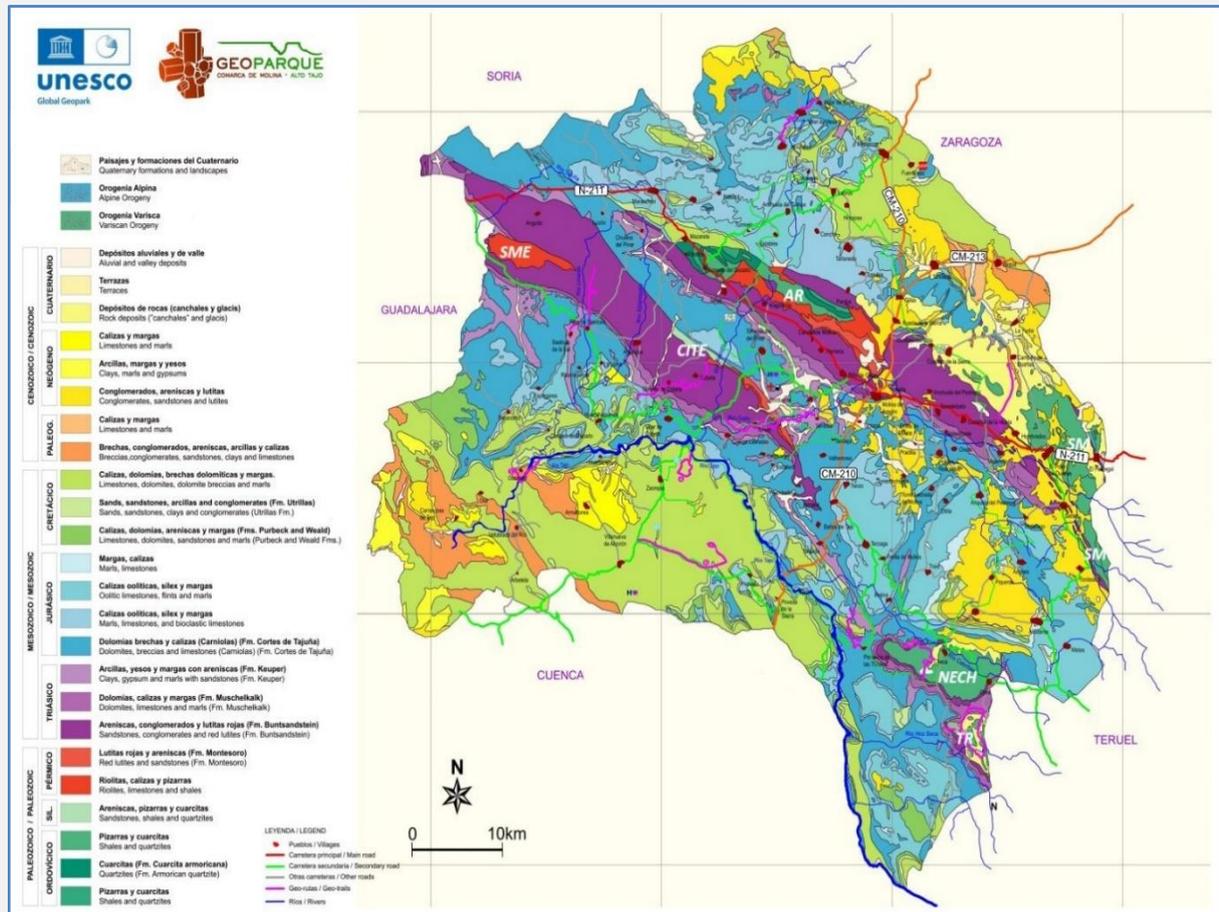


Figura 3.- Esquema geológico del sector noroccidental de la Rama Castellana de la CI- Geoparque de Molina-Alto Tajo, con localización de los principales afloramientos paleozoicos (SME, AR, CITE, SM, NECH Y TR Apartado 2.1)

Hay dos modelos para explicar la arquitectura contractiva de la CI:

- Como un cinturón de pliegues y cabalgamientos intraplaca que involucran al basamento paleozoico (Guimerà, 2018).
- Como cinturones transpresivos NO-SE (las Ramas Aragonesa y Castellana) que conectan grandes cabalgamientos E-O (Camereros-Demanda y Montalbán) (de Vicente et al., 2019). La importancia de las fallas en dirección en el desarrollo de la CI fue ya puesta en evidencia por estudios muy tempranos y ampliamente documentada para la Rama Castellana.

Durante las etapas finales de desmantelamiento del relieve, creado en varios impulsos durante el Terciario, se han labrado varias superficies de arrasamiento que son correlativas con los ciclos de relleno final de las cuencas terciarias. Sobre ellas, en las que predominan los materiales calcáreos, se ha desarrollado una intensa karstificación en la que juegan un papel importante tanto los procesos de disolución como los derivados de la acción del hielo.

## 2.- MARCO GEOLÓGICO.

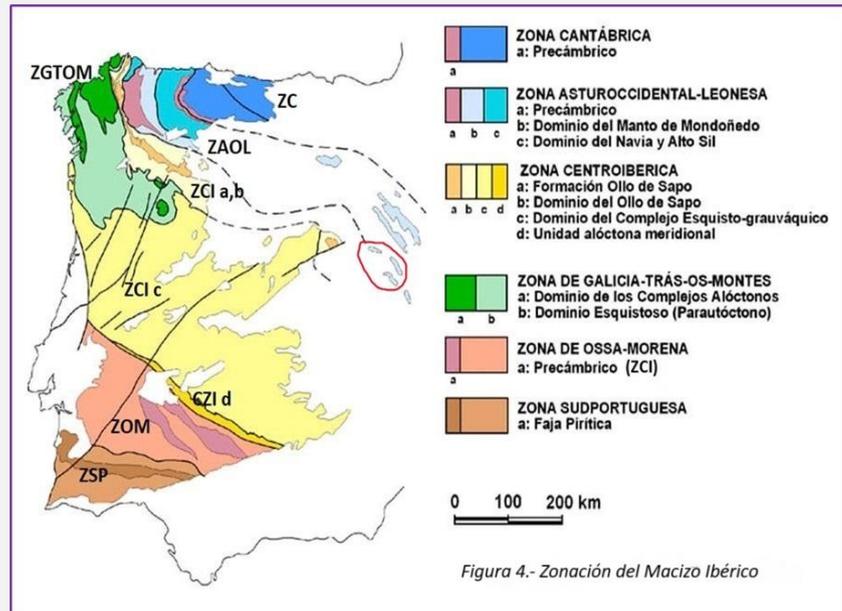
En el Geoparque afloran mayoritariamente materiales paleozoicos y mesozoicos y, en menor medida, del Cenozoico y Cuaternario (fig. 3).

### 2.1.- Paleozoico pre-carbonífero

La cadena Varisca del Macizo Ibérico está constituida por un conjunto de rocas de edades comprendidas entre el Precámbrico y el Paleozoico superior. Se pueden distinguir una serie de zonas tectónico-estratigráficas (Fig. 4), correlacionables con otras zonas similares en los macizos de Europa central y oriental.

- **Zona Cantábrica (ZC).** Intensamente plegada y con muy bajo grado de metamorfismo.
- **Zona Astur-Occidental-Leonesa (ZAOL).** Paleozoico discordante sobre materiales precámbricos afectados por un metamorfismo de grado bajo a medio.

- **Zona de Galicia-Trás-Os-Montes (ZGTOM)** en la que aparecen *rocas ultramáficas* junto con otras formaciones de alto grado y alta presión que cabalgan y se sitúan como klippes (Dominio de los Complejos Alóctonos) sobre un conjunto de esquistos, paragneises y vulcanitas félsicas (Dominio esquistoso Parautóctono)



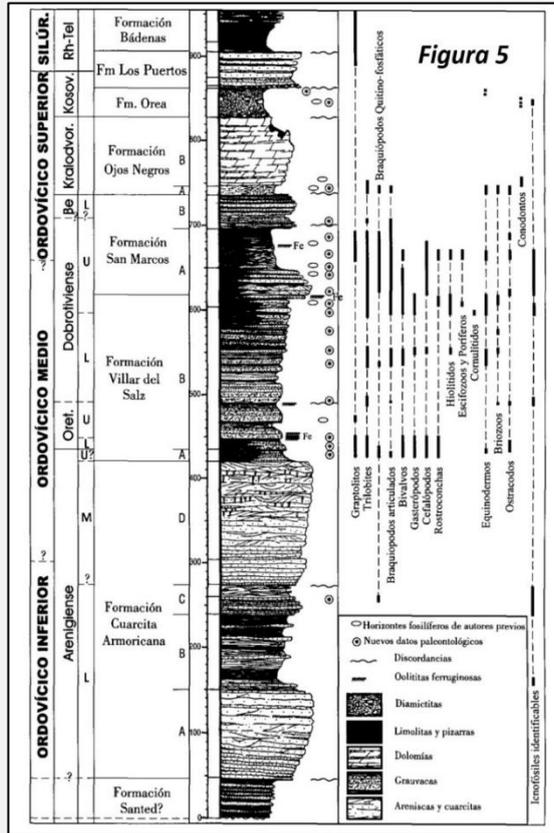
- **Zona Centro-Ibérica (ZCI)** Caracterizada por la transgresión generalizada del Ordovícico inferior con solape de la cuarcita Armoricana sobre los porfiroides riolíticos y gneises glandulares de la Formación "Olla de Sapo" en el NO y sobre el Complejo Esquisto Grauváquico en el centro y sur. Abundantes intrusiones graníticas sin o tardi-orogénicas.
- **Zona de Ossa-Morena (ZOM).** Materiales desde el Proterozoico hasta el Carbonífero afectados por metamorfismo de grado bajo. Abundantes cabalgamientos y mantos con vergencia al SO.
- **Zona Sudportuguesa (ZSP).** Devónico Medio a Carbonífero, metamorfismo de bajo grado y abundante magmatismo. Incluye la "faja pirítica", complejo vulcanosedimentario carbonífero. Su límite con la zona de Ossa-Morena viene dado por una franja de ofiolitas, que marca la sutura entre dos bloques continentales.

Los afloramientos paleozoicos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica son marcadamente discontinuos, y componen una serie de «macizos» paleozoicos como núcleo de grandes estructuras alpinas los cuales se hallan en prolongación geológica con el Paleozoico de la Zona Astur-Occidental-Leonesa.

Cuatro de estos núcleos se ubican enteramente en la provincia de Guadalajara (SME-Santa María del Espino, AR: Aragoncillo, CITE: Ciruelos-Teroleja y NECH: Nevera ó Checa-Chequilla), y otros dos (SM: Sierra Menera y TR: Tremedal) se prolongan en la provincia de Teruel (Figura 4).

El registro sedimentario abarca desde el Ordovícico inferior hasta el Silúrico superior. Los materiales apenas han sufrido metamorfismo y están poco deformados.

En líneas generales, la sucesión ordovícico-silúrica abarca nueve formaciones que suman un espesor máximo de 1.900 m.



Un resumen de la crono y litoestratigrafía se da en la Figura 5. La sucesión estratigráfica comienza con las series heterolíticas subyacentes a la *Fm. Cuarcita Armoricana* y termina con la sucesión silúrica de la *Formación Bádenas*, que toma su nombre en la Rama Aragonesa y de la que afloran más de 300 m. de pizarras oscuras a negras, bastante monótonas, con algunos tramos ricos en nódulos. La unidad es muy fosilífera, especialmente en su parte inferior, donde se suceden biozonas de graptolitos del Telychiense en yacimientos ciertamente notables, como el que visitaremos en Checa.

En el techo de la *Formación carbonatada de Ojos Negros* existe una discontinuidad erosiva, incluso un paleo-karst con relleno ferruginoso (con removilización y mineralizaciones hidrotermales superpuestas), explotado en cortas a cielo abierto (minas de Setiles, El Pobo

y Ojos Negros).

La discontinuidad está relacionada con el descenso eustático ligado a la glaciación finiordovícica, tras cuyo máximo se depositan sedimentos detríticos finos con granos y cantos de origen glaciomarino (dropstones) encuadrados en la *Formación Orea* que veremos durante la primera jornada. Esta formación tiene un desarrollo variable, vinculado con tectónica sinsedimentaria, que hace que en algunos puntos no se deposite y en otros mantenga grandes diferencias de espesor y litofacies en cortas distancias.

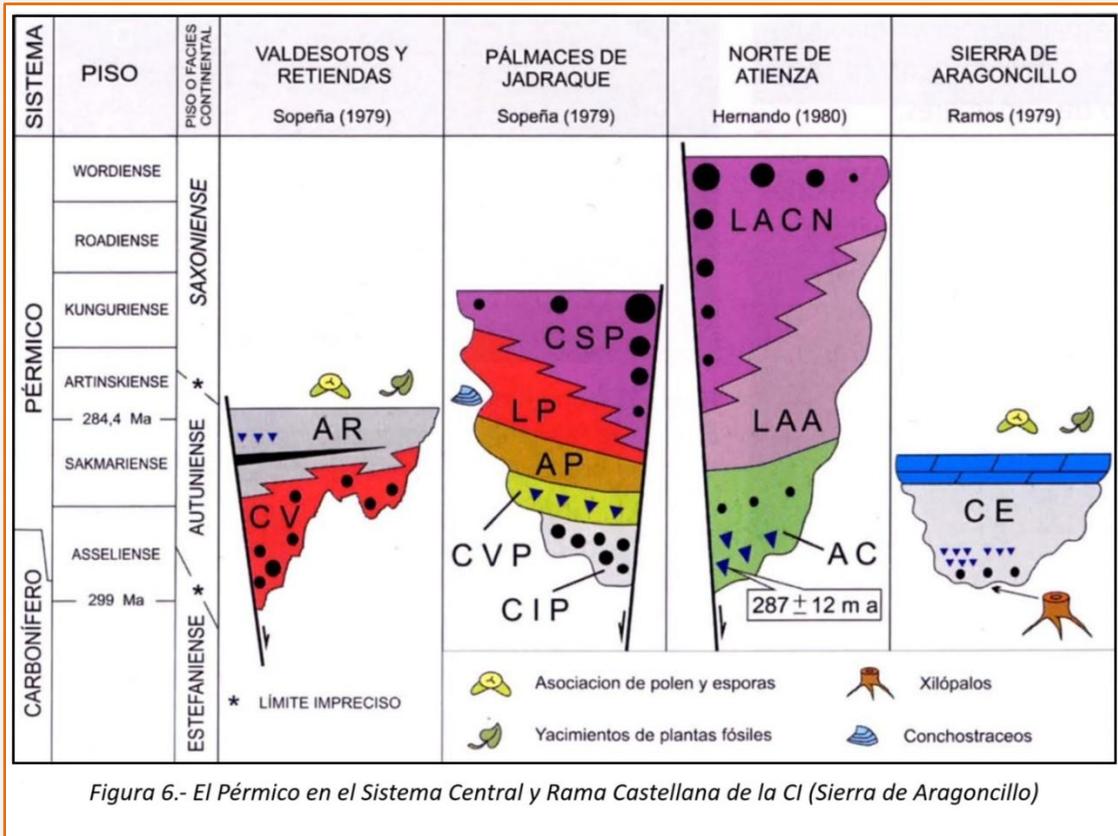
El ciclo orogénico Varisco provocó el plegamiento, metamorfismo y fracturación del conjunto de la sucesión pre-carbonífera, incluyendo la superposición tectónica de unidades.

## 2.2.- Pérmico

Algunos autores asocian el registro del Carbonífero superior y Pérmico inferior con el inicio del Rift Ibérico desarrollado durante el Mesozoico. Sin embargo, existen cuencas de esta edad tanto en zonas posteriormente subsidentes como en áreas de relieve desconectadas de ellas y que tienen un régimen magmático y tectónico diferente.

En general el **PÉRMICO** está formado por materiales volcánicos y volcano-sedimentarios asociados a sistemas aluviales, ocasionalmente lacustres y transicionales. Se sitúan en

discordancia angular y erosiva sobre el Paleozoico y rocas más antiguas, rellenando un acusado paleo-relieve.



En el Sistema Central, zona de Valdesotos-Retiendas, afloran los Conglomerados (brechas) de Valdesotos (CV) a los que siguen las Areniscas de Retiendas (AR) con procedencia volcano-sedimentaria en muchos niveles y depositadas en ambiente aluvial-transicional. Pertenecen al Pérmico inferior. En Pálmaces de Jadraque se distinguen cinco unidades. Conglomerados fluviales y brechas de ladera (CIP), Complejo volcano-clástico de Pálmaces (CVP), contemporáneo de las Andesitas de Cañamares (AC, cerca de Atienza) datadas en 287+12 m.a., Areniscas fluviales de Pálmaces (AP). Las Lutitas de Pálmaces (LP) y Conglomerados superiores (CSP) forman una secuencia compleja estrato y granocreciente por la progradación de sistemas de abanicos aluviales en relación con fallas activas. En la base de las lutitas hay un delgado nivel de dolomías lacustres con *Estheria tennella*, conchostráceo característico del Pérmico inferior (Autuniense) de Europa. En Atienza existe uno de los complejos volcánicos pérmicos más importantes de la península Ibérica: las Andesitas de Cañamares (AC), que tienen intercaladas y a las que se superponen series detríticas aluviales (LAA y LACN).

En la Sierra de Aragoncillo o Selas, al ONO de Molina, el Pérmico está muy bien representado. La Formación Capas de la Ermita está constituida por tres tramos (Fig. 7):

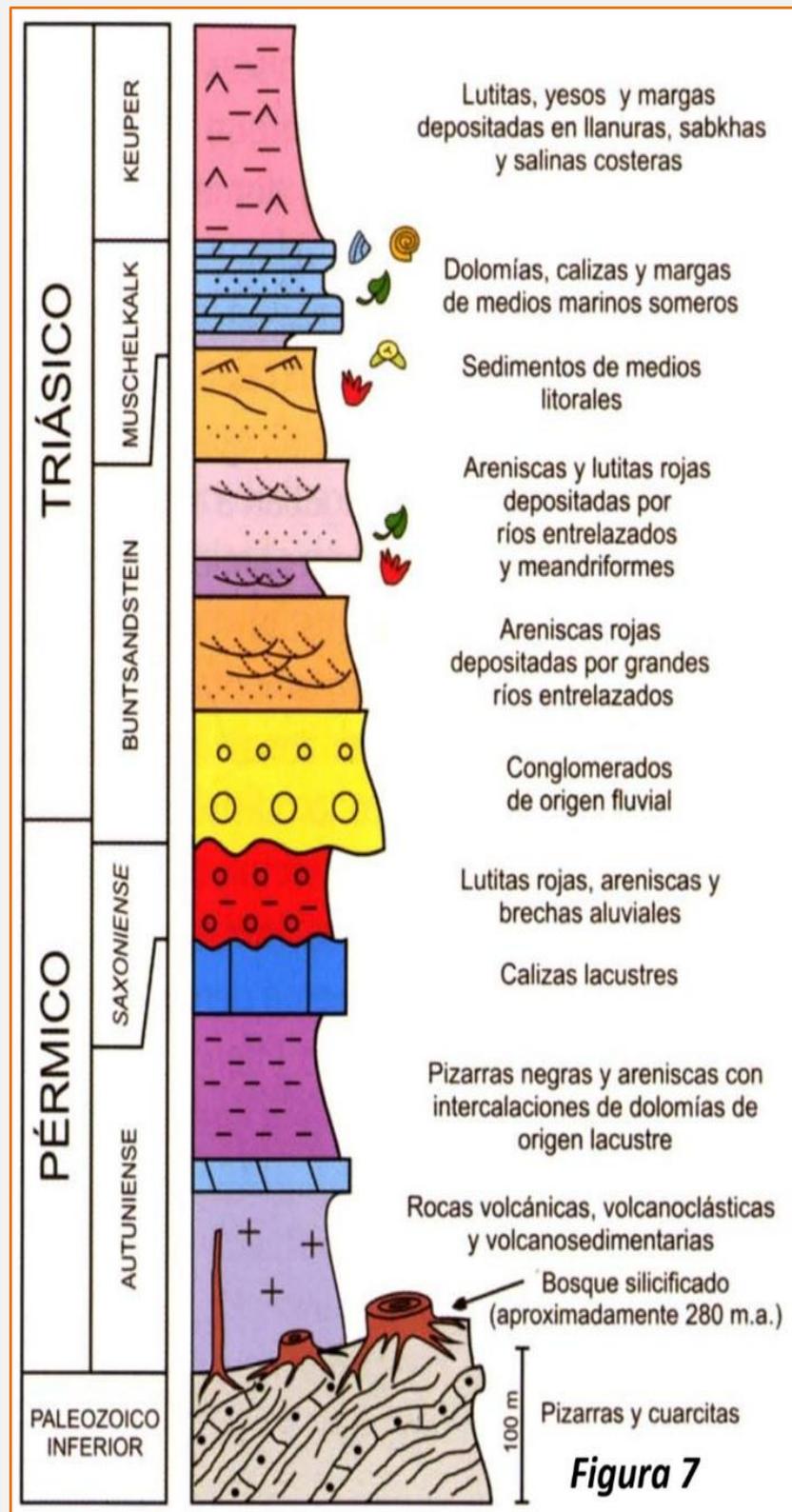
- Inferior. Discordantes sobre un importante paleo relieve encontramos un conjunto de rocas volcánicas, volcanoclásticas y volcanosedimentarias de composición riolítica y colores verdes, blancos y grises.
- Medio. Formado por una alternancia irregular de pizarras grises y areniscas de grano fino con delgadas intercalaciones de dolomías, niveles de tobas riolíticas, cineritas y niveles carbonosos con tonstein (nódulos de arcilla caolinítica).
- El tramo superior está constituido por calizas y dolomías silíceas en bancos gruesos con alguna intercalación lutítica depositados en un ambiente lacustre.

Lo más característico y espectacular es la presencia de troncos silicificados (xilópalos), algunos de ellos en posición de vida y enraizados en el sustrato varisco, fosilizados por oleadas piroclásticas (nubes ardientes).

Estas oleadas son flujos turbulentos de gases, vapor de agua, cenizas, piedra pómez y fragmentos de roca que, con temperaturas superiores a 700 grados y velocidad de hasta 50 m/s, se desplazan decenas de kilómetros devastando la superficie del terreno a medida que van enfriándose.

Los xilópalos se forman cuando una solución rica en sílice impregna los poros y huecos del tejido vegetal donde, en condiciones de pH neutro o ligeramente ácido y temperaturas de 100 grados o menos, la sílice precipita conservando la estructura vegetal.

El bosque pérmico, de -280 a 290 millones de años de antigüedad, estuvo formado por helechos arborescentes, pteridosfermas (helechos con semillas), estenofitos o equisetos como las actuales colas de caballo y coníferas primitivas tipo *Walchia* (Sopeña y Sánchez Moya 2017).



En la región de Molina, discordantes sobre las unidades anteriores o sobre el Paleozoico prehercínico se sitúa la Formación Montesoro formada por un conjunto predominantemente lutítico de coloraciones rojizas y asalmonadas, con niveles cineríticos e intercalaciones de conglomerados y areniscas, pequeños niveles dolomíticos y paleosuelos con rizocreaciones, depositado en abanicos aluviales áridos, con influencia volcánica.

### 2.3.- Pérmico Superior y Mesozoico

Los sedimentos mesozoicos se agrupan en dos ciclos relacionados con su evolución tectono-sedimentaria (Fig. 8).

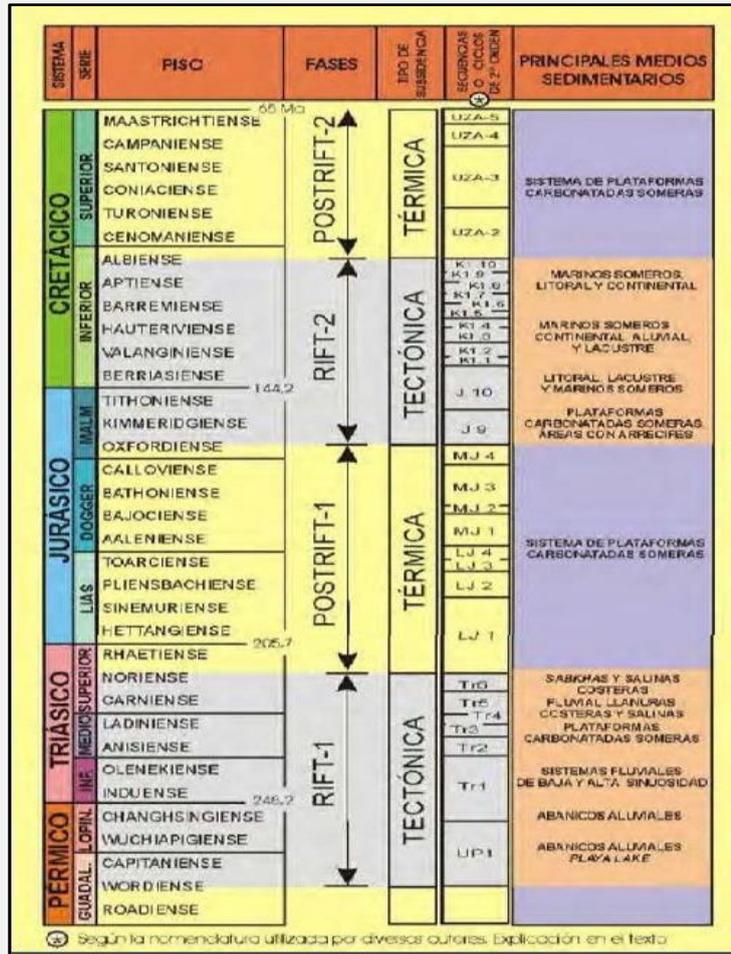


Figura 8.- Ciclos, etapas y medios sedimentarios durante el Pérmico superior y Mesozoico en el Alto Tajo y S.de Cuenca.

El Ciclo I, comienza en el Pérmico superior y está constituido por una primera etapa de Rift-1 que comprende los depósitos situados entre la discordancia con los materiales variscos hasta los depósitos arcillosos y evaporíticos del Triásico Superior y otra etapa Postrift-1 que abarca a los materiales del Triásico superior y a los materiales del Jurásico inferior, medio y base del superior. El Ciclo II comienza con una nueva etapa de rift (Rift-2). Agrupa los sedimentos del Jurásico Superior a Cretácico Inferior (Albiense), y termina con otra etapa post-rift (Postrift-2) que comprende toda la sedimentación del Cretácico Superior.

#### -Ciclo I, Etapa Rift-1. Pérmico Superior-Triásico Superior.

Los materiales del Pérmico superior y del Triásico Inferior rellenan cuencas generadas en régimen extensional. Tienen una marcada irregularidad en los espesores. El depósito comenzó con sedimentos terrígenos rojos, aluviales, fluviales y de derrubios de ladera. En el techo existe una discontinuidad sedimentaria que los separa de la *Facies Buntsandstein*, del Triásico Inferior (Fig. 9).

La *Facies Buntsandstein* está constituida por una sucesión de conglomerados, areniscas y lutitas, asincrónica a lo largo de la CI y con frecuentes lagunas estratigráficas. En general corresponden a depósitos fluviales de baja sinuosidad y canales entrelazados, con carga de fondo de gravas y arenas y paleocorrientes generalmente orientadas hacia el sureste que

evolucionan hacia techo a facies distales representadas por sedimentos finos de llanura de inundación y de transición a llanura mareal (*Facies Röt*).

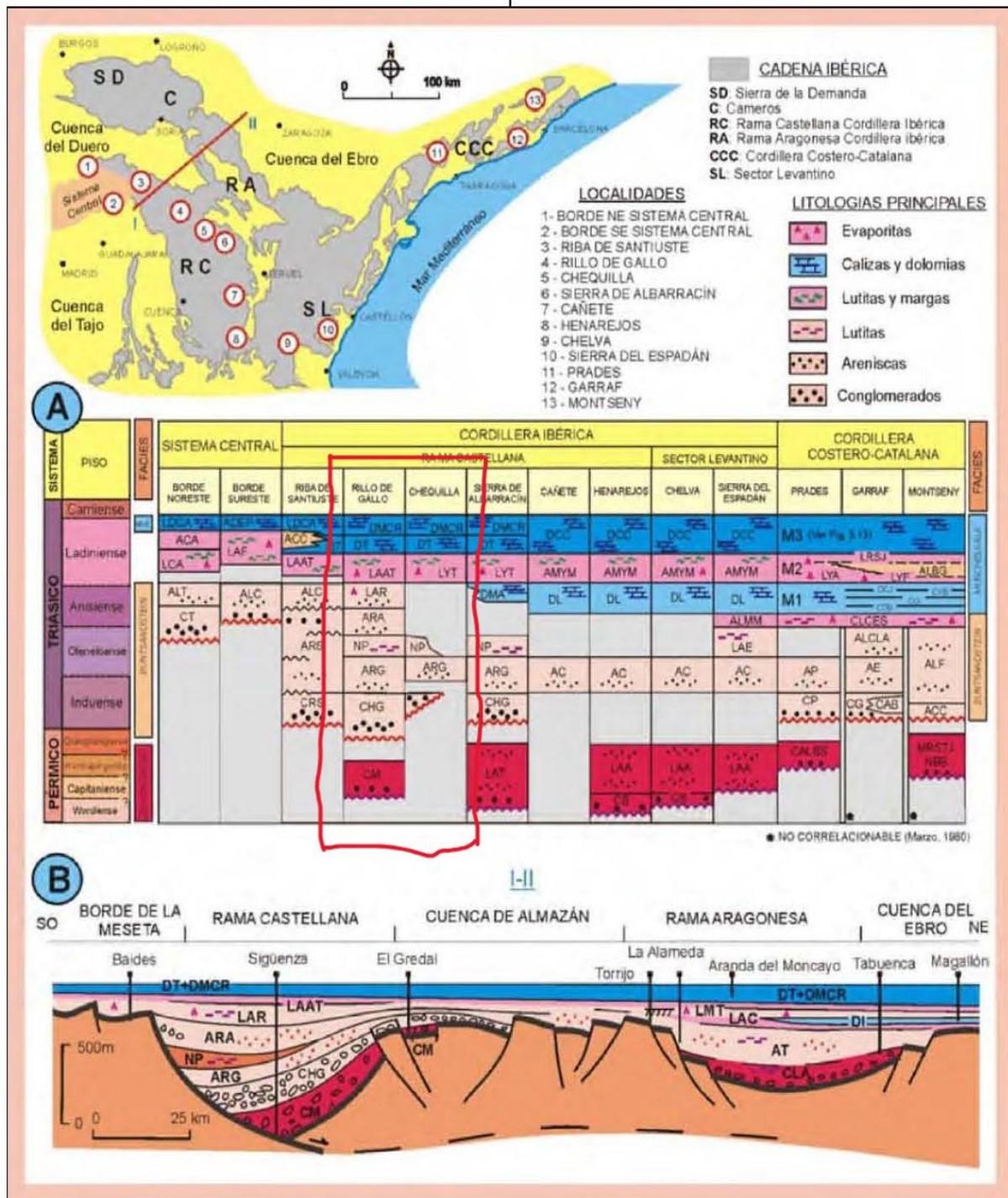


Figura 9.- A.-Principales unidades estratigráficas definidas en las Cordilleras Ibérica para los sedimentos de las primeras fases del Rift Ibérico. CH y CHG- Conglomerados de la Hoz del Gallo; ARG- Areniscas de Rillo de Gallo; NP- Nivel de Prados; ARA- Areniscas de Río Arandilla; LAT- Lutitas y areniscas de Tormón; DMA Dolomías de Tramacastilla; LYT- Lutitas y yesos de Tramacastilla; DT- Dolomías de Tramacastilla; DMCR- Dolomías, margas y calizas de Royuela.; AT- Areniscas de Tierga; CB- Conglomerados de Boniches; LAA- Limos y areniscas de Alcotas; AC- Areniscas del Cañizar; DL- Dolomías de Landete; AMYM- Arcillas, margas y yesos del Mas; DCC- Dolomías y calizas de Cañete. B.- Esquema estratigráfico y estructural durante el comienzo del Rift Ibérico, basado en datos de sondeos, sísmica y observaciones de campo. Figura tomada de Vera (2004).

Parcialmente igualado el relieve, se registraron dos etapas transgresivas sucesivas provenientes del área mediterránea, separadas por un intervalo regresivo. La primera transgresión del Muschelkalk Inferior (M1) no llega a cubrir la totalidad del Rift Ibérico. Al NE

del Alto Tajo-Serranía de Cuenca, sus equivalentes continentales están en *facies Buntsandstein*, así como los sedimentos regresivos del Muschelkalk Medio (M2, Anisiense medio-superior) que coinciden en parte con las facies lutíticas que representan la *Facies Röt*.

En el Muschelkalk Superior (M3, Ladiniense), se implanta una plataforma somera de carbonatos, que representa la máxima invasión del Tethys hacia el oeste durante el Triásico Inferior y Medio. Las dolomías del Muschelkalk Superior pasan, mediante unas capas de transición (*Capas de Royuela*), a los depósitos fundamentalmente lutíticos y evaporíticos de la *facies Keuper*, que representan la última etapa de actividad del *rift*. Estas facies, de edad Carniense-Noriense, son extensivas sobre las facies anteriores. El ambiente de depósito durante el Keuper se relaciona con llanuras costeras conteniendo cubetas de tipo salino, y *sabkhas* y salinas costeras.

#### **-Ciclo I, Etapa Postrift-1. Triásico Superior - Jurásico inferior, medio y base del superior.**

Su límite inferior se sitúa en una discontinuidad de probable edad Noriense Superior y se extiende hasta la base del Jurásico Superior (Oxfordiense). Durante esta etapa predomina la subsidencia térmica regional, aunque el registro sedimentario está en muchas ocasiones controlado por fallas sin- sedimentarias a las cuales se asocia una actividad magmática de cierta importancia.

En el registro sedimentario la fase comienza con una extensa transgresión que da lugar a la implantación de una plataforma de carbonatos en las que quedan registradas una serie de sucesivos cambios relativos del nivel del mar, que ha permitido caracterizar los materiales del Jurásico Inferior y Medio en una serie de ciclos de diferente orden (Fig. 10).

- El Ciclo LI-1 comienza con una unidad transgresiva de procedencia mediterránea que inundó la gran llanura de la *facies Keuper*, y dió lugar a una extensa plataforma somera de carbonatos en la que se deposita la *Fm. Dolomías tabledas de Imón*, durante el Noriense Superior y Rethiense. La fase regresiva está marcada por la vuelta a etapas de sedimentación evaporítica, cuya disolución posterior y colapso ha dado lugar a la *Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña*, compuesta por dolomías cristalinas y brechas de carbonatos.
- El Ciclo LJ-2 representa la implantación de un sistema de plataformas someras de carbonatos que sobrevivirá durante el resto del Jurásico. En la mayor parte de la Cordillera Ibérica este ciclo está constituido por carbonatos depositados en ambientes muy someros, sub a supramareales, de la *Fm. Dolomías y calizas de Cuevas Labradas*.
- El Ciclo LJ-3 comienza con la *Fm. Margas del Cerro del Pez*, que representa una profundización marcada en amplias zonas de la plataforma. Después de un pequeño repunte regresivo (*Fm. Calizas bioclásticas de Barahona*) la tendencia transgresiva continúa, depositándose la *Fm. Margas y calizas de Turmiel*, constituida por una alternancia de carbonatos hemipelágicos y margas hasta alcanzarse el máximo de profundización durante el Toarciense Medio. La parte regresiva del Ciclo se manifiesta por la progradación de las plataformas marginales de carbonatos de la *Fm. Casinos* sobre las partes más distales ocupadas por la *Fm. Turmiel*. Semejante mecanismo se reproduce durante el Ciclo LJ-4, cuyo techo está marcado por una discontinuidad regional.

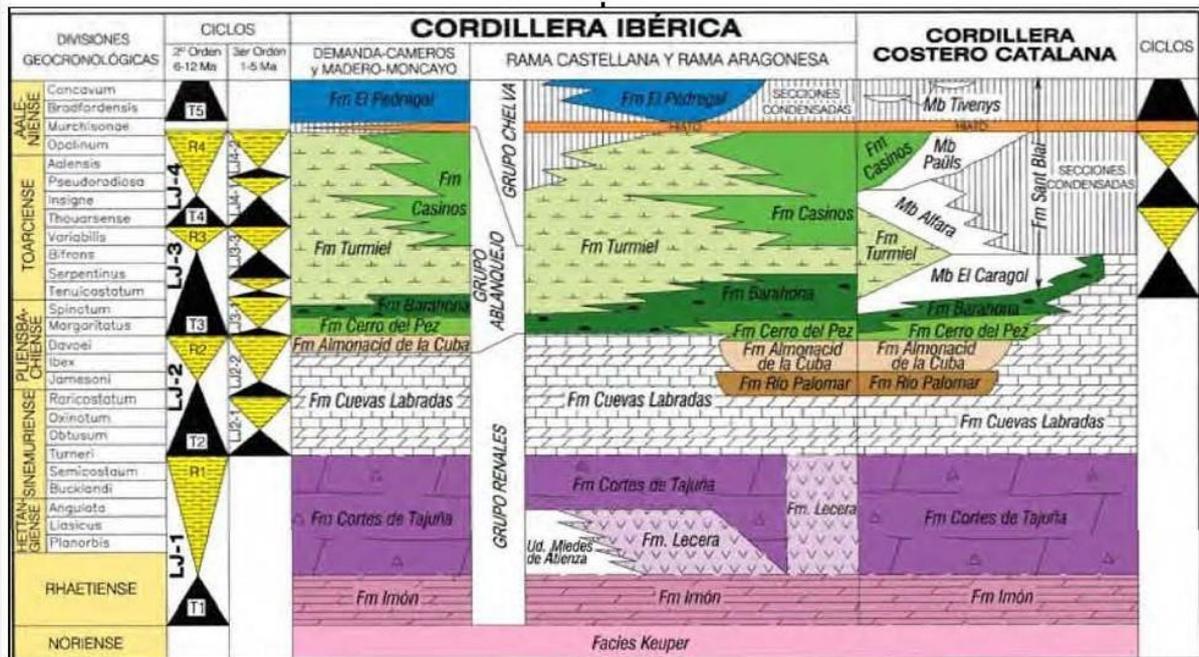


Figura 10.- Geocronología y distribución de las unidades y ciclos del Jurásico inferior. Tomada de Vera (2004)

Durante el Jurásico Medio tuvo lugar una notable fragmentación de la plataforma, diferenciándose tres áreas con dominio de condiciones de sedimentación de plataforma: Castellana, Aragonesa y Tortosa. En la plataforma Castellana se deposita una sucesión de carbonatos que se organizan también en cuatro ciclos transgresivo-regresivos (MJ-1 a MJ-4) con importantes hiatos y secciones condensadas (Fig.11). En la Serranía de Cuenca-Alto Tajo pueden distinguirse varias formaciones que en conjunto constituyen la *Fm. Yémeda* del Grupo Carbonatado o antigua *Fm. Carbonatada de Chelva*.

El techo del Jurásico Medio está marcado por una importante discontinuidad a escala de cordillera, con un hiato sedimentario que abarca, al menos, el Caloviense Superior y el Oxfordiense Inferior (*Oolito de Arroyofrío*).

### **-Ciclo II, Etapa Rift-2. Jurásico Superior- Cretácico Inferior.**

Este ciclo se extiende desde el Oxfordiense hasta el Albiense Medio, coincidiendo con el inicio de la propagación del *rifting* desde el Atlántico central, que culminó con la separación cortical del Aptiense Medio y el comienzo de la apertura oceánica atlántica.

Sobre el Oolito de Arroyofrío se produce un importante evento transgresivo al comienzo del Jurásico Superior que da lugar a la implantación de una nueva plataforma de carbonatos, dominada por las facies espongiolíticas de la *Fm. Yátova*, que hace llegar las facies de mar abierto a áreas hasta entonces dominadas por facies muy someras y restringidas. Tanto las calizas con esponjas de la *Fm. Yátova* (Oxfordiense), como la *Fm. Margas de Sot de Chera* y la *Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla*, ambas de edad Kimmeridgiense.

Estas unidades tienen una gran continuidad lateral en la CI, pero en la mayor parte del Geoparque de Molina-Alto Tajo faltan por erosión pre-Cretácico superior.

El registro sedimentario a partir del Jurásico más superior (Titónico o Portlandiense) es bastante irregular, y no existen sedimentos de gran parte del Cretácico Inferior.

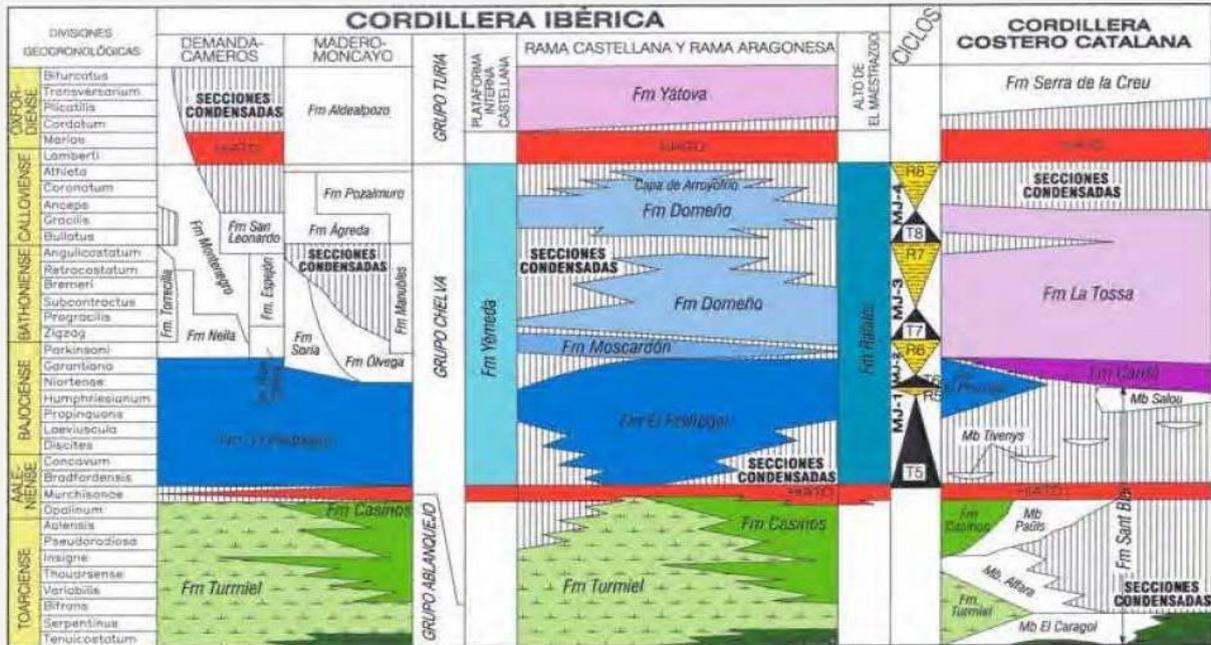


Figura 11.- Geocronología y distribución de las unidades y ciclos del Jurásico medio. Tomada de Gómez JJ. y Fernández S. (2006)

Para este período FREGENAL, M. et al. (2017) establecen un nuevo modelo para la Serranía de Cuenca y el Alto Tajo (Cuenca y Guadalajara) indicando que esta región sufrió una evolución paleogeográfica independiente y posee un registro estratigráfico particular: (I) desarrollo de una discontinuidad estratigráfica Jurásico Superior-Barremiense inferior con características únicas en el contexto de la Cuenca Ibérica y descrita por primera vez en este trabajo y (II) el registro más tardío (Barremiense superior) del comienzo de la sedimentación sin-rift en la Cuenca Ibérica. La sedimentación sin-rift estuvo muy condicionada por el desarrollo de un complejo patrón extensional y cinemático que compartimentó la cuenca en múltiples cubetas de tipo graben y semi-graben, y está representada por dos unidades limitadas por discontinuidades (Fig.12).

La primera unidad es de edad Barremiense superior y está compuesta por dos unidades litoestratigráficas con rango de formación constituidas por sedimentos continentales que se superponen y presentan cambio lateral de facies: la *Formación Tragacete*, que se define formalmente por primera vez en este trabajo, y la *Formación La Huérguina*, que se redefine formalmente en términos de litofacies, límite inferior, edad y ambientes sedimentarios. También se descarta la presencia y validez en el área de estudio de la Fm. El Collado, hasta la actualidad considerada inicialmente cambio lateral de facies de la *Fm. La Huérguina*.

La segunda unidad es Aptiense y está compuesta por la *Fm. Contreras*, formada por depósitos siliciclásticos aluviales y en menor medida transicionales y marinos someros que cambian lateralmente y hacia el techo a facies carbonáticas costeras del Miembro Malacara y siliciclásticas regresivas del Miembro El Burgal (ambas de la *Fm. El Caroch*). Sobre ambas unidades limitadas por discontinuidades se apoya discordante el Grupo Utrillas (Albiense), no existiendo registro en esta zona de otras unidades aptienses y albienses recogidas en los esquemas estratigráficos tradicionales.

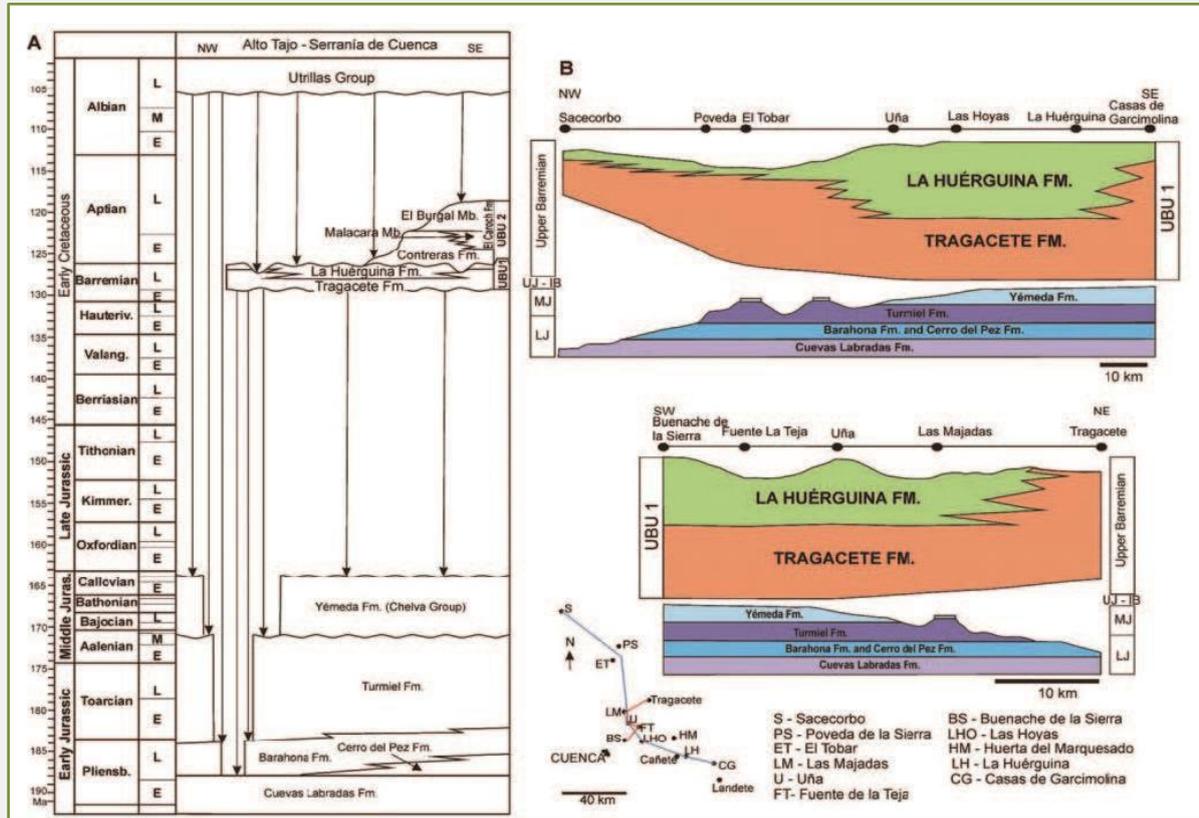


Figura 12.- A) Esquema litoestratigráfico propuesto por Fregenal M. et. al. (2017) para la sucesión sedimentaria estudiada en la comarca del Alto Tajo-Serranía de Cuenca. B) Secciones transversales de la discordancia Barremiense superior que muestra la geometría interna general y las relaciones entre las formaciones Tragacete y La Huérguina. LJ – Jurásico Inferior; MJ – Jurásico Medio; UJ-IB – Jurásico superior-Barremiense inferior.

En la *Fm. Tragacete* las arcillas son la litología dominante. Pueden contener cantidades variables de limo, arena, carbonato y materia orgánica. La mayoría son de colores rojos y rojizos, pero también son comunes los rosados, ocre, amarillentos, grisáceos y verdosos, así como los moteados y abigarrados. Las arcillas bauxíticas están presentes en la parte basal de la sucesión en algunas localidades. Los paleosuelos bien desarrollados y las características palustres están muy extendidos. Contienen algas cianofíceas, carofitas, ostrácodos, bivalvos, gasterópodos, polen, restos vegetales, escamas y huesos de peces, restos esqueléticos de tetrápodos (ranas, tortugas, lagartos, cocodrilos, dinosaurios no aviares y mamíferos), pistas de invertebrados y huellas y rastros de tetrápodos. Son depósitos continentales con asociaciones de facies aluviales, lacustres y palustres que conforman un sistema de humedales de agua dulce continental a escala regional.

La litología más frecuente y extensa de la *Fm. Huérguina* en este sector son las calizas de color gris claro a oscuro y beige con carofitas y ostrácodos excepcionalmente abundantes. Los conglomerados oncolíticos, calizas oncolíticas y estromatolíticas así como calcarenitas bioclásticas e intraclásticas también son abundantes. La estratificación puede ser en capas masivas de varios m. de espesor, capas tabulares, que muestran lechos cruzados a diferentes escalas o como capas lenticulares de unos pocos m de espesor. Las calcarenitas generalmente aparecen como en “lajas” de losas irregulares y conservan ondulación y laminación cruzada. También están presentes calizas de color gris oscuro a negro, malolientes (fétidas), limosas a margosas, extremadamente ricas en restos vegetales. Es frecuente el desarrollo de brechificación, nodulización, pseudo-microkarstificación, así como huecos verticales y marmorización en el techo de las capas. La presencia de calizas fosilíferas finamente laminadas con diversas y ricas asociaciones de fósiles excepcionalmente bien conservados es una característica notable de esta unidad. Aunque en cantidades variables según la localidad concreta, también están presentes margas. En raras ocasiones se

encuentran escasos lechos de areniscas y calizas arenosas. A nivel regional contienen: algas cianofíceas, carofitas, ostrácodos, bivalvos, gasterópodos, polen, restos vegetales, gusanos, crustáceos, insectos, escamas y huesos de peces, restos esqueléticos y fósiles articulados de tetrápodos (ranas, tortugas, lagartos, cocodrilos, dinosaurios no aviares, aves y mamíferos), huellas de invertebrados y huellas o rastros aislados de tetrápodos. En esta formación se encuentran el Yacimiento paleontológico de Las Hoyas y el que está siendo objeto de investigación y evaluación en las proximidades de Casas de Garcimolina.

**- Ciclo II, Etapa Postrift-2. Cretácico Superior.**

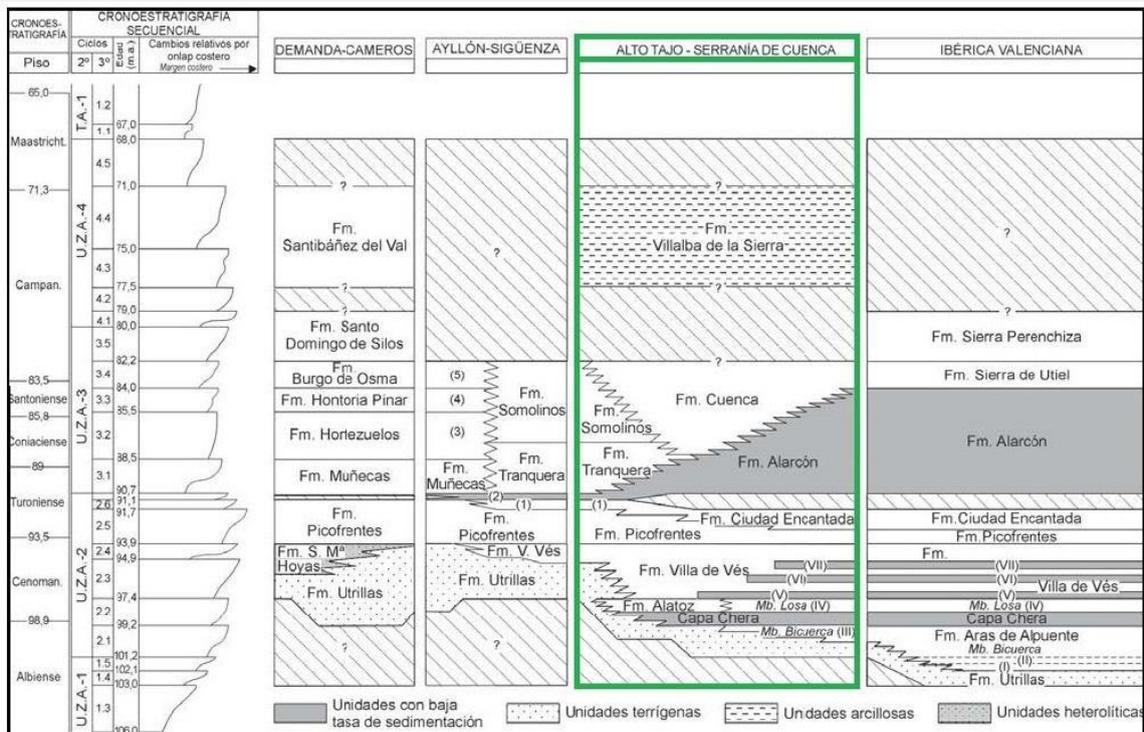


Figura 13.- Distribución y correlación de las unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior en los sectores de La Demanda-Cameros, Ayllón-Sigüenza, Alto Tajo-Serranía de Cuenca y Cordillera Ibérica Valenciana. (1) Mb Riofrío del Llano y Mb Muriel de la Fm Ciudad Encantada; (2) Capa Alcorlo; (3) Fm Hortezuuelos; (4) Fm Hontoria del Pinar; (5) Fm Burgo de Osma. Tomada de Gil et al. (2004).

Coincidiendo con el mayor ascenso eustático del Mesozoico, el área quedó cubierta por un sistema de extensas plataformas de carbonatos, algunas de las cuales son expansivas sobre todos los depósitos anteriores, llegando a cubrir hasta el Macizo Ibérico paleozoico.

Los materiales del Cretácico Superior de la Cordillera Ibérica se han subdividido en una serie de secuencias deposicionales, limitadas por discontinuidades. No obstante, la persistencia de la tectónica sinsedimentaria determina la presencia de cambios de facies y rupturas sedimentarias, por lo que se han diferenciado áreas entre las cuales las sucesiones del Cretácico Superior muestran ciertas diferencias.

El Cretácico Superior del Alto Tajo-Serranía de Cuenca está formado por un conjunto inferior de naturaleza fundamentalmente terrígena (arenas, areniscas, arcillas, margas y dolomías), un conjunto intermedio carbonatado (dolomías, calizas y margas) y un conjunto superior nuevamente terrígeno y evaporítico (arcillas y yesos). El Cretácico Superior constituye un gran ciclo transgresivo-regresivo identificable a escala global.

Se reconocen básicamente cuatro grandes conjuntos de facies, asimilables a escala general con otros tantos cinturones de facies: Siliciclásticas, Calcáreas, Mixtas, Dolomíticas y Evaporíticas distribuidas dentro de cuatro grandes mesosecuencias transgresivo-regresivas

de 2º orden, limitadas por discontinuidades que reflejan episodios de interrupción sedimentaria reconocibles en toda la plataforma ibérica (Fig.13).

La denominación informal *Facies de Utrillas* se ha venido extendiendo en la literatura para designar a un conjunto detrítico de vivos colores, debido en parte a la dificultad de distinguir en algunas ocasiones en el campo la presencia en estos depósitos de dos unidades diferentes, la *Fm. Escucha* y la *Fm. Utrillas*. Trabajos recientes (Rodríguez-López et al., 2010) distinguen una “sucesión sedimentaria inferior” (parte inferior y media de la *Fm. Escucha*, de edad Aptiense superior-Albiense inferior) que está compuesta por un tramo basal de carbonatos de plataforma, un tramo intermedio con carbón, formado en una costa siliciclástica con sistemas islas barrera con marismas, y un tramo superior compuesto por potentes cuerpos arcillosos con rasgos pedogenéticos. La “sucesión sedimentaria superior” (Albiense Inferior-Cenomaniense inferior), separada de la anterior por una discontinuidad regional, incluye las areniscas limos y arcillas de la *Fm. Utrillas* formada en ambientes desértico-arenosos (erg) que muestra una zonación espacial. Desde el sector proximal del desierto, situado en áreas cercanas al macizo Ibérico, donde el erg interactúa con sistemas fluviales efímeros a eólicos, se pasa al “erg” central caracterizado por el desarrollo de dunas arenosas complejas, y en el área distal a la interacción con ambientes marinos, donde los sedimentos eólicos fueron re TRABAJADOS en medios costeros.

Una transgresión regional sobre el “erg” dio lugar a la formación de una costa árida en la que se desarrollaron marismas que dan lugar a la presencia de niveles de arcillas carbonosas”.

El primer depósito netamente transgresivo tuvo lugar durante el Albiense-Cenomaniense basal en el sector oriental de la Ibérica. Se inicia con la sedimentación litoral mixta terrígeno-carbonatada de la *Fm. Aras de Alpuente* a las que siguen las margas de la *Capa de Chera*. Hacia el oeste pasan a los materiales arenosos en facies Utrillas.

El ascenso eustático del Cenomaniense Inferior da lugar a la implantación de plataformas de carbonatos representadas por la *Fm. Dolomías de Alatoz* y las calizas del Mb. Losa y, posteriormente, por la plataforma de carbonatos de la *Fm. Villa de Vés* que, hacia el oeste y noroeste también pasan lateralmente a las arenas de Utrillas .

Durante el Cenomaniense terminal-Turonense Inferior se produce el basculamiento de la Placa Ibérica hacia el norte y un rápido ascenso del nivel del mar, lo que condiciona que las transgresiones, que hasta ahora tenían una procedencia del Tehys, entren ahora desde el Protoatlántico. Como consecuencia, se registran por primera vez en el Cretácico ambientes de mar abierto con ammonites en la mayor parte de la Cordillera Ibérica, representados por la *Fm. Margas de Picofrentes*. El término regresivo de esta secuencia está representado por las dolomías de la *Fm. Ciudad Encantada*, depositadas en una plataforma somera que llegó a estar emergida. Esto condicionó su dolomitización, y la existencia de series condensadas con margas con paleosuelos, arenas litorales y margas de la *Fm. Alarcón*. Estos fenómenos dan lugar a una discontinuidad sedimentaria de edad Turonense Medio que se observa en toda la Cordillera.

El siguiente episodio transgresivo, que se desarrolló durante el Turonense Superior-Santonense, comienza con la sedimentación de las calizas tableadas de la *Fm. Tranquera*.

Un nuevo ascenso relativo del nivel del mar dio lugar al siguiente ciclo, de edad Coniacense Medio- Santonense Inferior representado por la *Fm. Dolomías de Somolinos* y por gran parte de la *Fm. Brechas dolomíticas de Cuenca* en la Serranía de Cuenca y Alto Tajo. El equivalente en el subsuelo de la *Fm. Brechas de Cuenca* es una alternancia de carbonatos y evaporitas en la que se han disuelto las evaporitas, dando lugar a una brecha de colapso. Este fenómeno se

interpreta como el punto de partida de la inversión tectónica, ya que coincide además con el comienzo de la etapa compresiva en el Pirineo.

El cambio en la dirección de desplazamiento de la Placa Africana durante el Santoniense hace que la Placa Ibérica deje de rotar y bascule de nuevo hacia el suroeste, quedando abierta tanto al Atlántico como al Tethys. Esto condiciona la presencia de facies más abiertas hacia ambos océanos, mientras que, en las áreas centrales como el Alto Tajo y Serranía de Cuenca, se desarrollan las facies más someras. Debido a estos fenómenos, durante el Santoniense terminal-Campaniense Medio, la cuenca queda fuertemente compartimentada y en cada zona de la Cordillera Ibérica este ciclo está representado por diferentes facies.

La *Fm. Villalba de la Sierra* está formada por una potente serie continental en las que predominan arcillas verdosas, localmente versicolores. Son frecuentes las intercalaciones de yesos, carbonatos, areniscas y conglomerados. Los yesos son más potentes y frecuentes conforme ascendemos en la serie que en su parte más superior intercala numerosos niveles de arcillas verdes, rojas y versicolores y canales con conglomerados y arenas siliciclásticos. En los taludes de la línea del AVE Madrid-Valencia próximos a la localidad de Fuentes cerca de Cuenca, excavados en estos niveles superiores, se descubrió el importante yacimiento paleontológico, especialmente de dinosaurios, de Lo Hueco que continúa en fase de estudio y ha proporcionado gran cantidad de fósiles de distintos grupos de plantas, moluscos, peces, tortugas, lepidosauromorfos, cocodrilos y dinosaurios saurópodos, terópodos y ornitópodos del Campaniense superior y Maastrichtiense inferior, con más de 12.000 piezas inventariadas.

Los materiales del Cretácico terminal son muy diferentes de unos sectores a otros, mostrando de nuevo la alta compartimentación de la cuenca.

#### **2.4.- Estructura Regional**

El estilo de la estructura contractiva de la cadena está condicionado por la existencia de una importante serie sedimentaria del Pérmico-Mesozoico. Las distintas potencias y características de este relleno post-varisco y la presencia de niveles de despegue superficiales, confiere un estilo de deformación de basamento, tegumento y cobertera. Así, puede definirse un zócalo prepérmico, que acomoda una importante deformación cenozoica con niveles de despegue más profundos, un tegumento hasta las margas yesíferas del Triásico Superior (facies Keuper), y una cobertera. La mayor parte del edificio orogénico de la Cadena Ibérica involucra la cobertera mesozoica y cenozoica y el “basamento” compuesto por los materiales variscos y la parte inferior del Triásico (hasta el Bunt y/o el Muschelkalk). Solamente en las unidades externas más meridionales (Sierra de Altomira–Cuenca de Loranca) se puede decir que hay un claro predominio de una tectónica de piel fina de cobertera, si bien ésta no es exclusiva puesto que también en estos dominios el basamento está involucrado en la deformación compresiva. La dimensión kilométrica de los anticlinales de núcleo varisco de las Ramas Castellana y Aragonesa implica un nivel de despegue en el interior de la corteza y no se excluye que el cabalgamiento basal llegue a niveles del Moho.

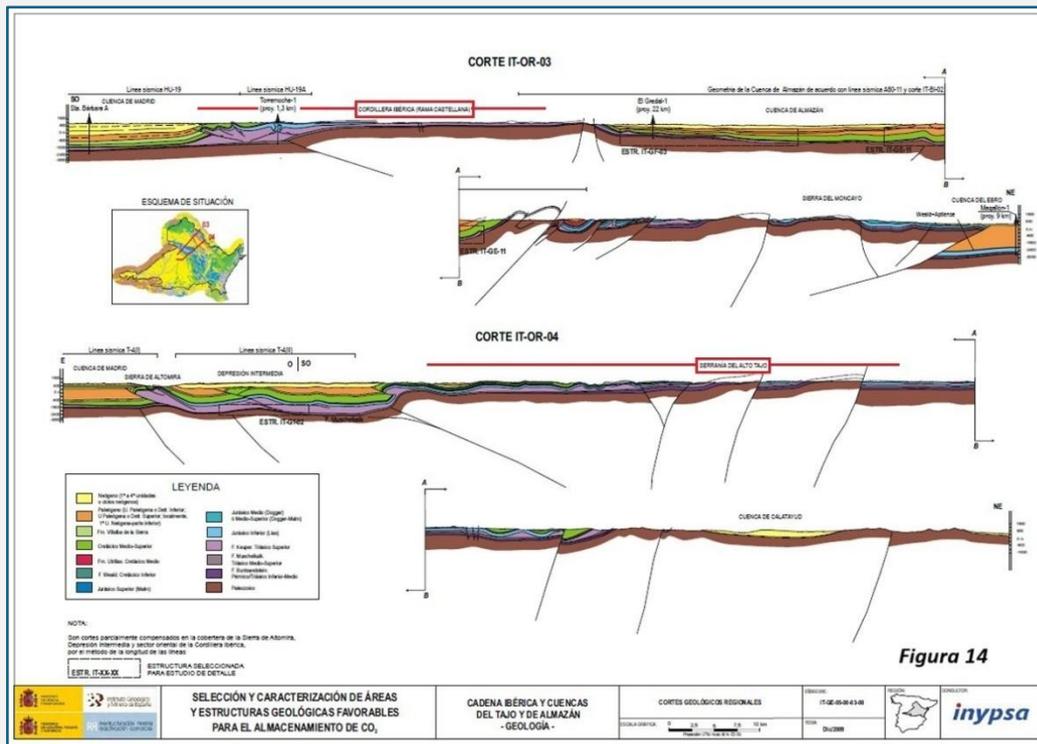
Como ya se ha indicado anteriormente hay dos modelos para explicar la arquitectura contractiva de la Cadena Ibérica: como un cinturón de pliegues y cabalgamientos intraplaca (Guimerà, 2018) o como cinturones transpresivos NO-SE (las Ramas Aragonesa y Castellana) que conectan grandes cabalgamientos E-O (Camereros-Demanda y Montalbán) (De Vicente et al., 2019). La importancia de las fallas en dirección en el desarrollo de la Cadena Ibérica fue ya puesta en evidencia por estudios muy tempranos y ampliamente documentada para la Rama Castellana (De Vicente et al., 2009)

Los límites de la Cadena Ibérica con sus cuencas de antepaís son siempre cabalgantes. El acortamiento total de la cadena en la transversal entre las cuencas del Tajo y Ebro (Altomira y Demanda -Cameros), se ha estimado en 66 km.

### 2.5.- Estructura de la Rama Castellana de la CI

La estructura general es un anticlinorio orientado NO-SE cuya anchura es de varias decenas de km, con numerosos pliegues y cabalgamientos de escala kilométrica e igual dirección. Son estructuras que involucran, tanto el zócalo y la cobertera, como solamente la cobertera. La diferencia de cota entre los afloramientos de zócalo y la posición de éste en las cuencas del antepaís relativo (Depresión Intermedia, hasta -3.000 m), indica que el basamento se encuentra involucrado en la deformación.

El basamento varisco aflora en un conjunto de anticlinales de zócalo localizados en la mitad NE de la unidad (Aragoncillo, Corduente, Cuevas del Hierro, Checa-Albarracín etc.) que están más o menos conectados entre sí por fallas o sistemas de fallas de idéntica orientación regional (NO-SE) y frecuente disposición escalonada dextral que sugieren un contexto transpresivo de la deformación. Ejemplos de estos sistemas de fallas son los que discurren por el corredor del Alto Tajo o el de Tragacete-Zafrilla. Están formados por fallas subverticales con movimiento en dirección, cabalgamientos o fallas inversas de dirección NO-SE con doble vergencia y pliegues anticlinales asociados con geometrías en cofre y flancos subverticales o invertidos que cobijan sinclinales contiguos muy apretados. Estas estructuras, en su conjunto, han sido interpretadas como estructuras en flor positivas.



Cortes representativos de la estructura de este sector de la Rama castellana de la CI, son los IT-OR-03 y 04, realizados por INYP SA para el Proyecto de Almacenamiento Geológico de CO<sub>2</sub> del IGME (2010) Están parcialmente apoyados con datos de símica y sondeos petroleros y se incluyen en la Figura 14. Cortan desde la Cuenca de Loranca o Depresión Intermedia hasta la Rama aragonesa pasando por las cuencas de Almazán y de Calatayud, respectivamente.

## **2.6.- Evolución reciente del relieve.**

El relieve de la CI se creó principalmente desde el Oligoceno superior en varios impulsos, como resultado de la compresión alpina derivada de los procesos de convergencia entre Iberia y Eurasia.

La erosión de los relieves originados en cada uno de estos impulsos es correlativa con los ciclos de relleno continental de las cuencas terciarias y tiene como resultado final la construcción de superficies de erosión que, hasta el impulso/ciclo siguiente, están expuestas a procesos de meteorización física y química.

En el Alto Tajo-Serranía de Cuenca pueden reconocerse algunas entre las más recientes de finales del Mioceno y Plioceno labradas sobre materiales esencialmente calcáreos y que, en conjunto, conforman la *“Superficie de erosión fundamental de la Meseta”*.

Estas superficies han estado sometidas a procesos de karstificación, al menos desde el límite Plioceno-Cuaternario, en los que la penetración del agua en el macizo rocoso ha sido favorecida por crioclastia/gelifracción de las calizas/dolomías aflorantes durante las condiciones periglaciares que predominaron en el Cuaternario y que aún se dan en la estación invernal.

Las variaciones del nivel del mar durante el cuaternario dieron lugar al encajamiento de la red que disecciona las superficies y a variaciones del nivel de base con períodos de descenso/estabilidad de los niveles freáticos regionales (teóricamente correlacionables con las secuencias de terrazas de los ríos de la Meseta Sur).

Estas variaciones han dado lugar a la formación de las típicas Hoces y barrancos encajados, así como a Karst colgados y edificios tobáceos de ladera actualmente inactivos, situados muy por encima de la cota actual de los ríos.

Un aspecto de gran interés, y que merecería un estudio a fondo, es el de la elevada sinuosidad que tienen muchas hoces profundas de largos tramos de ríos importantes como el Tajo o el Gallo e incluso los ríos Piedra y Mesa en la Cuenca del Ebro, sobre todo en las zonas próximas a su salida hacia las cuencas terciarias.

La presencia de meandros encajados podría estar condicionada por la existencia de una red meandriforme, perteneciente a un sistema fluvio-lagunar endorreico previo a la apertura exorreica de la red actual, instalada sobre las superficies de erosión antes mencionadas, semejante a la existente sobre el páramo de La Alcarria.

## **3.- DESCRIPCIÓN DE LAS PARADAS**

En este apartado se describen brevemente las características generales de las paradas programadas en este Geosentrip, ya sean de índole geológica y carácter panorámico, o de mayor detalle, ya sean de carácter cultural o histórico. La situación de las zonas a visitar cada jornada, así como los itinerarios previstos están representados en la Figura 15.

El **Punto de encuentro** (Mirador de Molina) se sitúa en el pk. 99 de la carretera CM-210, junto a un afloramiento de lutitas, areniscas y conglomerados continentales de edad Aragoniense superior-Vallesiense, equivalentes a la Unidad Intermedia de la cuenca del Tajo, que se encuentran suavemente deformadas.

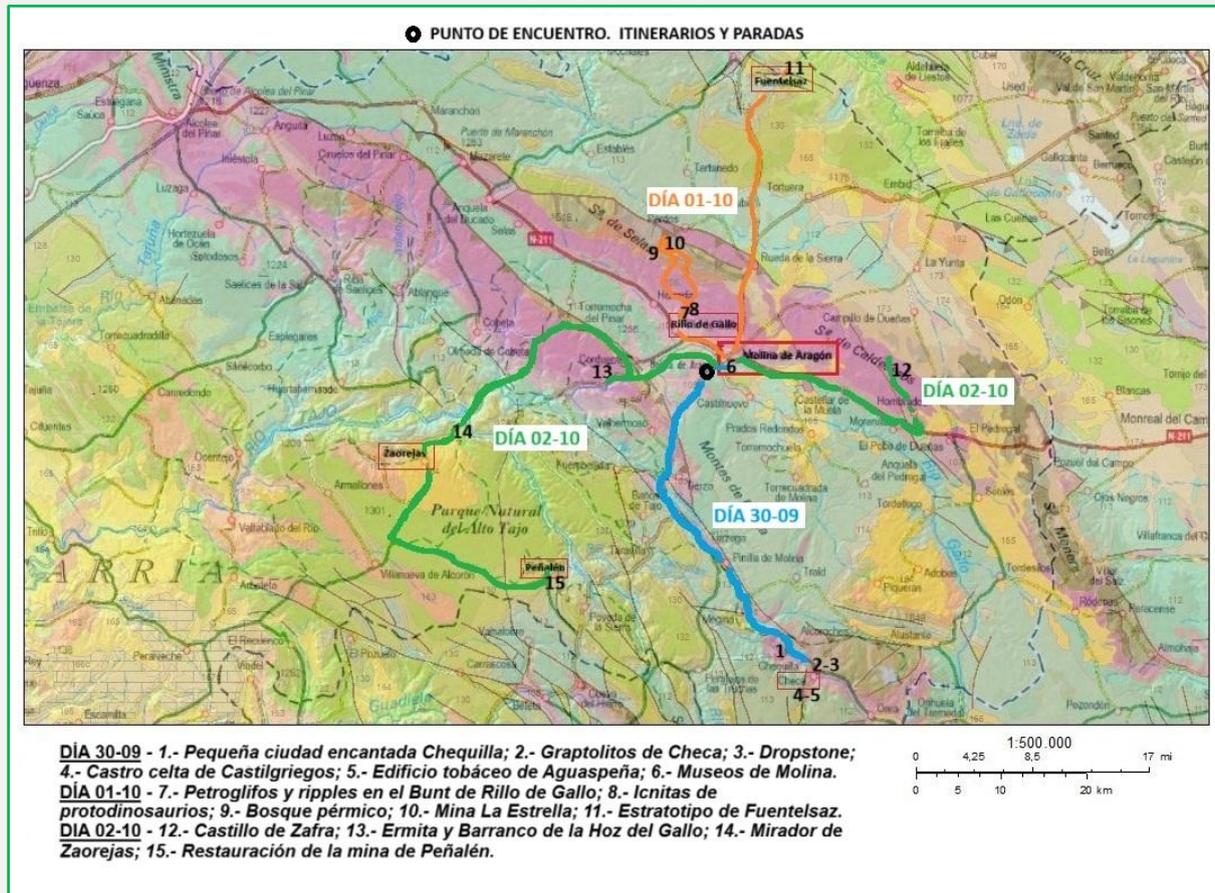


Figura 15. Localización de las zonas a visitar cada jornada, representadas sobre mapa geológico.

### 3.1- Día 30/09. Zona de Checa y Molina.

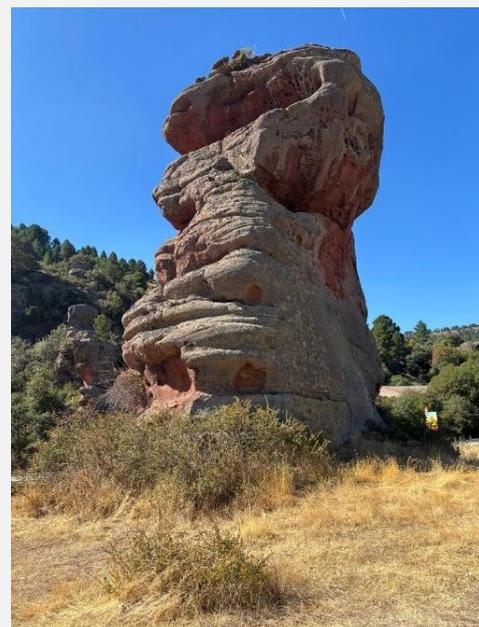
#### - Pequeña Ciudad Encantada de Chequilla.

La Pequeña Ciudad Encantada de Chequilla es uno de los muchos rincones mágicos del Geoparque. Esta pequeña localidad (con apenas una veintena de habitantes) está rodeada por un impresionante conjunto de formaciones rocosas rojizas conocidas como Las Quebradas.

Justo antes de entrar en la localidad, se puede estacionar el vehículo en un descampado donde hay un panel explicativo, en un entorno de gran belleza.

Son formaciones únicas: generadas por erosión, por el viento y el agua que, durante el Cuaternario, han esculpido las areniscas y conglomerados triásicos depositados en facies Buntsandstein hace más de 240 millones de años. Adoptan formas caprichosas que recuerdan monolitos, torreones e incluso generan amplios espacios semicerrados como la “Plaza de toros” usada tradicionalmente durante los festejos de la localidad.

Se trata pues de una “ciudad encantada” diferente y excepcional, labrada sobre rocas detríticas a diferencia de otras más conocidas como las conquenses, sobre dolomías y calizas, en las que la karstificación juega el papel principal.



En rocas detríticas, como las areniscas y conglomerados, la formación de torreones y monolitos se debe a procesos erosivos, en los que se combinan la disgregación de la roca, con intervención de las raíces de las plantas, la acción de arrastre del agua y el modelado por el viento, pero el factor determinante es la fracturación del macizo rocoso y la existencia en las rocas de líneas y planos de debilidad (diaclasas) por los que la erosión, unida a la acción del agua o hielo, progresa con mayor eficacia. En Chequilla la presencia de dos direcciones de fracturación (una casi N-S y otra NE-SO) facilita la erosión diferencial, generándose auténticos laberintos de bloques.

Un aspecto singular de Chequilla es su arquitectura integrada. Muchas casas del pueblo están construidas directamente contra estas rocas, creando una simbiosis visual entre lo humano y lo natural, potenciada por el uso de un recinto natural como plaza de toros.



Cerca de la fuente y el frontón, se observa un resalte rocoso situado junto a una farola que espectaculares ejemplos de erosión areolar o “taffonis”.



Los taffonis son típicos de los ambientes desérticos y litorales, siendo el viento el agente principal para su formación. También se forman en condiciones periglaciares (clima frío y seco) que en el Alto Tajo y Serranía de Cuenca han sido persistentes durante todo el Cuaternario. Los taffoni periglaciares son el resultado de la erosión por efecto del hielo y el agua en las rocas, combinado con el viento.

Las rocas que se exponen a los ciclos de hielo-deshielo experimentan una meteorización que no es uniforme. El agua, proveniente de la nieve o el hielo derretido, se infiltra en los poros y fisuras y cuando el agua se congela, se expande y fragmenta la roca.

La presencia de agua y la variación de las temperaturas favorecen también la meteorización química, que disuelve los minerales, contribuye a la erosión diferencial y se concentra en las zonas más débiles o con bandas menos cementadas o endurecidas que se erosionan más intensa y rápidamente por el viento cargado de finas partícula de arena. En muchas ocasiones esto crea una estructura de cavidades en forma de panal de abejas, dejando en relieve las zonas más resistentes o cementadas que, si están relacionadas con estructuras sedimentarias planares, se muestran alineadas o agrupadas.

<https://alto-tajo.com/item/las-quebradas-y-pequena-ciudad-encantada-chequilla/>

[GEOPARQUE COMARCA DE MOLINA ALTO TAJO https://geoparquemolina-altotajo.com/](https://geoparquemolina-altotajo.com/)  
[www.geoparquemolina.es](http://www.geoparquemolina.es)

#### **- Yacimiento de Graptolites de Checa**

En las proximidades de la población de Checa se sitúan diversos afloramientos paleozoicos excepcionales pertenecientes al Macizo del Nevera, incluido en el gran anticlinorio alpino de la Sierra de Albarracín.

Destaca el afloramiento espectacular de la Formación Orea (Hirnantense) que incluye "diamictitas" de origen glaciomarino con "dropstones" de areniscas y calizas, así como tramos cuarcíticos replegados y deslizados contemporáneos de la glaciación del Ordovícico terminal ocurrida hace 444 millones.

Sobre estos materiales se sitúa el límite Ordovícico-Silúrico que aparece en la base o dentro de la Formación Cuarcita de los Puertos, sobre la que se sitúa la Formación Bádenas (ver apartado 2.1, Figura 5) constituida por pizarras con graptolites en las que la diversidad y abundancia de estos fósiles han dado lugar a un yacimiento reconocido a nivel mundial.

Muchos lugares con abundantes graptolitos se encuentra en el término municipal de Checa.

El principal está situado en el sinclinal que cruza la carretera CM-2111 entre Checa y Orea, cerca del área de La Tejera que dispone de paneles interpretativos. Ha sido protegido mediante vallado (2.400 m<sup>2</sup>) para evitar expolio y preservar su valor científico.

Unas escaleras conducen al entorno del yacimiento de graptolitos y al dropstone que se encuentra protegido por una reja.

En realidad, las formaciones geológicas continúan por el entorno y también por el término municipal de Orea, pero se ha seleccionado esta zona porque es la acondicionada para la visita y dónde está el yacimiento más estudiado.



Los Graptolitos (del griego graptos "escrito" y lithos "piedra") son fósiles de organismos coloniales marinos, especialmente útiles para la datación, que han permitido establecer una bioestratigrafía de altísima resolución. Gutiérrez-Marco y Storch (2021) refieren que se han identificado más de 85 especies, incluyendo cuatro nuevas, que han permitido establecer nueve biozonas y subzonas en los primeros 60 metros de la Formación Bádenas (Silúrico inferior) y realizar correlaciones internacionales con regiones como Bohemia, Gales, Libia y Laos.

El yacimiento de Checa está catalogado como Geosite de relevancia global (PZ-005), constituyendo uno de los mejores registros del Silúrico en Europa.



<https://info.igme.es/ielig/LIGInfo.aspx?codigo=IB230>

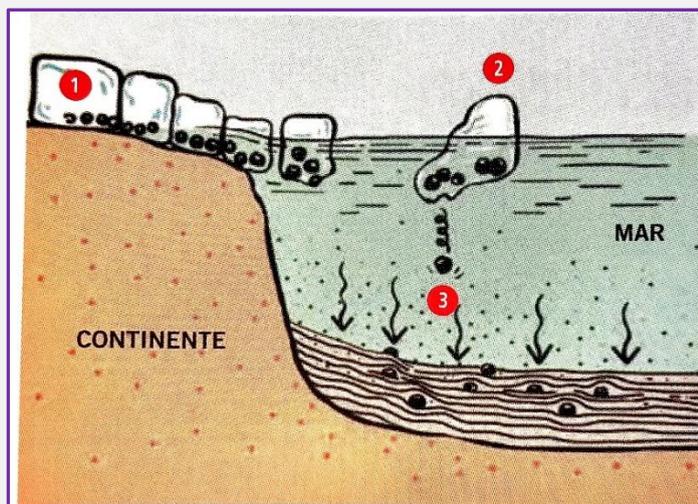
<https://sierraaltotajo.es/geologia/graptolitos-checa>

**- Dropstone. Glaciaciones finiordovícicas.**

El afloramiento de Checa es una joya del patrimonio natural español que ofrece evidencia directa de las glaciaciones ocurridas durante el Ordovícico terminal, hace aproximadamente 444 millones de años.



Un dropstone es una roca que fue transportada por un glaciar y posteriormente por icebergs. Cuando el hielo se derrite en el mar, la roca cae y se deposita sobre sedimentos marinos. Este fenómeno es un claro indicador de la ocurrencia de glaciaciones en tiempos geológicos pasados. En Checa existen varios ejemplares en numerosos puntos, uno de los cuales está protegido en un afloramiento de pizarras mediante una estructura metálica y es accesible mediante un sendero señalizado desde el Centro interpretativo de La Tejera.



**FIGURA 53.**

1 Glaciar.

2 Iceberg.

3 Bloque de roca.

*Un bloque de hielo se desprende del glaciar cuando éste llega al mar. El iceberg vaga por el océano y se va fundiendo, cayendo al fondo marino las rocas contenidas en el hielo.*

El dropstone de Checa es una arenisca cuarcítica rojiza similar a las de las formaciones paleozoicas del entorno. Se encuentra encajado en pizarras sedimentadas durante el ordovícico superior que, como ya se ha indicado en el apartado anterior, pertenecen a la Formación Orea (Hirnantense) formada por diamictitas de origen glacio-marino que contienen dropstones de areniscas y calizas.

Las diamictitas son rocas cuyo nombre proviene del griego *dia* (“a través”) y *meiktós* (“mezclado”), lo que da pistas sobre su estructura caótica. Contienen una mezcla no ordenada de sedimentos terrígenos, desde partículas de arcilla hasta grandes cantos más o menos rodados, todo suspendido en una matriz de lutita o arenisca.

Su origen, aunque a menudo se asocia con depósitos glaciares (como tillitas), puede darse en muchos contextos. Glacial: morrenas, till, sedimentos de icebergs. Volcánico: lahares. Marino: flujos de escombros submarinos. Tectónico: fallas y deslizamientos. Extraterrestre: brechas de impacto.

La glaciación del Ordovícico fue uno de los eventos climáticos más significativos del Paleozoico. Ocurrió hacia el final del período, hace aproximadamente 443 millones de años, y está estrechamente relacionada con la extinción masiva Ordovícico-Silúrico, la segunda más letal en la historia de la Tierra. Se produjo un descenso del CO<sub>2</sub> atmosférico por la proliferación de plantas y la erosión de rocas intensificando el enfriamiento relacionado con la deriva del supercontinente Gondwana hacia el Polo Sur. Grandes masas de hielo se acumularon, especialmente en lo que hoy es África y Sudamérica. Tuvo como consecuencia descenso acusado del nivel del mar. El agua atrapada en los casquetes glaciares provocó un descenso acusado del nivel de los océanos, afectando gravemente los ecosistemas costeros. Aproximadamente el 60% de los invertebrados marinos y el 25% de los filos desaparecieron.

<https://sierraaltotajo.es/geologia/dropstone-checa>

<https://www.checa.es/puntos-de-interes/dropstone-y-graptolitos/>

#### **- Edificio tobáceo de Aguas Peña.**

Se encuentra a 1 km al sur de Checa, en un valle ocupado por acarreos cuaternarios sobre materiales del Keuper en contacto con las carniolas de La *Fm. Cortes del Tajuña*. Hay pasarelas y barandillas para que los visitantes puedan observarlo sin dañar el entorno. Este edificio tobáceo está en plena formación combinando geología, agua y vegetación de forma espectacular.

La toba calcárea una roca porosa que se crea cuando el carbonato cálcico precipita desde aguas limpias y ricas en minerales.



En Aguaspeña, este proceso ocurre gracias a un manantial (en cuya salida las aguas se desgasifican perdiendo parte del CO<sub>2</sub>) que fluye constantemente sobre musgos y otras plantas, lo que provoca la precipitación de carbonato sobre su superficie formando un recubrimiento que termina por asfixiarlas. Las plantas y musgos se ven obligadas a desarrollarse de nuevo por encima de la lámina recién formada de carbonato y el dióxido de carbono que exhalan en su respiración disminuye la acidez del agua facilitando la

precipitación de una nueva película de carbonato cálcico a su alrededor. La repetición ininterrumpida de este proceso ha generado un gran bloque de roca caliza que sigue creciendo en la actualidad como puede comprobarse en la zona derecha, dónde puede observarse el musgo con un fino revestimiento calcáreo.

El crecimiento lateral del travertino da lugar a la formación de viseras que llegan a desestabilizar el bloque ocasionando su desplome, lo que puede apreciarse en la parte izquierda de la formación.

El crecimiento de los travertinos requiere aguas muy limpias por lo que en estos lugares suelen encontrarse captaciones de agua y asentamientos utilizados por el hombre desde tiempo inmemorial.

Su belleza y fragilidad han hecho que esté protegido por normativa ambiental. Estas formaciones no solo tienen valor geológico, sino también ecológico y patrimonial.

Las tobas calcáreas han sido utilizadas históricamente en construcción por su ligereza y porosidad, fácil de cortar y trabajar, como aislamiento térmico, ideal para climas extremos y por su estética natural de tonos cálidos y texturas orgánicas. En España, hay ejemplos notables de edificaciones con toba en zonas como Cuenca, Guadalajara y el entorno del Tajo, donde han sido aprovechados para arquitectura tradicional.

El Ministerio para la Transición Ecológica ha establecido una tipología específica de formaciones tobáceas para su seguimiento y conservación como hábitats naturales.

<https://geoparquemolina-altotajo.com/item/edificio-tobaceo-de-la-aguaspena/>

[https://www.miteco.gob.es/content/dam/mitesco/es/biodiversidad/temas/ecosistemas-y-conectividad/07tobaceas\\_1\\_tipologia\\_tcm30-506077.pdf](https://www.miteco.gob.es/content/dam/mitesco/es/biodiversidad/temas/ecosistemas-y-conectividad/07tobaceas_1_tipologia_tcm30-506077.pdf)

<https://www.checa.es/puntos-de-interes/aguaspena/>

<https://alto-tajo.com/item/la-aguaspena/>

#### **- Castro de Castilgriegos**

El castro celtibérico de Castil de Griegos o Castilgriegos, ubicado 1 km al sur de Checa es uno de los yacimientos más fascinantes de la Celtiberia. Este asentamiento se alza sobre un cerro a 1.476 metros de altitud, dominando el valle del arroyo Genitoris, frente al edificio tobáceo de Aguaspeña. Está construido en un cerro aislado coronado por la *Fm. Carniolas de Cortes del Tajuña*.



Tiene como características destacadas un sistema defensivo único con dos recintos amurallados, separados por un foso excavado en la roca, con torreones de gran tamaño. Es un diseño no visto antes en otros castros celtibéricos.

Sus murallas, ciclópeas, están construidas con grandes bloques de roca carbonatada del entorno (carniolas, dolomías y calizas). Algunas tienen forma elíptica y otras son rectangulares.

Posee un gran control estratégico. Desde el cerro se dominan los ejes naturales de comunicación norte-sur del Alto Tajo en una zona con recursos minerales como hierro y cobre.

A 500 metros se encuentra la necrópolis de Puente de la Sierra, con 264 tumbas de incineración que datan del siglo VI al II a.C.

Estuvo habitado entre los siglos V y I a.C., siendo testigo de la transición entre la Edad del hierro y la romanización. Se han hallado evidencias de destrucción por las legiones romanas, lo que llevó al abandono del poblado.



<https://cultura.castillalamancha.es/index.php/culturaenredclm/castil-de-griegos-y-la-celtiberia-del-alto-tajo>

[https://es.wikipedia.org/wiki/Castil\\_de\\_Griegos](https://es.wikipedia.org/wiki/Castil_de_Griegos)

<https://arqueotrip.com/producto/visita-al-castro-celtiberico-de-castil-de-griegos/>

#### **- Museos de Molina**

Situados en el complejo cultural del Convento de San Francisco, el Museo Comarcal de Molina de Aragón alberga una excelente colección de piezas que muestran la riqueza cultural, geológica y medioambiental de la Comarca de Molina de Aragón y el Alto Tajo, así como su evolución e historia.

El Museo está dividido en seis salas con diferentes temáticas:

- *Sala de Paleontología.* Muestra el registro fósil de la región de Molina - Alto Tajo y a través de una serie de excelentes piezas procedentes de diversos lugares del mundo desarrolla la evolución de los seres vivos durante los últimos 450 millones de años.



- *Sala de Entomología.* Presenta una colección de los diferentes órdenes de insectos, con especial atención a los lepidópteros (mariposas del Alto Tajo).
- *Sala de Medio Ambiente.* Recreación de los variados hábitats de la Comarca mediante animales recuperados para su naturalización, desde las pequeñas aves a los grandes mamíferos.
- *Sala de Evolución Humana.* Diseñada por el prestigioso investigador Juan Luis Arsuaga y su equipo de la Fundación Ancestros, muestra una completa visión de la evolución de la especie humana. Excelentes réplicas de los más famosos fósiles encontrados a lo largo de la historia de la antropología nos muestran una actualizada perspectiva sobre el origen y evolución de nuestra especie.
- *Sala de Arqueología.* Presentación del extraordinario legado arqueológico de la comarca de Molina de Aragón-Alto Tajo desde el Paleolítico a la época medieval, destacando la magnífica colección del mundo celtíbero y las piezas procedentes del yacimiento arqueológico medieval, "El Prao de los Judios", en las inmediaciones del castillo.
- *Sala de Exposiciones Temporales.*

<https://museosdemolina.es/>

### 3.2.- Día 01/10. Zona de Rillo de Gallo. Fuentelsaz.

#### - Petroglifos y estructuras en el Buntsandstein. Icnitas de protodinosaurios.

El corte de Rillo de Gallo por el camino a Pardos (Aº Viejo) presenta una de las sucesiones del Pérmico y Triásico más completas de la Cordillera Ibérica.

Los Conglomerados de la Hoz del Gallo, que constituyen la base del Permo-Triásico en Facies Buntsandstein, se sitúan discordantes sobre la *Formación Capas de la Ermita*. En continuidad sedimentaria se encuentran las *Areniscas de Rillo de Gallo* con estratificación cruzada a gran escala y con algunos niveles de limos arenosos, en su parte más superior. Sobre estos materiales se sitúa el *Nivel de Prados* formado principalmente por una alternancia de limos arenosas (arcosas), de color rojo-morado. Sigue una unidad constituida por areniscas con algunas intercalaciones de niveles limosos, las *Areniscas del Río Arandilla*. Posteriormente la alternancia entre los niveles de areniscas y limos se hace más frecuente. Esta nueva disposición de litologías constituye la unidad de *Limos y Areniscas de Rillo de Gallo* (en la foto los "ripples" del Borbullón). A continuación, y concordante con los materiales de la unidad anterior aparecen los *Limos y Areniscas abigarrados de Torete*. Sobre estos materiales se observa un claro cambio litológico, marcado por la aparición de los niveles dolomíticos del Muschelkalk, y las Capas de Royuela,

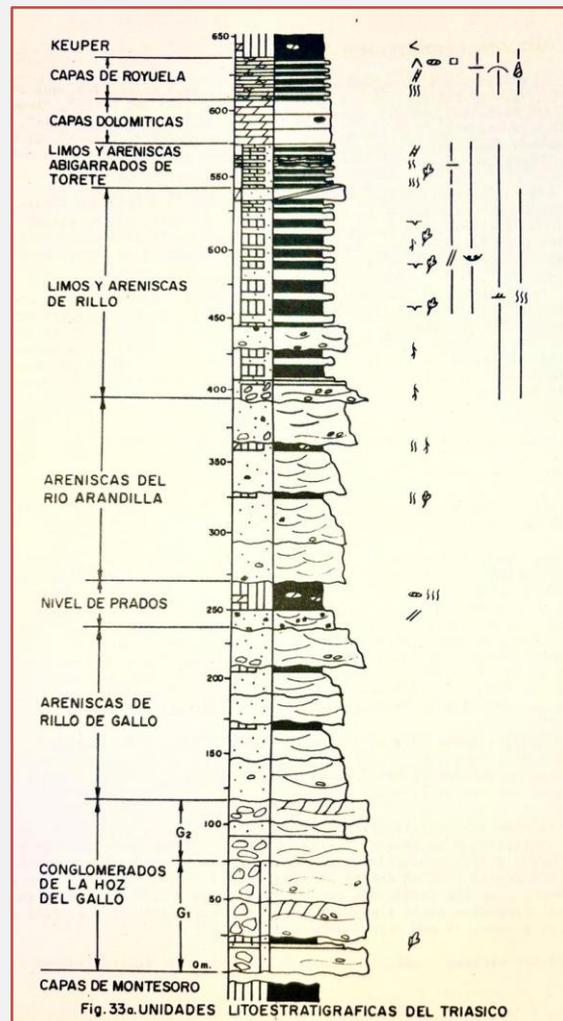


Fig. 33a. UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS DEL TRIASICO

formadas por una alternancia de margas y dolomías (Ramos, A. 1979).

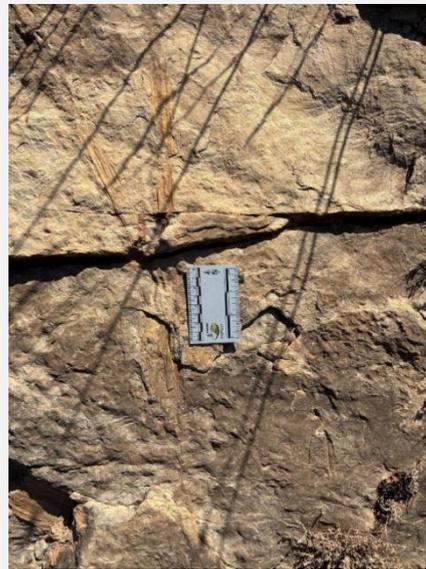
Desde Rillo hacia el norte por el camino a Pardos se reconoce la serie de techo a muro. A la salida del pueblo es visible una parte de la alternancia de areniscas y arcillas de color verde y rojo de tránsito al Muschelkalk. Es en este afloramiento, en un nivel de limos verdes con restos de macroflora, donde se ha localizado una asociación de polen y esporas de edad Ladiniense.



A menos de 2 kilómetros del pueblo, a la izquierda del camino, en los Limos y Areniscas de Rillo, se encuentra un extraordinario afloramiento que combina **Petroglifos y estructuras sedimentarias en areniscas del Buntsandstein**. Son los Petroglifos del Borbullón, situados sobre varias superficies rocosas de areniscas con una leve inclinación hacia el sur. Se trata, en su mayoría, de figuras ligadas a la cristianización del lugar, y por lo tanto de época histórica, sin poder ir más allá en su asignación cronológica.

Probablemente se trate de un cruce de caminos entonces importantes.

En las capas de areniscas encontramos espectaculares *ripples* linguoides y de interferencia con los surcos rellenos por sets de las siguientes tongadas arenosas. Un nivel más limolítico contiene abundantes restos de vegetales de ribera: juncos y palmas.



También a la izquierda del camino, a unos cientos de metros, siguiendo siempre al norte, afloran areniscas de grano medio a fino y limos de color rojo con una gran abundancia de laminación cruzada de ripples y bioturbación de conductos perforantes pertenecientes al techo de las Areniscas de Rillo de Gallo (Nivel de Prados) . Es de destacar la existencia en este tramo de numerosas huellas de reptiles, en su mayor parte **icnitas de Protodinosaurios**.

En este corte de Rillo de Gallo se encontró la primera huella fósil que se conoce en el país. Dicha huella, que incluso conserva las impresiones de la piel del animal que la dejó, fue estudiada por Salvador Calderón y Arana finales del siglo XIX. El autor sugirió la posibilidad de que la dejara un dinosaurio ornitópodo y la atribuyó a *Chirotherium*.



En la década de 1970 se identificaron numerosos afloramientos con pisadas fósiles mientras realizaban tesinas, tesis y otros estudios geológicos. Fueron clasificadas como *Rynchosauroides*, *Chirotherium*, *Isochirotherium*, *Synaptichnium*, *Batrachopus* y *Coelurosaurichnus*. (Demathieu et al. 1978, Ramos, A. 1979). Esta alta diversidad icnológica permitió inferir la presencia de una gran variedad de organismos productores de huellas en el lugar, algo inusual comparado con otros hallazgos similares de la época en España.

En los últimos años, las huellas de esta zona han sido objeto de diversos trabajos dentro de un contexto principalmente patrimonial (Díaz Martínez, I. et al. 2021). Desde 2007, las zonas donde se localizaron las huellas se incluyen en una figura de protección nacional o LIG (Lugar de Interés Geológico), con el sobrenombre de "Estructuras sedimentarias fluviales del Triásico en Rillo de Gallo". Se ubican dentro de una zona considerada como Global Geosite de España, y del Geoparque Mundial de la UNESCO Molina-Alto Tajo .

Basándose en estas figuras de protección se han realizado recientemente diversas propuestas de geoconservación de los yacimientos icnológicos.

Continuando hacia el norte afloran los conglomerados cuarcíticos y areniscas rojas de la base del Buntsandstein. Este contacto se realiza por medio de una discordancia de tipo cartográfico, difícil de apreciar puntualmente sobre todo en esta localidad en que aparece el contacto parcialmente cubierto, que se sitúan sobre pizarras negras y dolomías silíceas, muy cubiertas, que han proporcionad microflora de edad Autuniense.

Siguiendo el camino aparecen rocas volcánicas verdes, con un nivel en la base de 5 metros de arcillas rojas con material volcánico, sobre conglomerados, areniscas y tobas volcánicas del Autuniense en los que se encuentran xilópalos diseminados desraizados, así como fragmentos de *Lebachia piniformis* (conífera primitiva).

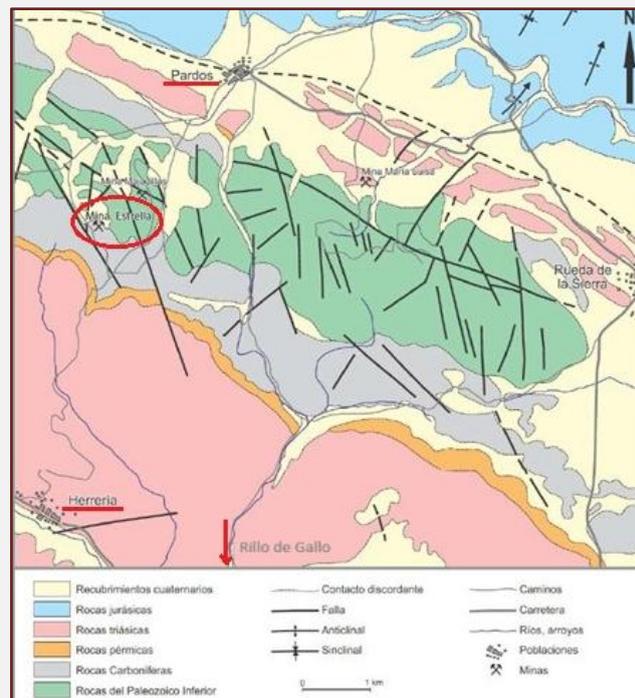
<http://www.rillo-de-gallo.com/geoparque.htm>

#### **- Mina La Estrella (La Platilla)**

La mina de La Estrella se encuentra en el extremo sur del término municipal de Pardos a 1.315 m. de altitud y 600 m. al SO del vértice de las Majadillas (1.385 m.) punto más elevado de la Sierra de Aragoncillo o Selas.

Se trata de un antiguo yacimiento de cobre y plata, inicialmente denominado Mina La Platilla, cuya explotación se remonta al siglo XVII, siendo a mediados del siglo XIX su época de máximo esplendor coincidiendo con auge de las minas de Hiendelaencina.

Las rocas encajantes de la mineralización son pizarras, grauvacas, areniscas y calizas con frecuentes intercalaciones de niveles volcánicos (riolitas, cineritas) y subvolcánicos (pórfidos riolíticos), pertenecientes a la Fm. Ermita (Pérmico inferior, Autuniense).



El mapa representa la localización y contexto geológico de Mina Estrella (Tomado de Sainz de Baranda et al. 2007)

El yacimiento tiene morfología filoniana con diques asociados a la fracturación tardivarisca y episodios efusivos riolíticos pérmicos y una mineralización de sulfuros primarios (*galena-calcopirita-pirita-tetraedrita*) que rellena brechas tectónicas y está aparentemente enriquecida en la intersección de fracturas NO-SE y N-S. Según los autores de la hoja MAGNA nº 489 de Molina de Aragón, esta mineralización primaria habría dado lugar a un enriquecimiento secundario de sulfuros de plata en la zona de cementación (*argentita, platas rojas*) y de carbonatos de cobre por meteorización en las zonas más superficiales. Tiene una importante alteración secundaria, controlada por la naturaleza de la roca circundante, que da lugar a la formación de carbonatos en el caso de la caliza y arseniatos en el caso de las pizarras y cuarcitas.

Estas condiciones especiales formaron un conjunto complejo que incluyó notables ejemplares de *clinoclasa* ( $\text{Cu}_3(\text{AsO}_4)(\text{OH})_3$ ) lo que ha convertido este yacimiento en un lugar conocido y visitado habitualmente por coleccionistas que han excavado en los vastos residuos mineros. Durante la explotación se recogieron magníficas muestras de *malaquita* en forma de masas bandeadas de gran tamaño y, presumiblemente, otras muestras minerales de gran valor que lamentablemente no se conservaron.

Se explotaron los minerales de cobre y de plata (en menor grado), sin embargo, en el yacimiento se han mencionado más de treinta especies minerales.

Entre los minerales primarios de cobre presentes, cabe mencionar los siguientes: *bornita, calcopirita, cubanita y tetraedrita* ( $(\text{Cu,Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ ) uno de los denominados Cobres Grises, muy argentífero en su variedad de *freibergita* ( $(\text{Ag,Cu,Fe})_{12}(\text{Sb,As})_4\text{S}_{13}$ ). Como minerales de alteración del cobre: *azurita, malaquita, anterita, brochantita, calcantina y crisocola*. El mineral de cobre explotado fue la *calcopirita*.

Entre los minerales primarios de plata, se pueden citar: *plata nativa*, *argentita*, *estefanita*, *pirargirita*, *polibasita*, *proustita* y la *tetraedrita* (ya mencionada entre los de cobres), habiéndose explotado, al parecer, la *argentita*.

Junto a los minerales anteriores hay otros como: *pirita*, *cervantinita* (un sulfoantimoniuro de cobre y plata procedente de la alteración de la tetraedrita), *goethita* (siempre en forma de limonita), *hematites*, *pirrolusita*, *calcita* y *cuarzo* (muy abundante, ya que los filones son también cuarcíferos).



En la escombrera es fácil hallar ejemplares de carbonatos de cobre: *azurita* (de colores y tonalidades muy vivas) y *malaquita*, así como muchos otros de entre los minerales citados anteriormente. La azurita de esta mina es enormemente apreciada por los coleccionistas.



Constituye un importante patrimonio minero que en estos momentos está

prácticamente perdido, cayéndose poco a poco los edificios. Necesitaría una eficaz protección para su conservación futura.

<https://www.mindat.org/loc-22067.html>

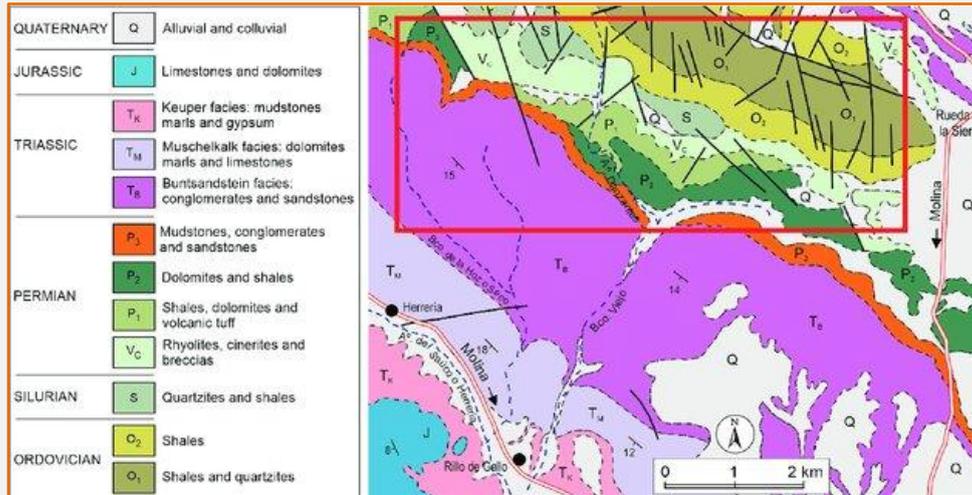
<https://www.bocamina.es/recursos.html> Revista Bocamina nº 19

### **- Bosque pérmico de Aragoncillo**

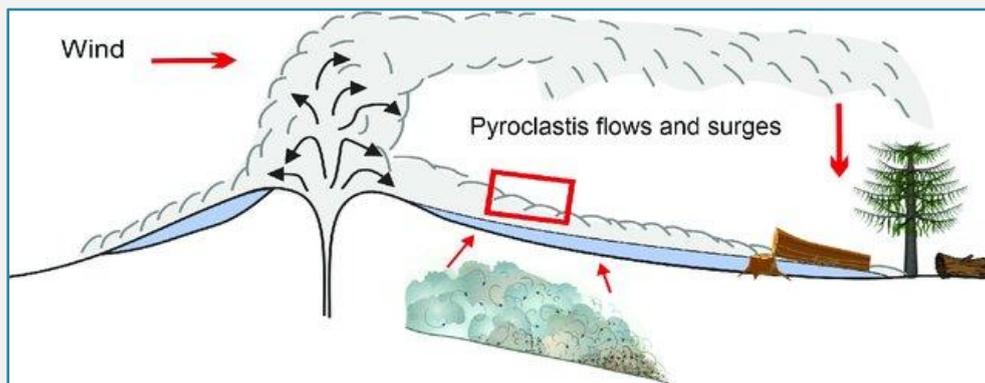
El bosque fósil de la Sierra de Aragoncillo es uno de los tesoros paleobotánicos más impresionantes de Europa. Su origen se remonta al Pérmico inferior, hace unos 290 millones de años, cuando una erupción volcánica sepultó un bosque con coníferas bajo cenizas y piroclastos habiéndose conservado la base de los troncos silicificados (xilópalos) en posición de vida y enraizados en el sustrato varisco.

Se encuentra a unos 4 km. al norte de la localidad de Herrería en la unidad volcánica del Pérmico inferior o *Fm. Ermita*.(ver apartado 2.2).

Los troncos y otros vegetales están fosilizados por oleadas piroclásticas de una erupción de tipo Pliniano (Vesubiano).



Estas oleadas son flujos turbulentos de gases, vapor de agua, cenizas, piedra pómez y fragmentos de roca que, con temperaturas superiores a 700 grados y velocidad de hasta 50 m/s, se desplazan decenas de kilómetros devastando la superficie del terreno a medida que van enfriándose.



Figuras tomadas de Sánchez Moya, Y. et al. (2022)

La silicificación es excepcional debido a el enterramiento rápido y la circulación de fluidos ricos en sílice que transformaron los tejidos vegetales conservando detalles microscópicos. Como se ha descrito en el apartado 2.2 los xilópalos se forman cuando una solución rica en sílice impregna los poros y huecos del tejido vegetal donde, en condiciones de pH neutro o ligeramente ácido y temperaturas de 100 grados o menos (nube ardiente enfriada), la sílice precipita conservando la estructura vegetal.



El bosque estuvo formado por helechos arborescentes, pteridosfermas (helechos con semillas), estenofitos o equisetos como las actuales colas de caballo y coníferas primitivas tipo *Walchia* (Sopeña y Sánchez Moya 2017).

Es más antiguos que otros “bosques petrificados” famosos: como los de Arizona y la isla de Lesbos.

Tiene un valor científico y patrimonial excepcional, siendo clave para entender cómo eran los ecosistemas terrestres, el clima y la flora antes de los dinosaurios.

El acceso no está señalado de forma clara, algunos troncos pueden verse en el cauce de arroyos tras lluvias intensas.

Las amenazas y escasa conservación durante décadas, hizo que el bosque sufriera expolio y abandono, lo que ha reducido drásticamente el número de ejemplares visibles. Hoy se considera una “Pompeya paleobotánica” que necesita protección urgente.

<https://geoparque Molina-alto tajo.com/item/bosque-fosil-de-la-sierra-de-aragoncillo/>

[https://www.researchgate.net/publication/362834114\\_Geoconservation\\_Research\\_Geoconservation\\_and\\_Geotourism\\_on\\_Fossil\\_Forest\\_of\\_the\\_Aragoncillo\\_Range\\_Molina-Alto\\_Tajo\\_UNESCO\\_Global\\_Geopark\\_Central\\_Spain](https://www.researchgate.net/publication/362834114_Geoconservation_Research_Geoconservation_and_Geotourism_on_Fossil_Forest_of_the_Aragoncillo_Range_Molina-Alto_Tajo_UNESCO_Global_Geopark_Central_Spain)

<https://oicpress.com/gcr/article/download/2771/929/1243>

### - **Estratotipo de Fuentelsaz (GSSP)**

Una sección estratotipo y punto de límite global (Global Boundary Stratotype Section and Point, GSSP) es un punto dentro de un horizonte o nivel estratigráfico (horizonte-guía o estratotipo-límite) reconocido en una sección estratigráfica (estratotipo o localidad tipo) y acordada internacionalmente, que sirve de referencia para un determinado límite en la escala cronoestratigráfica internacional.

Los GSSP se establecen para definir los límites inferiores de los distintos pisos, unidades estratigráficas básicas de la escala cronoestratigráfica, basados principalmente en cambios paleontológicos. Son la referencia material, tangible, para la escala temporal geológica. A fecha de 2025 han sido aprobados 82 de los 104 GSSP requeridos.



El GSSP para la base del Aalenense, y por tanto del Jurásico Medio, se encuentra en la sección de Fuentelsaz (Guadalajara). El piso y el GSSP fueron aprobados por la Comisión Internacional de Estratigrafía y ratificados por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas en el año 2000, colocándose el “clavo de oro” en 2016.

En el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG) se describe como una sección y punto donde los materiales del tránsito Toarciense-Aalenense presentan una gran continuidad sedimentaria, al tratarse de una serie expandida, en la que se registran ammonoideos característicos de diferentes bioprovincias que permiten la correlación con áreas Boreales y con áreas del Tethys. Por otra parte, la existencia en esta sección de frecuentes Hammatoceratinos permite la correlación con el área de los Andes y, en general, con áreas circumpacíficas.

El afloramiento ofrece datos bioestratigráficos multidisciplinarios basados en ammonites, braquiópodos, ostrácodos, bivalvos, foraminíferos, nanofósiles calcáreos y palinomorfos, que permiten la realización de correlaciones a escala global. La posición del límite coincide con la primera aparición de la asociación de ammonites constituida por *Leioceras opalinum* y *Leioceras lineatum*. La excelente calidad de los afloramientos ha permitido realizar estudios de estratigrafía secuencial de alta resolución. El límite se sitúa en el interior de una secuencia de somerización. Los datos magneto-estratigráficos incrementan el potencial de correlación de esta sección con otras áreas. El límite queda incluido en un intervalo de polaridad normal, que puede ser correlacionado con la escala de polaridad magnética del Jurásico actualizada.

El afloramiento se encuentra a unos 500 metros al norte de la propia localidad, en el cerro denominado Cabeza Quemada.

Desde el propio pueblo, en la salida hacia la carretera GU-435 se puede acceder andando al afloramiento cruzando unos cultivos. La sección consta de dos afloramientos situados en sendos barrancos, separados escasos cien metros entre sí.

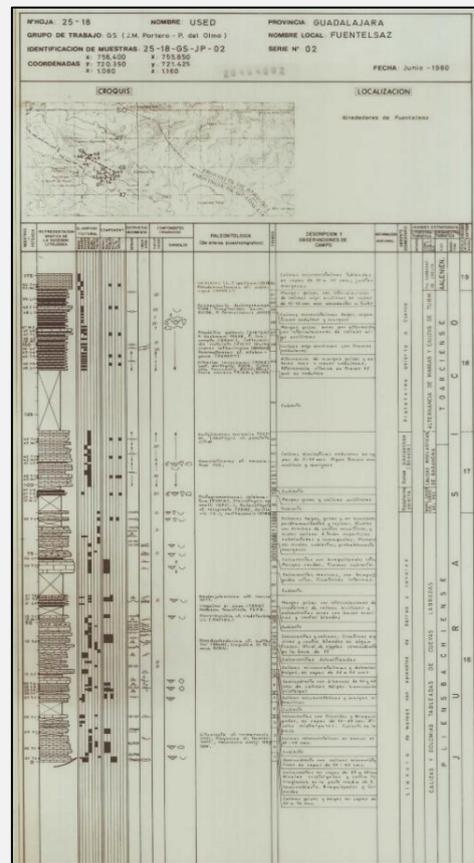
Este lugar está protegido por la legislación autonómica y nacional y no está permitida la recolección de fósiles. Su valor se debe precisamente a la existencia de un excepcional y continuo registro geológico, de manera que cada fósil tiene valor científico por la información que proporciona, y no por su valor para el coleccionismo.

### UN POCO DE HISTORIA

En el año 1981 se realizó el estudio y cartografía geológica de la hoja 464 (25-18) Used, del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1.50.000 por parte del equipo de Compañía General de Sondeos S.A

Como era normativo y habitual se levantaron numerosas secciones estratigráficas para estudiar las formaciones aflorantes y caracterizar su litología, petrología, sedimentología, micropaleontología y macropaleontología, estableciendo así su cronoestratigrafía lo más aproximadamente posible.

Entre ellas se realizó la columna nº 2 Fuentelsaz en la que se estudió el Jurásico aflorante desde la *Fm. Cuevas Labradas* hasta los retazos de una serie



carbonatada, bajo la *Fm. Utrillas* que se interpretó como la *Fm. Carbonatada de Chelva*.

En la parte superior de la serie, bajo la formación carbonatada antes citada, ya en la parte alta de la *Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel* se encontraron varios niveles con abundante macrofauna, entre ella numerosos ammonites, que fue enviada a los paleontólogos especialistas del equipo de trabajo.

*EL PROCESO DE FUENTELSAZ HASTA SER NOMBRADO EL GSSP DEL LÍMITE TOARCIENSE-AALENIENSE (por Juan José Gómez Fernández)*

Los ammonites recolectados en Fuentelsaz por los autores del MAGNA de la hoja 464 (Used) llegaron para su estudio y clasificación al grupo de Jurásico de la Facultad de C.C. Geológicas de UC de Madrid. Afortunadamente contamos con Antonio Goy, catedrático de Paleontología y un especialista reconocido internacionalmente en ammonites del Toarciense, y también contamos con Soledad Ureta que hacía su tesis Doctoral sobre ammonites del Aalenense. Enseguida se dieron cuenta de la singularidad de Fuentelsaz. Lo habitual en la Cordillera ibérica es que durante el Toarciense inferior y medio se produce una importante etapa transgresiva que hace ganar en profundidad y buena comunicación a la Cuenca Ibérica del Jurásico, permitiendo, junto con la colaboración de algunas fallas sinsedimentarias, la llegada masiva de ammonites, pero lo habitual es que durante el Toarciense superior se produzca una etapa regresiva que hace que las plataformas restringidas y someras marginales cubran a las facies marinas abiertas previas, con lo que el límite Toarciense-Aalenense es virtualmente imposible de delimitar con cierta precisión. Además, el Aalenense representa una etapa de bastante inestabilidad y son frecuentes la presencia de lagunas estratigráficas, fósiles reelaborados, etc.

Al mismo tiempo y en otro orden de cosas, la IUGS (International Union of Geological Sciences) perteneciente a la UNESCO, estaba cambiando el criterio y se decantaba por los "Estratotipos de límite", en los que se prima un buen registro y definición del límite entre pisos, en lugar del antiguo registro de todo el piso que se ha demostrado muy problemático debido a la presencia de lagunas estratigráficas y otros problemas.

Pronto nos dimos cuenta de que Fuentelsaz podría ser un candidato perfecto para el GSSP (Global Startotype Section and Point) para el límite Toarciense-Aalenense, y así lo manifestamos en la ICS (International Commission of Stratigraphy) de la IUGS, y más específicamente la ISJS (International Subcomission on Jurassic Stratigraphy), pero no éramos los únicos candidatos. Miembros del Servicio Geológico de Alemania también presentaron su candidatura. La IUGS nombró a un italiano, el profesor Stefano Cresta como árbitro.

El trabajo desplegado por el grupo de Madrid fue impresionante. Se estudió la sección capa a capa, y en aquel momento el grupo de Jurásico de Madrid era muy numeroso, con especialistas trabajando en los diferentes grupos fósiles, y así acudimos a la cita con los resultados de estudios de Fuentelsaz no solo con la secesión detallada de ammonites, sino también con la de ostrácodos, foraminíferos, polen, braquiópodos, bivalvos, nannofósiles, estratigrafía secuencial, magnetoestratigrafía y quimioestratigrafía de isótopos estables, resumida en una guía de campo, con la que enseñamos Fuentelsaz al árbitro italiano y a un miembro del grupo competidor, estableciendo el límite Toarciense-Aalenense en el límite de la capas 141-142. Con la primera aparición de *Leioceras Opalinum*.

A continuación, todo el grupo se desplazó a Withnau en el SW de Alemania donde el paleontólogo Dr. Ohmert nos mostró la sección propuesta como GSSP. Para el grupo español representó una gran decepción, ya que la sección propuesta era una antigua cantera de arcillas grises, masivas, sin referencia litológicas de los límites. Habían clavado unos cartelitos en la arcillas marcando los límites estratigráficos. Además, no había estudios

específicos sobre otros grupos fósiles, ni estratigrafía secuencial o magnetoestratigrafía. Ahí pudimos ver que el Dr. Homert no tenía ningún apoyo por parte del Servicio Geológico de Alemania. Tuvimos una reunión con todo lo visto y el árbitro no tuvo ninguna duda al decidirse por nuestro candidato Fuentelsaz. Eso sí, aparece como primer firmante en la Publicación oficial del nuevo GSSP.

Ya estaba conseguido el tener el GSSP en Fuentelsaz, pero la IUGS te exige protección, y ahí te enredas en la burocracia de la Junta de Castilla-La Mancha, y para abreviar, después de varios años de gestiones acuerdan por fin designarlo como “monumento natural” y así es como figura en la actualidad. Hace unos pocos años, en julio de 2016, se procedió a realizar una ceremonia a la que asistió el presidente de la ICS que fue la de situar “el clavo de oro” del límite Toaciense-Aaleniano, que es el que aparece en todas las tablas estratigráficas de la IUGS.



<https://geoparquemolina-altotajo.com/> [www.geoparquemolina.es](http://www.geoparquemolina.es)

<https://geoparquemolina-altotajo.com/item/estratotipo-de-fuentelsaz/>

<https://info.igme.es/ielig/LIGInfo.aspx?codigo=IB227>

### 3.3.- Día 02/10. Castillo de Zafra. Barranco y Ermita de la Hoz del Gallo. Mirador de Zaorejas. Peñalén.

- **Castillo de Zafra. Sierra de Los Caldereros.**

El castillo de Zafra, del siglo XII, situado en el municipio de Campillo de Dueñas al NE de Molina y a 1.350 m de altura, es un claro ejemplo de castillo roquero que sobresale por su emplazamiento en una zona de escarpada orografía y en el que destaca la torre del homenaje edificada sobre lo alto del farallón rocoso. Se encuentra bajo la protección del estado general de la Orden de 22 de abril de 1949, y la Ley N<sup>o</sup> 16/1985 del Patrimonio Histórico Español y solo puede visitarse su exterior (Wikipedia).

Se han encontrado fragmentos de cerámica de la Edad del Bronce y del Hierro en cavidades de roca y en las cercanías del castillo. Pudo tener ocupación romana. Se cree que la fortaleza más antigua fue establecida por los visigodos antes de 720. Los musulmanes también tuvieron una fortificación que fue utilizada por la Taifa de Toledo.

La fortaleza morisca cambió de manos en 1.129 cuando los reinos cristianos del norte reconquistaron Zafra. El Reino de Aragón asumió su control como una posición defensiva, clave en el sur de su territorio, para proteger a la comunidad recién creada de la ciudad y la Tierra de Daroca proclamada por Manrique Pérez de Lara.

El castillo actual se construyó entre la segunda mitad del siglo XII y los primeros años del XIII, cuando la familia de Lara trató de consolidar su dominio en el territorio del Real Señorío de Molina. La reconquista de la península ibérica y la fusión de los reinos de Aragón y Castilla privaron al castillo de su importancia estratégica anterior, y desde el siglo XVI en adelante comenzó a caer en la ruina.

El castillo siguió siendo propiedad del Estado español hasta 1971, cuando se vendió en subasta por 30.000 pesetas. Su comprador fue Antonio Sanz Polo (1913-2008), descendiente de uno de los castellanos, quien, durante treinta años, gastó la mayor parte de su fortuna en la reconstrucción y contratación de arquitectos e historiadores.



Foto Diego Delso, CC BY-SA 4.0, <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=55097994>

La Sierra de Caldereros (Monumento Nacional desde 2005) es una alineación de crestas rocosas de dirección general SE-NO en la que destacan las bellas formas erosivas que se han desarrollado sobre los materiales del triásico inferior: Tormos, callejones, chimeneas de hadas, rocas fungiformes y caballeras, lo que unido a sus tonalidades y a la vegetación que las rodea conforma un paisaje de gran belleza. Se extiende por la zona noroccidental de la Comarca de Molina desde el municipio de Cubillejo del Sitio hasta Hombrados. Su máxima elevación se encuentra próxima a su extremo oeste, es conocida como pico del Águila y alcanza los 1.443m. de altitud. La sierra forma una barrera que separa el río Gallo, al sur, de la cuenca endorreica del norte de Molina.

Está constituida por materiales triásicos del Buntsandstein: conglomerados, areniscas de esqueleto silíceo con matriz lutítica y lutitas todos ellos de marcado tono rojizo.

Constituyen el flanco suroeste de un gran anticlinal de núcleo paleozoico limitado al noreste por una gran falla inversa con una importante componente de desgarre que lo pone en contacto con materiales jurásicos. Forma una serie monoclinale de buzamiento constante hacia el SO, con morfología en cuesta.

Además de la imponente vista del castillo, que emerge poderoso como la superestructura de un navío de guerra, observaremos y discutiremos sobre un paisaje peculiar en el que crestas de areniscas y conglomerados, alineadas casi en la dirección de la pendiente (y buzamiento) de la cuesta, quedan separadas por amplias zonas erosionadas en la misma dirección que confluyen para formar un amplio y suave valle. Las estructuras tractivas y geometría de los cuerpos detríticos, sobre los que se asienta el castillo, son espectaculares.

En la imagen aérea 1 y 2: Conglomerados fluvio-aluviales con barras arenosas. Cantos con huellas de presión solución; 3: Areniscas fluviales con estratificación cruzada; 4: Raíces de glaciares y coluviones pliocuaternarios; 5: Castillo de Zafra.



[https://es.wikipedia.org/wiki/Castillo\\_de\\_Zafra\\_\(Guadalajara\)](https://es.wikipedia.org/wiki/Castillo_de_Zafra_(Guadalajara)) ,  
<https://geoparque Molina-Alto Tajo.com/> [www.geoparque Molina.es](http://www.geoparque Molina.es)  
<https://geolodia.es/geolodia-2011/guadalajara-2011/>

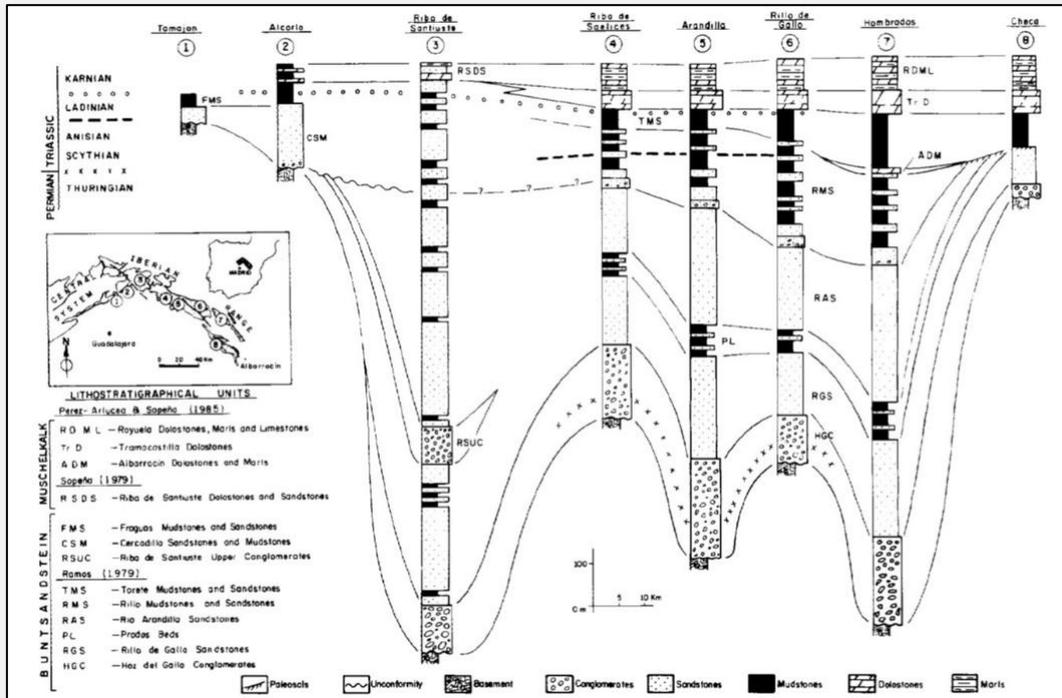
#### **- Barranco y Ermita de la Hoz del río Gallo.**

El Barranco de La Hoz está labrado sobre materiales permo-triásicos en facies Buntsandstein, también aflora el basamento en las cercanías de la población de Ventosa y al comienzo de la carretera que conduce al barranco. Son pizarras, areniscas y cuarcitas silúricas, sobre los que se disponen discordantes los sedimentos rojizos a base de lutitas, cineritas, areniscas, brechas y conglomerados del Pérmico superior correspondientes a la *Fm. Montesorro* (ver apartado 2.2).

La facies Buntsandstein consiste en materiales continentales detríticos de color rojo que se disponen discordantes sobre el basamento varisco o sobre sedimentos del Pérmico. Está compuesto mayoritariamente por conglomerados en su parte inferior y areniscas en la parte media, ambos de origen fluvial, y lutitas y areniscas, limos y arcillas en la superior, que dan paso a sedimentos litorales siliciclásticos y carbonáticos de la facies Muschelkalk.

Comienza con los conglomerados cuarcíticos de la *Formación Hoz del Gallo*. Se interpretan como depósitos fluviales de ríos entrelazados con carga de fondo de gravas. Poseen un espesor de 160 metros y pueden distinguirse dos ciclos en la serie sedimentaria de los conglomerados. El inferior, con cantos más angulosos y algo mayores, fue formado por canales y barras fluviales más pequeños que los del ciclo superior. El superior formado por barras longitudinales con una organización interna compleja corresponde a un sistema con mayor sinuosidad y estabilidad.

Sobre los conglomerados se sitúa la *Formación Rillo de Gallo*, que marca un cambio brusco con sedimentación predominante de areniscas. Está compuesta casi exclusivamente por subarcosas y litoarenitas de tamaño mayoritariamente medio. Esta formación, que muestra direcciones de corriente perpendiculares a las de los conglomerados, representa un sistema fluvial mucho más extenso que el anterior, con el desarrollo de amplias llanuras aluviales. Corresponde a un sistema fluvial de canales entrelazados y carga de fondo arenosa.



*Columnas del Permotriás de la Rama Castellana de la CI y Sierra N de Guadalajara. Ramos et al.1986*

En conjunto, los sedimentos de la parte inferior del Buntsandstein en este sector reflejan el relleno inicial de una cuenca extensional subsidente controlada por fallas de dirección NO-SE y NE-SO (Ciclo 1-Etapa Rift 1, apartado 2.3). El afloramiento de la Hoz del Gallo, junto con el cercano de Rillo de Gallo, constituye una sección única para analizar con detalle la evolución geológica del final del Paleozoico y del comienzo del Mesozoico, desde el Pérmico Inferior al Triásico Superior, y en particular el significado de las discordancias: Paleozoico Inferior-Pérmico, intra- Pérmico y Pérmico Superior-Triásico.



Saliendo de Corduente, por la carretera que se dirige a la ermita del Barranco de la Hoz y antes de llegar se divisa el Huso, monolito labrado en conglomerados cuya morfología recuerda a la pieza que se utilizaba para hilar fibras textiles. Al pie, en el talud de la carretera, hay una placa que explica su origen y formación, como resultado del retroceso del escarpe por efecto de la erosión. Efectivamente, la acción erosiva del agua, que ha progresado a favor de los planos de debilidad presentes en la roca, ha sido la encargada de individualizar al monolito. Los conglomerados y areniscas del Buntsandstein tienen, en este lugar, un sistema de diaclasas en dos direcciones que se cruzan formando una especie de malla. Representan líneas de debilidad de la roca, por las que la erosión progresa con mayor

progresado a favor de los planos de debilidad presentes en la roca, ha sido la encargada de individualizar al monolito. Los conglomerados y areniscas del Buntsandstein tienen, en este lugar, un sistema de diaclasas en dos direcciones que se cruzan formando una especie de malla. Representan líneas de debilidad de la roca, por las que la erosión progresa con mayor

facilidad. Con el paso del tiempo y el avance de la erosión, las diaclasas se van agrandando y originando surcos y canales cada vez más profundos, que terminarán por formar grandes pasillos y callejones. Si la erosión es muy activa, se pueden juntar varios pasillos y callejones que independizan bloques y monolitos, como en este caso. Estos procesos dan lugar a “Ciudades encantadas” como la de Chequilla.

Siguiendo por la carretera se llega primero al aparcamiento y luego a la Ermita de la Virgen de Hoz, donde también hay lugar para estacionar unos pocos vehículos. Junto a la hospedería se sitúa una placa de afloramiento que explica el origen de las estratificaciones cruzadas que se pueden observar en el talud, resultado de variaciones en la energía y dirección del cauce fluvial en el que se acumularon los cantos y arenas.



Los clastos de los conglomerados tienen una pátina rojiza de óxidos de hierro que está decapada en los “lunares” de presión-solución, donde se puede observar la textura de la cuarcita y su color original que normalmente es blanquecino o beige.

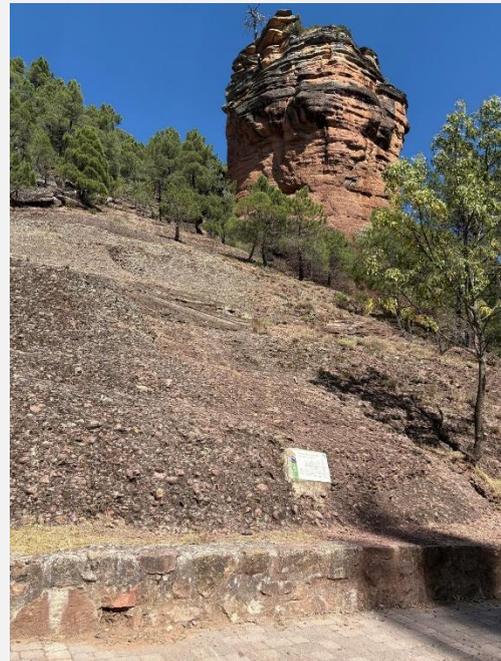
Junto a la ermita sale la senda que se dirige a los miradores mediante una subida muy exigente. Los miradores tienen paneles explicativos sobre las formaciones geológicas, estructuras, texturas y ambientes sedimentarios.

[https://web.igme.es/patrimonio/Lig/Bco\\_Hoz/descrip.htm](https://web.igme.es/patrimonio/Lig/Bco_Hoz/descrip.htm)

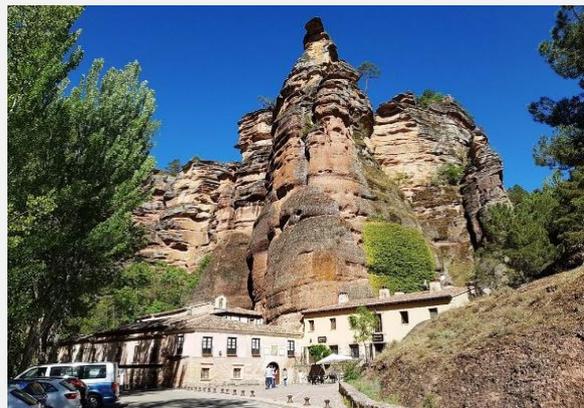
**- Mirador de Zaorejas.**

Este privilegiado emplazamiento nos brinda la oportunidad de apreciar multitud de detalles interesantes sobre la riqueza tanto geológica como biológica de este espacio, como el modo en que el perfil de sus laderas responde a la diferente coherencia de las rocas que las conforman, el gran desarrollo de los sucesivos edificios tobáceos o como la vegetación y fauna se adaptan a los múltiples hábitats que aparecen en sus rincones.

Nos encontramos en un lugar especialmente interesante para la observación de aves rapaces y carroñeras como el buitre leonado, el alimoche o el águila real que anidan en estos acantilados, o los utilizan como atalayas desde las que observar y buscar sus presas.



la





### - **Minas de Peñalén.**

La antigua mina de caolín en Peñalén está siendo objeto de un ambicioso proyecto de restauración ambiental liderado por el Gobierno de Castilla-La Mancha, en el marco del programa europeo LIFE RIBERMINE.

Esta restauración medioambiental trata de recuperar geoformas naturales y el suelo afectado por la actividad minera.

- Restauración ecológica del entorno, incluyendo la revegetación.
- Tratamiento de aguas ácidas que podrían afectar al cauce del río Tajo.
- Mejora de la calidad ambiental y creación de nuevos ecosistemas.

La Inversión y financiación, el proyecto cuenta con una inversión total de 3 millones de euros, de los cuales el 55% proviene de fondos europeos.

Además, se han destinado partidas adicionales para restaurar otras minas cercanas, como Santa Engracia y Virgen De la Torre.

El proyecto comenzó en septiembre de 2019. Ya se ha completado el 90% de la ejecución, quedando pendiente la fase de revegetación.

Este esfuerzo no solo busca corregir los impactos negativos de la minería, sino también revalorizar el paisaje post-minero para que pueda acoger nuevos usos y ecosistemas de valor para la sociedad.



### EL PROYECTO LIFE RIBERMINE

La industria minera es inseparable de la identidad histórica y cultural de la Península Ibérica. Tiene una gran importancia económica y es de gran utilidad para las sociedades contemporáneas. Sin embargo, esta actividad provoca impactos ambientales negativos, entre ellos la física o química del suelo y del agua, que deben corregirse y minimizarse.

Los residuos sólidos y líquidos procedentes de la minería, como la carga sólida suspendida (CSS) o el drenaje ácido minero (DAM), pueden causar un conjunto de graves problemas ambientales.

La erosión y la pérdida de suelo, la sedimentación de las líneas de agua y la posterior descaracterización del paisaje y la hidromorfología, o la acidificación de las aguas, son a menudo consecuencias de las actividades mineras. Al interferir en la dinámica natural, acaban perjudicando la biodiversidad y los servicios ecosistémicos asociados a los hábitats fluviales en su entorno.

Por lo tanto, es fundamental encontrar y aplicar soluciones para la pérdida de suelo y la contaminación de estas aguas, antes de que lleguen a los cursos de agua.

Fue en este contexto que surgió el proyecto LIFE RIBERMINE “Recuperación del hábitat fluvial de agua dulce a través de la restauración ecológica de minas de base geomórfica en la Península Ibérica” (LIFE18 ENV/ES/000181).

Este proyecto se centra en minas con diferentes características (metálicas y no metálicas), en dos países diferentes de la UE (España y Portugal). Está coordinado por la Dirección General de Transición Energética que pertenece a la Consejería de Desarrollo Sostenible del Gobierno de Castilla-La Mancha, y tiene como socios a CAOBAR, S. A. (Empresa Minera), el CCV-Lousal (Asociación Centro Ciencia Viva del Lousal), la GEACAM (Gestión Ambiental de Castilla-La Mancha Gov.) y la UCM (Universidad Complutense de Madrid).

LIFE RIBERMINE sigue los objetivos de la Directiva Marco del Agua (Directiva 2000/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 23 de octubre de 2000) que es el principal instrumento de la Política de la Unión Europea en materia de agua, estableciendo un marco de Acción comunitaria para la protección de las aguas superficiales interiores, las aguas de transición, las aguas costeras y las aguas subterráneas.

LIFE RIBERMINE, propone un enfoque innovador y complejo, que actúa a nivel de las Cuencas Hidrográficas. Se basa en la aplicación de soluciones prácticas de recuperación de suelos, restauración ecológica, descontaminación de aguas contaminadas y mejora de la calidad ambiental, que también beneficiarán a los ecosistemas naturales.

En este proyecto, se combinan técnicas pioneras de restauración geomorfológica (GeoFluv-Natural Regrade y Talus Royal®), con modelos de evolución del paisaje (SIBERIA), y revegetación de las áreas degradadas con especies autóctonas.

Los resultados obtenidos serán replicados y deberían tener implicaciones políticas y legales para la evaluación del sector minero.

Los objetivos principales del proyecto son

- Reducir las presiones hidromorfológicas y la contaminación física y química en cuerpos de agua dulce y restablecer los servicios ecosistémicos perdidos – mediante la mejora de la calidad y la dinámica del agua en dos cuencas hidrográficas – Cuenca del Tajo (Alto Tajo, España) y Cuenca del Sado y Mira (Ribeira de Corona, Portugal) -, después de la restauración ecológica basada en procesos geomorfológicos, de dos lugares severamente degradados (exploraciones mineras abandonadas).
- Adaptar y aplicar una combinación de las Mejores Técnicas Disponibles, MTD (Best Available Techniques – BAT) de restauración minera (soluciones de geomorfología fluvial y revegetación de áreas degradadas con especies autóctonas), hasta hoy sólo utilizadas a escala piloto, a áreas más extensas (proyectos de demostración), y, transferirlas a otras áreas mineras degradadas de la Unión Europea.

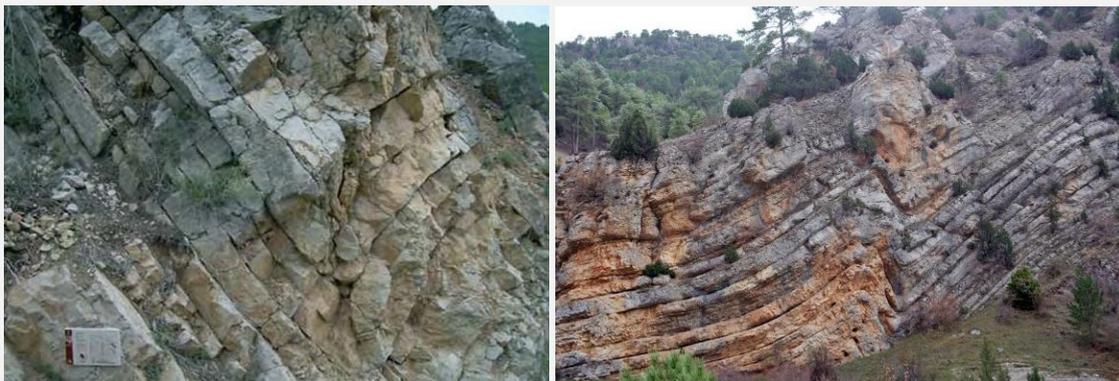
Objetivos específicos

- Diseñar y construir paisajes que repliquen las formas naturales estables, utilizando las BAT en las zonas mineras degradadas, para crear un mosaico que replique las características físicas, químicas y biológicas de los hábitats del suelo.
- Replicar los resultados de la restauración de las minas de caolín en el Alto Tajo, adaptando las técnicas probadas a un escenario extractivo diferente: proyecto piloto en Lousal, en condiciones de minería metálica.
- Desarrollar modelos holísticos de restauración minera, transferir y reproducir las BAT utilizadas en el proyecto a otras minas en la Península Ibérica y en la UE.
- Promover iniciativas legislativas, que incluyan los resultados en la gestión y acciones ambientales relacionadas con la minería, y, para la transferibilidad de los resultados del proyecto a nivel regional y nacional, proporcionando su continuidad.

**- Otros lugares de interés.**

*Pliegues en acordeón. Cuevas Labradas. Puente de San Pedro*

800 metros antes de llegar al pueblo de Cuevas Labradas por la carretera GU-958, se toma el desvío por una pista forestal que sale hacia el oeste, en dirección al Puente de San Pedro y Zaorejas. Tras cruzar el río Gallo se puede estacionar el coche para dar un corto paseo. A unos 200 metros, tras la curva, en el talud del camino, una placa de afloramiento nos describe las partes de un pequeño pliegue sinclinal, desarrollado en la parte superior de la Fm. Calizas y dolomías de Cuevas Labradas como todos los que se ven en esta zona.



Estos de pliegues, con dirección dominante NNE-SSO son del tipo llamado ‘en acordeón’, ya que recuerdan el fuelle de este instrumento. La característica principal de este tipo y de los pliegues “en chevron” es que tienen ángulos muy marcados, dando lugar a pliegues apretados, en los que las capas o estratos se pueden seguir con facilidad.

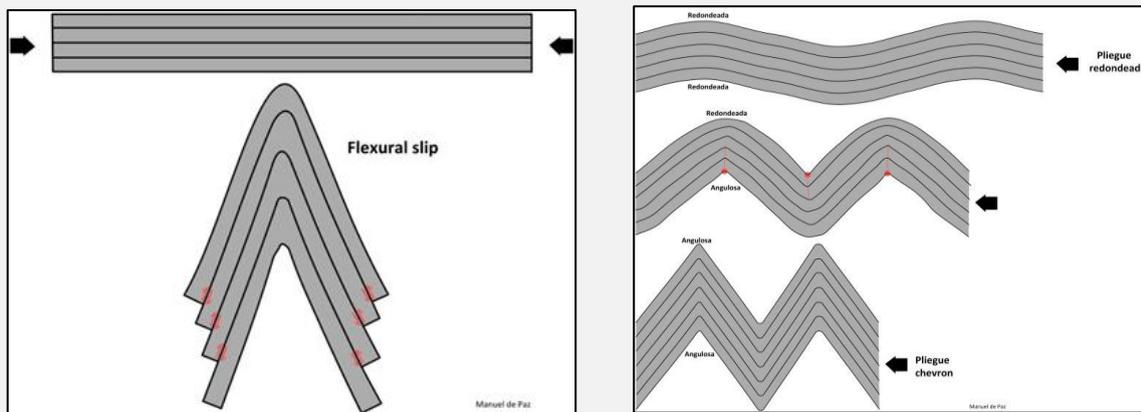


*Panorámica de los pliegues junto al río Gallo, en Cuevas Labradas.*

También se puede observar cómo la estructura tectónica ‘en acordeón’ ha condicionado un relieve jurásico local, con cimas anticlinales, laderas en los flancos y valles sinclinales

Los pliegues tipo “chevron” son pliegues simétricos con flancos rectos y charnelas agudas que usualmente acomodan un acortamiento paralelo a la orientación de las capas, tienen charnelas angulosas, en lugar de redondeadas. Este ángulo es generalmente agudo, y los flancos, pese a que pueden ser diferentes en longitud, no son excepcionalmente asimétricos.

Se generan en secuencias “multilayer”, en las que estratos incompetentes (formados por roca “blanda” más o menos plástica) incluso muy delgados, se intercalan entre estratos competentes (formados por roca “resistente”), que pueden deslizarse entre sí de forma similar a cuando se pliega una pila de papeles (mecanismo de flexural slip). Se forman cuando la roca posee un comportamiento elástico-plástico, que conduce a una situación en la que la deformación en la charnela es mucho más rápida que en los flancos. Como resultado, se forma una charnela angulosa.



Existe una evolución desde algunos pliegues redondeados iniciales a pliegues en acordeón y en Chevron. El núcleo de los pliegues posee siempre una mayor curvatura, lo cual conduce al desarrollo de charnelas agudas. Este proceso se propaga hacia las demás charnelas de la secuencia multilayer, convirtiendo las charnelas redondeadas en angulosas de forma progresiva.

Existe un área experimental del plegamiento que tiene como objetivo didáctico hacer visibles procesos geológicos de larga duración, como la formación de montañas y pliegues. Mediante el accionamiento de una manivela se pone en marcha el mecanismo que simula el plegamiento de las capas o estratos, por la acción de las fuerzas tectónicas. Para entender mejor la duración de este proceso, acelerado para su comprensión, al mismo tiempo que se produce la deformación de las capas una aguja nos indicará el tiempo geológico transcurrido. Estos magníficos pliegues en acordeón tardaron más de dos millones de años en formarse, lo que representa una deformación de unos pocos milímetros al año.

En las laderas de la hoz se alternan las sabinas albares y los pinos laricios, acompañados por aliagas y guillomos que crecen en el roquedo, conformando con éste un hábitat idóneo para la cabra montés.

[https://areasprotegidas.castillalamancha.es/sites/areasprotegidas.castillalamancha.es/files/areas-descargas/guia\\_p.n.\\_alto\\_tajo.pdf](https://areasprotegidas.castillalamancha.es/sites/areasprotegidas.castillalamancha.es/files/areas-descargas/guia_p.n._alto_tajo.pdf)

[https://www.geoparquemolina.es/web/guest/guia-geologica-del-parque-natural-del-alto-tajo\\_Guia geológica del P. N. del Alto tajo. Georuta 5:Un viaje hacia el mar. Barranco de la hoz Cuevas Labradas](https://www.geoparquemolina.es/web/guest/guia-geologica-del-parque-natural-del-alto-tajo_Guia%20geol%C3%B3gica%20del%20P.%20N.%20del%20Alto%20tajo.%20Georuta%205:Un%20viaje%20hacia%20el%20mar.%20Barranco%20de%20la%20hoz%20Cuevas%20Labradas)

<https://geologypics.wordpress.com/2015/11/21/pliegues-chevron-chevron-folds/>

#### 4.-BIBLIOGRAFIA.

*Ayuntamiento de Rillo de Gallo. WEB. Rillo en el Geoparque y otros aspectos de su geología*  
<http://www.rillo-de-gallo.com/geoparque.htm>

*Cailleux, A. (1953). Taffonis et érosion alvéolaire, Cahiers géologiques Thoiry, 16-17, 130-133.*

*Calonge, A. y Rodríguez, M. (eds.).(2008). Geología de Guadalajara, 368 p. Obras colectivas Ciencias 03 Universidad de Alcalá de Henares.*

*Carcavilla L. IGME. Patrimonio Geológico. Galeria de Lugares de Interés Geológico. El barranco de la Hoz. [https://web.igme.es/patrimonio/Lig/Bco\\_Hoz/descrip.htm](https://web.igme.es/patrimonio/Lig/Bco_Hoz/descrip.htm)*

*Carcavilla L., Ruiz R. y Rodríguez E. (2011). Guía geológica del Parque Natural del Alto Tajo. IGME 266 pp.*

*De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Van Wees, J.D, Casas-Sáinz, A., Sopena, A., Sánchez- Moya, Y., Arche, A., López-Gómez, J., Olaiz, A. y Fernández-Lozano, J (2009). Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch, Tectonophysics 40, 224–242.*

*De Vicente, G., Casas-Sainz, A. y Vegas, R. (2019): The Iberian Chain and the Catalan Coastal Ranges. En: The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach (J.J. Álvaro, C. Quesada y J.T. Oliveira, eds.). Regional Geology Reviews v. 3, 512-518.*

*Demathieu, G., Ramos, A. y Sopena, A. (1978). Fauna icnológica del Triásico del extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica (Prov. de Guadalajara). Estudios Geológicos, 34, 175-186*

*Díaz-Martínez, I., Pérez-García, A. (2012). Historical and comparative study of the first spanish vertebrate paleoichnological record and bibliographic review of the spanish chiroteriid footprints. Ichnos 19, 141-149.*

*Díaz Martínez, I. , Pérez García, A., Ortega, F., Sánchez Moya, Y. y Sopena, A. (2021). Huellas de vertebrados triásicos del Geoparque Molina-Alto Tajo en Guía de fósiles del Geoparque Molina Alto Tajo. Asociación de Amigos del Museo de Molina ED.*

*Flint, R.F., J.E. Sanders, and J. Rodgers (1960). Diamictite, a substitute term for symmictite. Geological Society of America Bulletin. 71(12), 1809–1810.*

*Fregenal-Martínez M., Meléndez, N., Muñoz-García, M.B., Glez, J. y De la Horra, R. (2017) Cretaceous rifting in the AltoTajo-Serranía de cuenca region (Iberian ranges,Spain): genetic and structural evidences for a revision and a new lithostratigraphic proposal). Revista de la Sociedad Geológica de España, 30 (1), 113-142.*

*GEOLODIAS en la Provincia de Guadalajara. Sociedad Geológica de España. SGE. <https://geolodia.es/category/provincia-lugar/guadalajara/>*

*GEOPARQUE COMARCA DE MOLINA ALTO TAJO <https://geoparquemolina-altotajo.com/>  
[www.geoparquemolina.es](http://www.geoparquemolina.es)*

*GEOSEN (2018). Geosentrip Geología de la región de Retiendas-Tamajón (Guadalajara). <https://geosen.es/retiendas-tamajon>*

*GEOSEN (2024). Geosentrip Serranía de Cuenca. <https://geosen.es/geosentrip-serrania-de-cuenca-22-24-de-octubre-de-2024>*

*Gil J., Carenas B., Segura M., García Hidalgo J.F. y García A. (2004). Revisión y correlación de las unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior en la región central y oriental de España. Rev. Soc. Geol. Esp.,17 (3-4), 249-266.*

Gómez Fernández J.J. (1978). El jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la cordillera ibérica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 641 pp.

Gómez, J.J.; Fernández-López, S.R. (2006). The Iberian Middle Jurassic carbonate-platform system: Synthesis of the palaeogeographic elements of its eastern margin (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 236(3-4),190-2005.

Guimerá, J. (2018). Structure of an intraplate fold-and-thrust belt: The Iberian Chain. A synthesis. *Geologica Acta*, Vol.16, Nº 4, 427-438.

Gutiérrez-Marco, J.C. y Štorch, P. (2021). The Checa Silurian Section, an Outstanding Fossil Site in the Molina-Alto Tajo UNESCO Global Geopark, Spain. *Geoconservation Research*, vol. 4 issue 1, 136-143.

IGME. MAGNA 50 - Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª Serie). <https://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx?language=es>

IGME. IELIG. Inventario Español de Lugares de Interés Geológico. <https://info.igme.es/ielig/>

INYPESA (2010). Selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el almacenamiento geológico de CO<sub>2</sub> en España. Cadena ibérica y Cuencas del Tajo y de Almazán. Proyecto ALGECO<sub>2</sub> (IGME).

MINDAT. La Estrella mine. <https://www.mindat.org/loc-22067.html>

MUSEOS DE MOLINA. <https://museosdemolina.es/>

Ramos Ruiz, A. (1979). Estratigrafía y paleogeografía del pérmico y triásico al w de Molina de Aragón (prov. de Guadalajara. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

Ramos, A., Sopena, A. y Pérez-Arlucea, M. (1986). Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the northwest iberian ranges (central Spain). *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 6, 862-875.

Rodríguez-López, J.P. (2008) Sedimentología y Evolución del Sistema Desértico Arenoso (erg) Desarrollado en el Margen Occidental del Tethys Durante el Cretácico Medio. Cordillera Ibérica. Provincias de Teruel y Zaragoza. Unpublished PhD Thesis, Universidad Complutense de Madrid-Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 500 pp

Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., de Boer, P.L. and Soria, A.R. (2010). The action of wind and water in a back erg margin system close to the Variscan Iberian Massif. *Sedimentology*, 57, 1315–1356.

Sainz de Baranda B., Viñals Olià J. y Piña F. (2007). La mina Estrella. Pardos (Guadalajara) Bocamina: Revista de minerales y yacimientos de España, Nº. 19, 12-33

Sánchez-Moya Y. y Sopena A. (2004). El Rift mesozoico ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera Ed.) SGE-IGME. Madrid, 484-522.

Sánchez-Moya Y. y Sopena A. (2008). Pérmico y Triásico. En: *Geología de Guadalajara* (Calonge A. y Rodríguez M. Ed.), 95-109.

Sánchez-Moya Y., Álvarez-Vázquez C., Carcavilla L. y Sopena A. (2022). Geoconservation and geotourism on fossil forest of the Aragoncillo Range, Molina-Alto Tajo UNESCO Global Geopark (central Spain). *Geoconservation Research*. 4(1), 266-277.

Segura M., Gil J., Gª Hidalgo F. y Carenas B. (2008). Costas y mares del Cretácico. En: *Geología de Guadalajara* (Calonge A. y Rodríguez M. Ed.), 123-135.

*Sopeña A. (1979).* Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noroeste de la provincia de Guadalajara. Seminarios de Estratigrafía, Serie Monográfica nº 5, UCM-CSIC. Madrid. 329 pp.

*Sopeña A. y Sánchez Moya Y. (2004).* Las cuencas continentales del fin de la orogenia varisca. En: Geología de España (J.A. Vera Ed.) SGE-IGME. Madrid, 479-484.

*Sopeña A. y Sánchez Moya Y. (2017).* Un bosque fósil de hace 280 millones de años. Rev. Quercus n 377, 62-65

*Vera, J.A. (editor) (2004):* Geología de España. SGE-IGME, Madrid, 884 pp.

*Vilas, L. et. Al. (1982)* El Cretácico de España. Univ. Complutense. 457-513.

*Weidong,S. and Liao, R. (2020).* The end Ordovician mass extinction induced by rapid glaciation. Chinese Science Bulletin 65, 6 ,431–33.

*Wikipedia.* El Castillo de Zafra. [https://es.wikipedia.org/wiki/Castillo\\_de\\_Zafra\\_\(Guadalajara\)](https://es.wikipedia.org/wiki/Castillo_de_Zafra_(Guadalajara))