



# EL MESOZOICO Y CENOZOICO AL SUR DEL SISTEMA CENTRAL

J. Gil<sup>1\*</sup>, F. López Olmedo<sup>2\*</sup>, M. Montes<sup>2</sup> y F. Nozal<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Área de Estratigrafía, Dpto. de Geología. Universidad de Alcalá, 28872, Alcalá de Henares. javier.gil@uah.es.

<sup>2</sup> Departamento de Infraestructura Geocientífica y Servicios. Área de Cartografía Geocientífica. Instituto Geológico y Minero, C/ Calera 1. Tres Cantos, 28760 Madrid. fa.lopez@igme.es; m.montes@igme.es; f.nozal@igme.es.

\* Miembros de IBERCRETA (Grupo de Investigación registrado de la UAH)

## 1. INTRODUCCIÓN

El medio natural de la Provincia de Guadalajara posee un potencial en recursos geo-científicos y didácticos del que debe ser conscientes y partícipes los centros educativos de Enseñanza Media de la provincia, de la Comunidad, así como de otras unidades administrativas. Teniendo en cuenta la eficacia de las excursiones de campo como complemento y refuerzo en asignaturas del Medio Natural, en este artículo se presenta un interesante itinerario de campo orientado a docentes y estudiantes de 2º ciclo de ESO y de Bachillerato.

A partir de la selección de seis paradas, se reconstruye una importante parte del registro estratigráfico de este sector, poniendo de relieve como la mayor parte de los materiales que constituyen el relleno de la cuenca del Tajo no son solo los que actualmente afloran horizontales en el entorno de las ciudades de Guadalajara y Madrid, sino los que se reconocen en su borde septentrional a favor del encajamiento de la red fluvial de los ríos Sorbe, Jarama y Henares, encontrándose plegados en continuidad con las sucesiones sedimentarias del Cretácico Superior.

## 2. OBJETIVOS DEL ITINERARIO

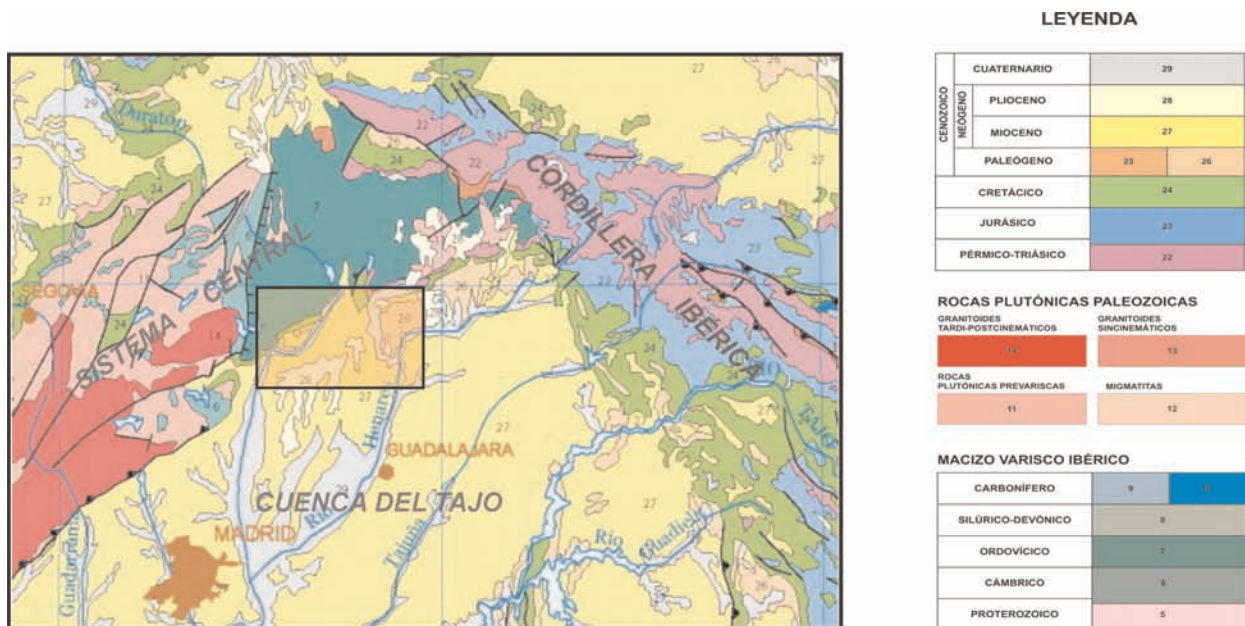
El propósito del itinerario es servir como guía de campo para el análisis del medio natural por las estribaciones meridionales del Sistema Central y las septentrionales de la cuenca del Tajo (Fig. 1), reconociendo los materiales aflorantes del Cretácico Superior marino, así como los depósitos cenozoicos que constituyen parte

del relleno de la cuenca del Tajo. Para ello, se analiza un variado conjunto de rocas sedimentarias, se desarrollan conceptos estratigráficos básicos para el reconocimiento de las sucesiones sedimentarias y su ambiente deposicional y se reconstruye la sucesión tipo, analizando sus características litoestratigráficas y geomorfológicas, su evolución geológica y la del relieve actualmente observable.

## 3. CONTEXTO GEOLÓGICO

El borde meridional del Sistema Central está constituido por una sucesión sedimentaria de materiales mesozoicos (Sopeña y Moya, en este volumen; Segura *et al.*, en este volumen) y paleógenos plegados (López Olmedo *et al.*, en este volumen) que afloran a lo largo de una franja paralela a la dirección de la cadena y cuya distribución y extensión actual es el resultado del rejuvenecimiento del relieve y de las directrices alpinas del Sistema Central, de los procesos erosivos que afectaron a esta cobertera durante su plegamiento y del relleno cenozoico post-oro-génico de la cuenca del Tajo.

La sucesión del Cretácico Superior está formada por un conjunto inferior fundamentalmente terrígeno y mixto (arenas, arcillas, margas y dolomías rojas), y un conjunto superior carbonatado (dolomías, dolomías arenosas y margas). Por encima aflora un tercer conjunto, de naturaleza detrítico-evaporítica que representan el Cretácico terminal y el paso al Paleógeno. La sucesión de estos tres grandes conjuntos sedimentarios es reflejo indudable del gran episodio transgresivo-regresivo desarrollado durante el Cretácico Superior a escala mundial (Haq *et al.*, 1988).



**Figura 1.** Localización del área de estudio en el marco geológico regional. Tomado del Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias a escala 1:2.000.000 (Rodríguez Fernández et al., 2007).

La correlación de secciones estratigráficas locales a lo largo de la alineación de afloramientos cretácicos descrita, muestra como el espesor de la sucesión general disminuye hacia el SO, dibujando una geometría en cuña debido básicamente a la reducción de espesor del conjunto inferior terrígeno (Gil y García, 1996, García-Hidalgo et al., 2003, 2007). Estos afloramientos representan la terminación hacia el margen costero del Macizo Ibérico de las plataformas marinas carbonatadas que se desarrollaron en la cuenca Ibérica, actualmente Cordillera Ibérica (Gil, 1994; Gil y García, 1996). Los materiales cretácicos yacen discordantes hacia el NE de la provincia sobre depósitos del Triásico, y sobre diferentes unidades del basamento paleozoico hacia SO, aumentando la amplitud temporal de dicha discordancia en el mismo sentido.

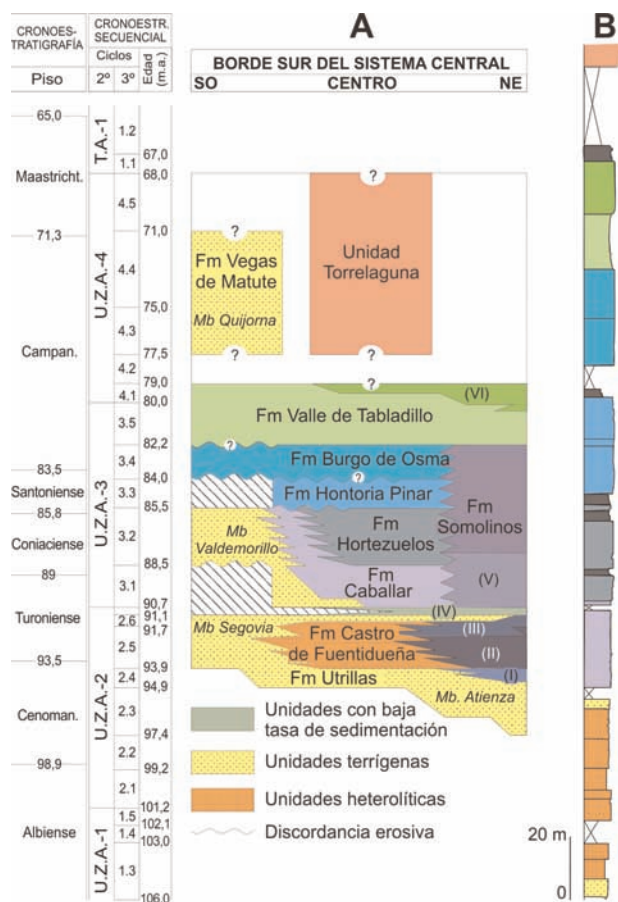
Los materiales paleógenos corresponden a depósitos continentales sedimentados en grandes sistemas aluviales, fluviales y lacustres, a veces salinos, que durante esos tiempos ocupaban buena parte de la región, quedando posteriormente en buena parte ocultos por los depósitos neógenos más modernos que conforman dicha cuenca. En general, la sucesión paleógena está relacionada con la evolución y el desmantelamiento parcial de los relieves circundantes,

teniendo un marcado carácter pre y sinorogénico. La naturaleza y composición de los sedimentos paleógenos pone en evidencia, tanto el área que se estaba levantando, como la naturaleza de la misma. Están formados por conglomerados poligénicos, areniscas y arcillas de ambientes aluviales y fluviales, que se indentan con yesos y carbonatos de ambientes lacustres evaporíticos y húmedos.

Los materiales neógenos aflorantes en buena parte de la provincia, en particular los que forman parte del relleno de la cuenca del Tajo ocultan bajo ellos ambas sucesiones, cretácica y paleógena, siendo reconocidas en los sondeos profundos que en la región se han realizado (Baidés, Santa Bárbara, Torralba) (Querol y Abad, 1989; Segura et al., 2006).

## ESTRATIGRAFÍA

Las unidades estratigráficas que componen las sucesiones del Cretácico Superior y del Paleógeno en el área de estudio se sintetizan en las Figuras 2 y 3, donde se muestran sus diferentes denominaciones, relaciones laterales y verticales y atribuciones de edad. Una explicación más detallada de cada una de ellas se recoge en Tejero y Fernández-Gianotti (2004).



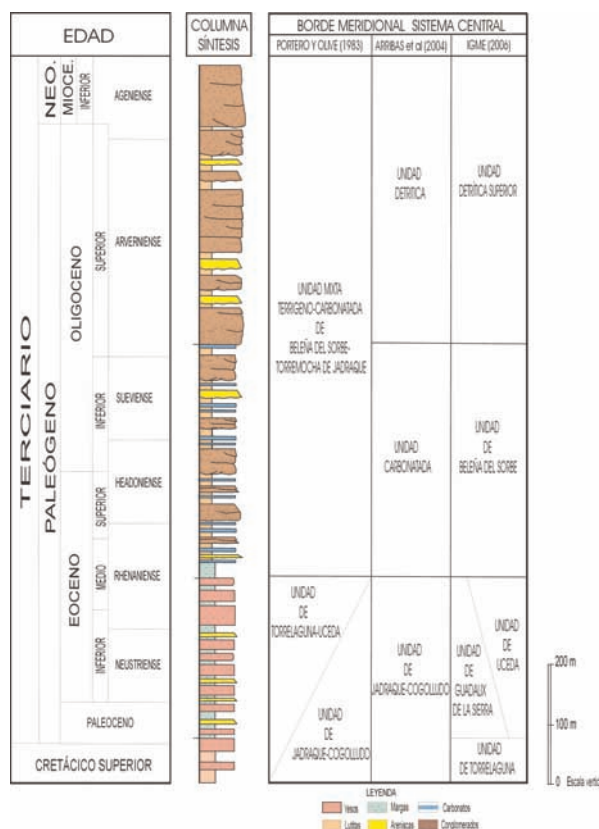
**Figura 2.** A) Cuadro litoestratigráfico del Cretácico Superior en el borde meridional del Sistema Central, mostrando las unidades litoestratigráficas en los diferentes sectores (SO, centro, NE), sus relaciones laterales, edad y diacronía de unos sectores a otros. B) Sección estratigráfica tipo del Cretácico Superior en el sector centro (Torrelaguna–Pontón de la Oliva). I) Fm Villa de Vés; II) Fm Picofrentes; III) Fm Ciudad Encantada; IV) Capa Alcorlo; V) Fm Muñecas; VI) Fm Tranquera. Modificado de Gil et al. (2004).

#### 4. ITINERARIO

Se trata de un recorrido geológico de jornada completa y de unos 120 km a realizar en general por buenas carreteras. El itinerario detallado entre paradas se describe e ilustra en cada una de ellas.

La excursión transcurre por los valles de los ríos Jarama, Sorbe y Henares, de forma paralela al borde meridional del Sistema Central. Comienza reconociéndose los materiales cretácicos aflorantes en los alrededores Patones, concretamente el barranco de las Cuevas, para visitar a continuación el paraje donde se localiza el embalse del Pontón de la Oliva.

Posteriormente, nos dirigiremos a Uceda y Puebla de Beleña por las extensas plataformas de Uceda conformadas por los distintos niveles de rañas, bajando al valle del Sorbe, donde aflora la serie paleógena. Continuaremos en dirección a Cerezo de Mohernando y Humanes, ya en el valle del Henares, para observar la serie neógena y los depósitos cuaternarios en este sector, regresando a Guadalajara, donde finaliza la excursión.



**Figura 3.** Columna estratigráfica sintética del Paleógeno de Beleña de Sorbe y de sus equivalentes laterales.

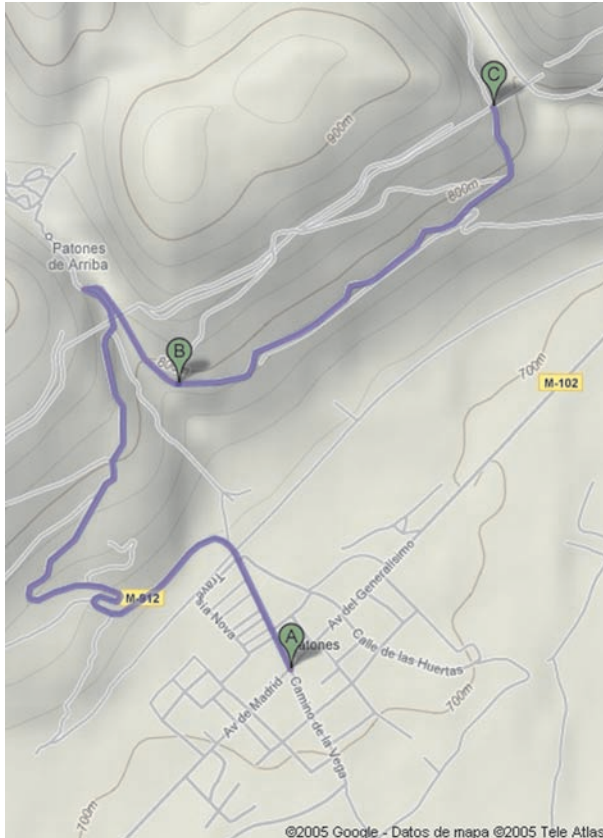
#### Parada 1. Barranco de las Cuevas. Patones

##### Localización

Este afloramiento se encuentra en la provincia de Madrid, término de Patones (Coordenadas UTM 459.700; 4.524.725), y se halla recogido en los mapas geológicos nacionales de Segovia (1:200.000, nº 38) y de Valdepeñas de la Sierra (1:50.000, nº 485).



El acceso se realiza desde la carretera que une Patones de Abajo con Patones de Arriba (Fig. 4). Poco después de cruzar esta vía, por debajo de las conducciones del sifón del Canal de Isabel II, sale a la derecha una pista de servicio a través de la cual se accede al afloramiento.



**Figura 4.** Itinerario desde Patones de Abajo (A) al afloramiento del barranco de las Cuevas (C). Recorrido de 2,5 kms.

#### Descripción

En este sector (Torrelaguna–Valdepeñas de la Sierra), el Cretácico aflora según una banda de dirección NE-SO con buzamientos de 25-35° SE, definiendo un relieve en «cuesta» característico en la zona, cortado por barrancos perpendiculares más o menos angostos y equidistantes entre sí (barrancos de Torrelaguna, Mortero, San Román, Patones, Las Cuevas, Valdentaes y Pontón de la Oliva).

El barranco de las Cuevas es sin duda uno de los afloramientos más importantes del Cretácico del borde meridional del Sistema Central, ya que muestra un corte muy completo de la sucesión cretácica (Fig. 5), donde en la que mejor se puede describir el tramo superior carbonatado del Cretácico de este borde de la sierra. Es el único

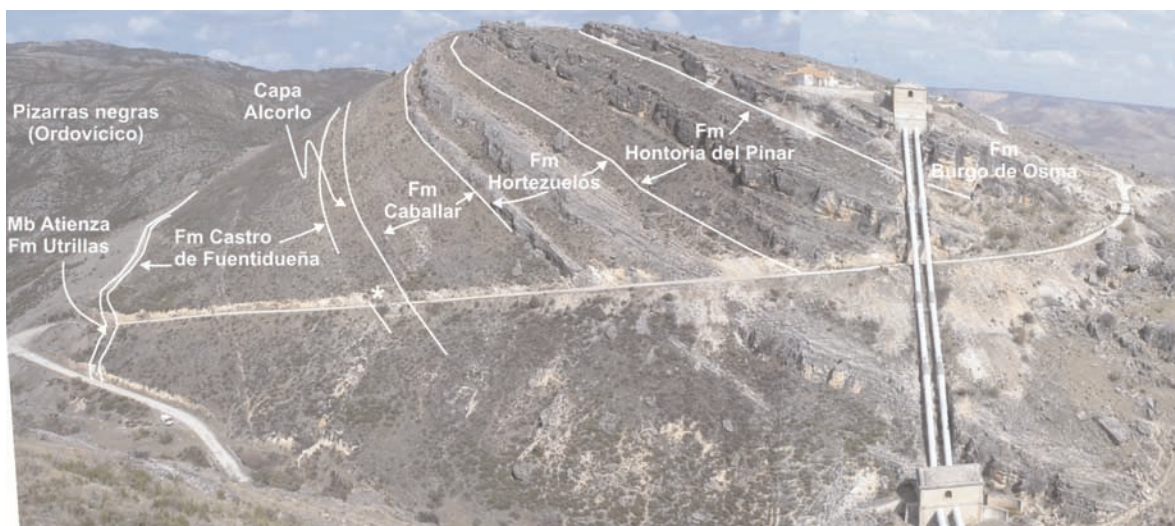
punto donde los procesos de dolomitización han sido menos intensos, pudiendo reconocerse con mayor claridad las características originales de los materiales y las unidades estratigráficas.

No en vano, ha sido propuesto como Punto de Interés Geológico y Didáctico de la Comunidad de Madrid (Gil *et al.*, 1999; Corvea *et al.*, 2006) por su interés estratigráfico y sedimentológico, cualidades que resaltan su valor como recurso geo-didáctico. También destaca por su especial valor paleontológico, ya que en él se han realizado las primeras determinaciones bioestratigráficas con valor cronoestratigráfico (Gil *et al.*, 2002) del conjunto carbonatado superior de todo el borde meridional del Sistema Central.

El conjunto inferior terrígeno se dispone en discordancia angular y erosiva sobre un notable paleosuelo desarrollado sobre pizarras paleozoicas. La sucesión da comienzo con las arenas del Mb Atienza de la Fm Utrillas (Fig. 2), representado por un conjunto de arenas blancas y amarillentas de unos 4 m de espesor, que a techo presenta un nivel ferruginoso con rizocrecciones de origen edáfico. Por encima aflora la Fm Castro de Fuentidueña, constituida por una sucesión de arcillas, arenas limosas y arenas micáceas, con intercalaciones de dolomías y dolomías arenosas rojas que se hacen más frecuentes hacia techo. Alcanza un espesor de 53 m y finaliza en una brecha carbonatada de naturaleza erosiva, fácilmente observable en el flanco occidental del barranco.

Sobre los materiales anteriores aflora un conjunto de unos 6 m de espesor, constituido por arenas (Mb Segovia) y margas verdes (Capa Alcorlo). Las arenas y areniscas son de grano medio a fino con estratificación cruzada, que afloran de forma discontinua a modo de cuerpos lenticulares con bases canalizadas y escasa continuidad lateral a lo largo de todo el borde sur del Sistema Central, reduciendo su espesor hacia el NE en beneficio de las margas de Alcorlo. Este conjunto constituye un horizonte guía de correlación regional y marca una discontinuidad estratigráfica mayor a su techo delimitando dos ciclos sedimentarios mayores y el final del conjunto inferior terrígeno de la sucesión.

El tramo carbonatado intermedio da comienzo con la Fm Caballar compuesta por dolomías tableadas en bancos separados por superficies ferruginosas y pequeñas juntas de arcillas. Algunos bancos presentan bioturbación, 'ripples' y laminación paralela. Definen un monótono conjunto de 30 m de espesor que no resalta morfológicamente en el relieve a pesar de su naturaleza carbonatada. Corresponden a ambientes submareales de plataforma somera carbonatada.



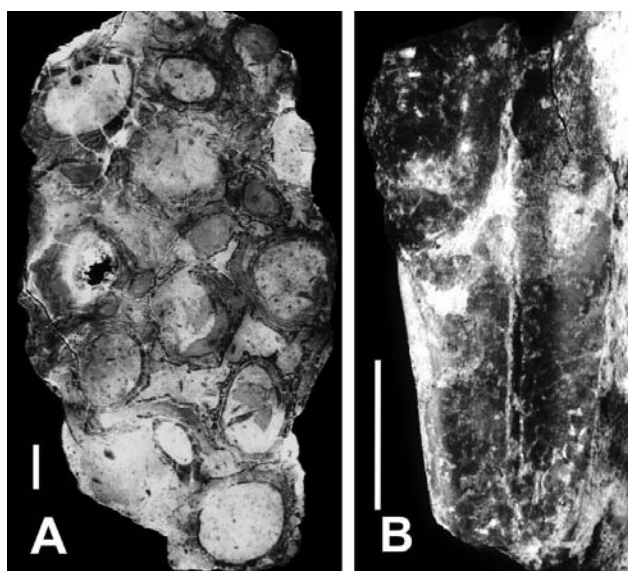
**Figura 5.** Vista panorámica del afloramiento del Barranco de las Cuevas (flanco oriental), mostrando la sucesión de unidades litoestratigráficas. (\*) Mb. Arenas de Segovia de la Fm Utrillas, que con un espesor muy reducido, está siempre asociado en el borde Sur del Sistema Central a la Capa Margas de Alcorlo.

Otra discontinuidad estratigráfica identificada a la base del primer escarpe morfológico, y materializada en sondeos por una brecha calcárea (Gil et al., 2000), da paso a la Fm Hortezielos, compuesta por calizas bioclásticas de rudistas y otros bivalvos, y calizas micríticas en bancos tabulares con abundantes miliólidos, alternando con niveles de margas grises ricas en materia orgánica y calizas margosas nodulares. La existencia de uno de estos niveles margosos a techo de la unidad ha actuado a modo de paraguas protegiendo a los materiales infrayacentes de los procesos de dolomitización penetrativa que ha afectado a las unidades superiores. Esto hace del afloramiento de las Cuevas un caso excepcional ya que en afloramientos adyacentes, este nivel superior margoso no aflora al encontrarse erosionado por las materiales suprayacentes.

En uno de los bancos se han identificado ramilletes de rudistas en posición de vida (no removilizados, ni fragmentados), habiéndose constatado la presencia de *Bourgonia gardonica* (TOUCAS) que caracteriza el Coniaciense Superior (Fig. 6; Gil et al., 2002). Esta determinación es importante, además de por su valor bioestratigráfico, porque constituye la primera identificación en España de una especie descrita con anterioridad en otras áreas circummediterráneas, razón por la cual el barranco de las Cuevas se convierte en su localidad de referencia a nivel nacional.

Los términos carbonatados de la Fm Hortezielos se interpretan como depósitos submareales de una plataforma carbonatada en la que alternan episodios de baja energía que favorecen el desarrollo de los términos micríticos y los ramilletes de rudistas, y otros de tormenta que producen la removilización y fragmentación de los rudistas y el desarrollo de los términos bioclásticos. Los términos margosos se interpretan en un contexto litoral de plataforma somera restringida, que favorezca la acumulación de arcillas y restos vegetales.

Una nueva interrupción sedimentaria, materializada por una discordancia erosiva, da paso a la Fm Hontoria del Pinar, compuesta como en su localidad tipo por calizas bioclásticas y calcarenitas estratificadas en bancos gruesos totalmente dolomitizados, reconociéndose sombras de bioclastos y abundante porosidad móldica. En afloramientos próximos (Barranco de Patones), se reconocen superficies de estratificación cruzada de gran escala, que permite interpretarlas como depósitos de grandes barras litorales que migran sobre una plataforma carbonatada somera bajo unas condiciones energéticas medias-altas debido a la ausencia de materia orgánica y de niveles micríticos. La unidad finaliza con un nuevo nivel de margas grises con materia orgánica, de presencia discontinua en los afloramientos próximos por procesos nuevamente erosivos.



**Figura 6.** *Bournonia gardonica* (TOUCAS). A) Sección de la muestra PUAB-43.946 cortando transversalmente varias valvas inferiores. Las valvas están incluidas en una matriz carbonatada de grano fino que también rellena los huecos internos. B) Vista ventral externa de un ejemplar juvenil PUAB-43.932. La barra de escala representa una longitud de 5 mm. Modificado de Gil et al. (2002).

Por encima, y a favor de una nueva discordancia erosiva, aflora la Fm Burgo de Osmá, representando el techo morfológico de la cuesta y la última unidad de la sucesión cretácica en el afloramiento del barranco de las Cuevas. El resto de la sucesión puede reconocerse en afloramientos próximos, como el del barranco de Patones o el del Pontón de la Oliva, este último objeto de la Parada 2.

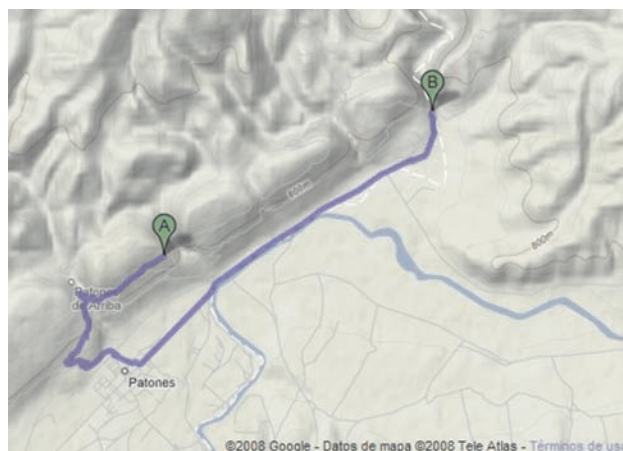
## Parada 2. El Pontón de la Oliva. Patones

### Localización

Se localiza en el extremo oriental del término municipal de Patones, coincidiendo con los límites provinciales de Madrid y Guadalajara (Coordenadas UTM 463.022; 4.527.140). Se recoge en los mapas geológicos nacionales de Segovia (1:200.000, nº 38) y de Valdepeñas de la Sierra (1:50.000, nº 485).

El acceso se realiza a través de un camino peatonal que sale a la derecha de la carretera M-128, 500 m después de tomar el desvío hacia Valdepeñas de la Sierra (Fig. 7). Existe un aparcamiento señalizado. Avanzando por este camino se accede a la cerrada del embalse del Pontón de la Oliva, al tiempo que se descubre una excelente vista panorámica del flanco orien-

tal del barranco, donde puede observarse la parte final de la sucesión sedimentaria del Cretácico y las primeras unidades paleógenas (Fig. 8).



**Figura 7.** Itinerario desde el barranco de las Cuevas (A, Parada 1) a El Pontón de la Oliva (B, Parada 2). Es un recorrido de 5 kms que iniciamos regresando a Patones de Abajo, y una vez allí nos incorporamos de nuevo a la M-102 girando a la izquierda.

### Descripción

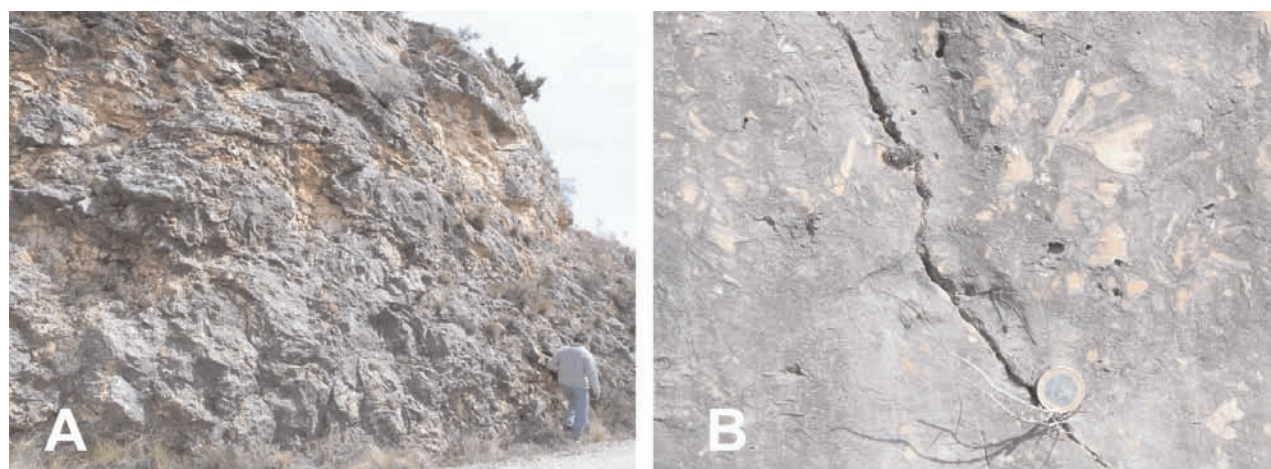
En este punto es el río Lozoya el que atraviesa la franja SO-NE de afloramientos cretácicos definiendo un angosto barranco, que fue aprovechado en el siglo XIX para construir la presa más antigua de la Comunidad de Madrid (1858), con el objeto de abastecer por medio de aguas superficiales a la capital, todo ello bajo el reinado de Isabel II.

En el Pontón de la Oliva, el conjunto superior carbonatado presenta un aspecto mucho más compacto y homogéneo que el que hemos observado en el barranco de las Cuevas (Parada 1). Ello se debe a la desaparición de los niveles margosos descritos en las Fms Hortezielos y Hontoria del Pinar, generalmente al techo de las mismas, debido procesos erosivos que resaltan el carácter discordante de las unidades que las cubren.

El contacto entre las Fms Hontoria del Pinar y Burgo de Osmá (Fig. 2) está materializado por una superficie ferruginosa significativa a favor de la cual se ha desarrollado una disolución cárstica importante; puede reconocerse en el flanco occidental del barranco, al pie de la cerrada. Por encima, la Fm Burgo de Osmá está constituida por 25 m de calizas micríticas y calcareníticas muy recristalizadas dispuestas en bancos gruesos bien definidos. Estos se vuel-



**Figura 8.** Vista panorámica del afloramiento del Pontón de la Oliva (ladera oriental), mostrando la sucesión de unidades estratigráficas en el tránsito entre el conjunto intermedio carbonatado y el superior detrítico de la sucesión general del Cretácico en este sector. (\*) Situación de una cantera de yesos.



**Figura 9.** Aspecto de campo (A) y detalle (B) de las brechas del Mb Pontón de la Oliva .

ven más tableados (20-40 cms) en los 3 m finales, mostrando un contacto neto con las margas supra-yacentes. Por encima, la Fm Valle de Tabladillo está básicamente constituida por margas blancas con niveles de arcillas rojas y algunos bancos calcáreos decimétricos. Define un tramo blando de 17 m de espesor, de pobre expresión morfológica y semicubierto, identificable por un cambio de pendiente (rellano) lo largo de la ladera, a favor del cual discurre las tuberías del Canal (Fig. 8). A techo se reconoce una superficie de karstificación que marca una discontinuidad estratigráfica importante.

Esta discontinuidad da paso al Mb Pontón de la Oliva, constituido por 15 m de brechas calcáreas muy dolomitizadas, con cantos angulosos de diferente tamaño (Fig. 9). La brechificación y la karstificación

que afecta al conjunto borra cualquier vestigio de estratificación. Sólo localmente se reconocen restos de bioturbación y fantasmas de bioclastos. Esta unidad pone fin al conjunto carbonatado superior de la sucesión del Cretácico Superior. Por encima aflora el conjunto superior de naturaleza detrítico-evaporítica, representado por una potente sucesión de arcillas rojas y violáceas con niveles de yesos de la Unidad Torrelaguna, fácilmente reconocibles en el paisaje por el cambio de coloración, vegetación y relieve. Estos materiales afloran generalmente cubiertos, pudiéndose realizar observaciones de detalle a lo largo del camino que asciende por la ladera, así como en una antigua cantera de yesos situada en el fondo del Arroyo de la Lastra.



### Parada 3. El Cenozoico de Uceda y el Valle del Jarama. La interpretación de un paisaje de ida y vuelta

#### Localización

Esta parada se localiza en la carretera CM-1002 de Uceda a Puebla de Beleña antes de llegar a la localidad de El Cubillo de Uceda, justo cuando se alcanza el alto que conforman los llanos de Uceda (Fig. 10). Se aprovecha el cruce de un camino rural para aparcar y se realizan observaciones de detalle de aspectos litológicos, sedimentológicos y estratigráficos de las unidades que afloran en el escarpe del talud de la carretera y de una pequeña cantera. Asomándose al borde septentrional del escarpe de estos llanos, se divisa el valle del río Jarama donde, analizando el paisaje, se pueden hacer observaciones generales de carácter estratigráfico, tectónico y geomorfológico relacionadas con la evolución de ese borde de la cuenca del Tajo.

#### Descripción

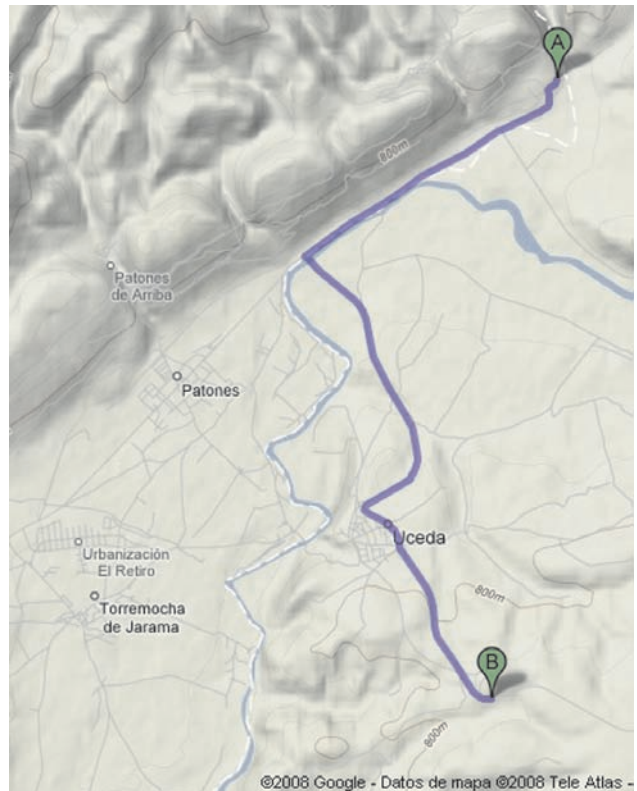
Desde un punto de vista fisiográfico o mejor físico-geológico el contexto de la parada tiene lugar en el borde septentrional de la Cuenca del Tajo, y por tanto muy próxima a otra gran unidad geológico-estructural como es la Sierra, que constituye el Sistema Central, y dentro de éste, en el sector de Somosierra.

#### – Los llanos de Uceda

Morfológicamente los llanos de Uceda forman parte del piedemonte de ese sector, es decir conforman una unidad de tránsito entre la Sierra y la Depresión. La característica de este piedemonte es que está conformado por varias plataformas de amplias dimensiones que se encajan unos pocos metros entre sí y que se extienden en dirección N-S por más de 25 km, quedando topográficamente colgadas a unos 200 m sobre el cauce del Jarama. Los perfiles longitudinales, suavemente cóncavos de cabecera a pie, tienen pendientes que oscilan entre el 2% y 0,2%. Se trata de superficies que se configuran (aparecen soportadas) sobre depósitos detríticos gruesos de origen fluvial.

Este conjunto de altas plataformas con depósito asociado es lo que se conoce como la Raña de la Alta Campiña (Vadour, 1979). Son depósitos clasto-soporta-

dos formadas por gravas y cantos sub-redondeados, frecuentemente imbricados, con un tamaño máximo de canto en la fracción bloque y la mediana entre los 17 y 50 cm, con espesores que varían entre los 2-5 m, y en los que los conjuntos arenosos, cuando aparecen, suelen situarse hacia la parte inferior de los mismos (Fig. 11); litológicamente su composición es mayoritariamente cuarcítica, con algún canto de cuarzo en los tamaños más pequeños. La matriz es arcillosa, de color rojo, con algo de arena y limo.



**Figura 10.** Itinerario desde el Pontón de la Oliva (A) Parada 2 a la Parada 3 (B) cerca de Uceda. Es un recorrido de 8 kms que iniciamos regresando a Uceda, primero por la M-102 hasta el cruce con la CM-1002. Siguiendo por esta vía, la parada se realiza a unos 2 kms al S de Uceda.

Estratigráficamente en esta zona se apoyan, erosionándolos, sobre materiales también detríticos de la Unidad Superior, en este caso representados por los depósitos silíceos de Valdepeñas-Retiendas. Sedimentológicamente representan una llanura aluvial de piedemonte con facies de canales entrelazados de cierta sinuosidad, de un ambiente semiárido mediterráneo (Pérez González y Gallardo, 1987). Estos autores identifican dos plataformas aluviales escalonadas RJ1 y RJ2 de dirección (y origen) Jarama, situándose la parada de la excursión en el extremo noroccidental de la más baja, es decir la RJ2.





**Figura 11.** Depósito de Raña (RJ2) constituido por gruesos cancos cuarcíticos, discordante sobre arcosas con cantos correspondientes a la Unidad Superior neógena. En el corte se aprecia la imbricación de los clastos y los horizontes característicos del perfil edáfico superpuesto.

Sobre estos depósitos se desarrolla un perfil edáfico característico que consta de: (i) un horizonte A desarrollado sobre sedimentos removilizados; (ii) un Btg de color ocre con moteados rojos en la zona inferior y pequeños nódulos milimétricos de Fe-Mn en la parte superior; (iii) un Bg que destaca por la intensa segregación del hierro en bandas o moteados rojos y blanco-grisáceos; (iv) un Bt de color rojo con arcilla y algunas decoloraciones en forma de bandas verticales a favor de la estructura; y (v) un horizonte Cg que muestra un moteado grueso pardo rojizo. Estos suelos tienen gran espesor (4-7 m) y sobrepasan al propio depósito aluvial si este es poco potente, alcanzando el sustrato neógeno. Se les ha clasificado como suelos fersialíticos ácidos hidromorfos (ultic palexeralf).

La edad de esta Raña es problemática, es anterior a las primeras terrazas altas de los ríos Jarama y Sorbe y sin duda posteriores a la unidad en la cual se encajan, y que por criterios cronoestratigráficos regionales esta datada como Plioceno Inferior (Rusciniense). Pérez González y Gallardo (1987) las atribuyen al Plioceno Superior, concretamente les asigna una edad Villafranquienae, alrededor de los 2 m. a.

## El relleno Neógeno

Los taludes del corte de la carretera permiten la observación, por debajo de la Raña, de los depósitos silíceos de la Unidad Superior (Fig. 12; López Olmedo *et al.*, *in press*). Sin duda alguna se trata de una de las unidades más características del sector oriental de la cuenca del Tajo y que aflora ocupando la parte alta del interfluvio Jarama-Sorbe. Litológicamente se trata de un conjunto formado por arcosas con niveles de cantos o gravas silíceas de cuarcita y cuarzo con intercalaciones de arenas y lutitas rojas y ocre, o eminentemente conglomeráticos y de aspecto masivo en las zonas más septentrionales y proximales. Por la posición topográfica que ocupan y el carácter suelto y deleznable de sus litologías son fácilmente erosionables dando espectaculares paisajes de cárcavas en las cuencas de cabeceras de los cursos torrenciales que imprimen al paisaje un carácter muy peculiar fácilmente identificable. Constituyen una unidad heterogénea en cuanto a composición y facies, lo que ha hecho que se hayan denominado «facies rojas y ocre», predominando las primeras en los sectores septentrionales y las segundas en las zonas meridionales, más alejadas de las zonas de aporte. Todo el conjunto se encuadra en un contexto de abanicos aluviales coalescentes de marcado carácter retractor, procedentes de los relieves situados inmediatamente al norte y cuyos ápices se localizan en el interior del macizo, en los valles de los ríos Jarama y Sorbe.

Las facies ocre, que son las que aparecen en el talud de la carretera corresponden por tanto a facies medias de alguno de éstos abanicos, están constituidas por arenas arcósicas finas y limos arcillosos de tonalidades ocre y pardo-rojizas, de 3 a 5 m de espesor, que intercalan niveles de gravas cuarcíticas.

- El valle del Jarama: La interpretación de un paisaje de ida y vuelta

Una vez depositada la Raña, la jerarquización de la red fluvial cenozoica, ya en un claro contexto exorreico de la cuenca del Tajo, originado por el retroceso y captura de la misma, al Oeste de Talavera, por la red atlántica, da lugar a un cambio morfodinámico muy importante y trascendental en la cuenca sedimentaria, y es el paso de condiciones de agradación (relleno de sedimentos) que se han mantenido durante todo el Cenozoico, a condiciones de degradación (erosión y transporte de los mismos). La morfogénesis fluvial desencadena un importante proceso de vaciado erosivo tanto del relleno sedimen-



**Figura 12.** Talud de la carretera donde aparecen expuestos los depósitos silíceos de la Unidad Intermedia neógena. Se aprecian varias secuencias de arcosas y niveles de cantos.

tario de la cuenca como de sus bordes. Este proceso erosivo da lugar al desarrollo y construcción de los valles fluviales en el interior de las cuencas, considerados ya cuaternarios por algunos autores, y la profundización de los que ya existían previamente en su periferia.

– El valle del Jarama y sus terrazas

A lo largo de este proceso de erosión y encajamiento, durante el Pleistoceno y hasta la actualidad, el río Jarama ha ido dejando abandonados sucesivos niveles de depósitos fluviales, (no menos de 17), que se disponen escalonadamente a lo largo de su margen izquierda, dando un marcado carácter asimétrico a su valle. Estos depósitos escalonados de origen fluvial son morfológicamente denominados terrazas (Fig. 13).

En el entorno del valle que se divisa desde esta parada, se reconocen no menos de siete niveles distribuidos entre las cotas de +160 m y +4 m sobre la llanura aluvial (+3,5 m) del cauce actual. Los más representativos corresponden a los de +150 m, +90 (Uceda), +70, +35 y +10 m ya en la vega baja. La disposición espacial de estos niveles respecto a su grado de encajamiento sucesivo, ofrece diversas variedades: en general, los niveles más antiguos se presentan colgados, dejando aflorar entre los mismos el sustrato en el que se encajan; los intermedios están encajados y los más recientes se solapan.

Así pues, la erosión y vaciado de este piedemonte, por la acción de la morfogénesis fluvial del río Jarama, no sólo nos muestra la evolución de ese valle, sino que

además nos permite observar parte del relleno sedimentario de la cuenca del Tajo en este sector; por lo que también podemos interpretar los diferentes paisajes que se iban conformando a lo largo de la historia de construcción en dicho piedemonte.

– La cuesta de Torrelaguna-Patones

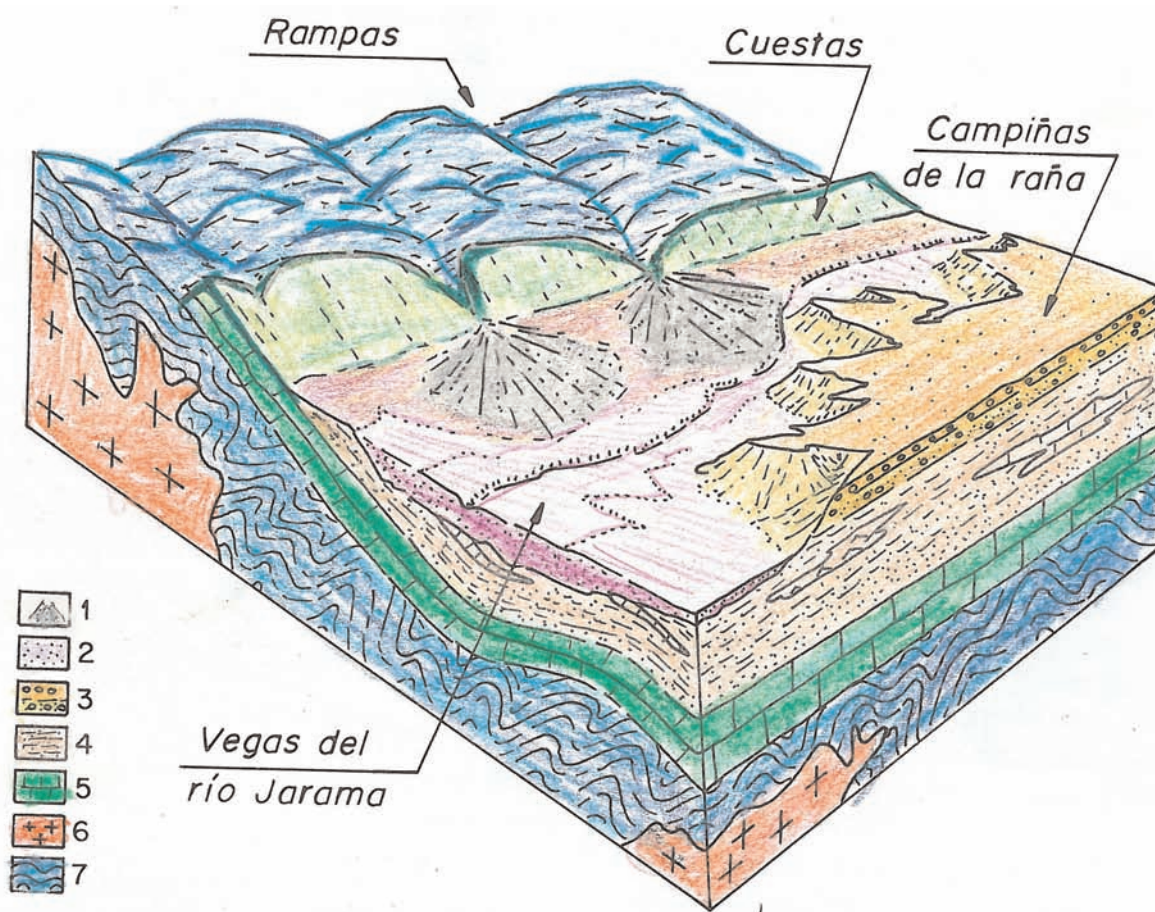
«Cuesta» es un término español ampliamente adoptado y que morfológicamente se aplica o sirve para describir una elevación asimétrica de carácter lineal producida por erosión diferencial de estratos de buzamiento (inclinación) suave a moderado, en los que la ladera larga (dorso o revés) es generalmente concordante con el buzamiento de los estratos; mientras que la otra ladera es más corta y de pendiente mayor (frente).

El vaciado de parte del relleno cenozoico de la cuenca por el río Jarama, ha profundizado en su margen izquierda, hasta exhumar las resistentes calizas de la cobertera mesozoica adosadas al borde de la misma, dando lugar a una espectacular cuesta estructural en dirección NE-SO, con dorso hacia el SE e inclinación entre 30° y 45°, que corresponde a los planos inclinados de la vertiente que observamos (Fig. 14); mientras que el frente de la misma, da lugar a un discreto escarpe o cantil rocoso, por delante del cual, y en el contacto con el macizo se desarrollan pequeñas depresiones periféricas u ortoclinales.

Pequeños cursos fluviales procedentes del relieve de la sierra han excavado valles que discurren transversalmente a esta serie monoclinial a favor del buzamiento (cursos cataclinales, consecuentes). Estos arroyos han incidido enérgicamente cortando totalmente la cuesta de Torrelaguna-Patones dando lugar a gargantas (*cluses*). Éstas aparecen distribuidas de tal forma, que cortan espaciada y regularmente la cuesta en una serie de elementos con forma de facetas trapezoidales de cima bastante nivelada.

La cartografía geológica muestra que este relieve en cuesta no es producto únicamente de la erosión reciente, sino que representa un antiguo relieve (paleorrelieve). Ello es especialmente observable entre la garganta del río Lozoya y el pueblo de Valdepeñas de la Sierra en este sector, donde la cuesta aparece fosilizada por los sedimentos de la Unidad Superior neógena. Esto mismo es apreciable a simple vista desde la panorámica que hacemos en esta parada.

El porqué de esa isoaltitud de cumbres que presenta la arista cimera de este relieve, tiene también su explicación, aunque ésta ya no es tan evidente en el paisaje.



**Figura 13.** Bloque diagrama en la zona borde macizo-cuenca (entorno de Patones), donde se señalan las unidades fisiográficas definidas para la fosa del Tajo. Leyenda de símbolos: 1) gravas pizarrosas (conos de deyección, Cuaternario); 2) gravas, arenas y limos (fluvial, Cuaternario); 3) arcosas y Raña (Neógeno); 4) arcillas, yesos y conglomerados (Paleógeno); 5) areniscas, margas, calizas y dolomías (Cretácico); 6) granitoides (Carbonífero); 7) pizarras y cuarcitas (Ordovícico). Tomado de Pedraza, 1996.



**Figura 14.** Panorámica de la cuesta de Torrelaguna-Patones en la margen derecha del río Jarama frente al pueblo de Uceda (en el centro de la imagen y sobre el replano de la terraza de +90 m). El relieve en cuesta aparece segmentado en sucesivos planos trapezoidales al estar cortado por barrancos cataclinales.



Los procesos erosivos neógenos que tenían lugar en los relieves periféricos a la cuenca sedimentaria y cuyos productos resultantes eran los sedimentos que se acumulaban en la misma, dieron lugar a una superficie de erosión poligénica tipo rampa que biselaba no sólo los materiales del zócalo hacia el interior de los relieves, sino también los de su cobertera sedimentaria en el borde, que ya se encontraba plegada e inclinada hacia la cuenca. Restos de esta superficie se conservan precisamente al Norte de Valdepeñas de la Sierra, hacia el Oeste, truncando el cierre periclinal del anticlinal de El Vellón y al Norte de Cabanillas de la Sierra.

– El relleno sedimentario de la cuenca

En la cuenca del Tajo el espesor de sedimentos cenozoicos llega a alcanzar los 3.500 m en la parte noroccidental de la cuenca, en las proximidades del Sistema Central, reconocido mediante perfiles sísmicos y sondeos profundos (Querol y Abad, 1989) con un registro estratigráfico muy completo todo él en facies continentales, desde el tránsito Cretácico superior-Paleoceno hasta el Plioceno Superior.

En este sector de la cuenca, aparecen bien expuestos los 200 m superiores de la sucesión neógena horizontal a lo largo de los valles de los principales cursos fluviales. Por otra parte el registro sedimentario paleógeno corresponde a depósitos pre-tectónicos, anteriores al levantamiento del Sistema Central y que individualizó las cuencas del Tajo y Duero.

Los sedimentos paleógenos se disponen en aparente continuidad estratigráfica, o en suave discordancia erosiva, con niveles del Cretácico Superior, por lo que afloran de forma discontinua, a lo largo de este borde, plegados junto a ellos. Están constituidos por lutitas rojas, yesos y conglomerados. Estos depósitos detríticos y sulfatados representan ya la retirada del mar cretácico de la zona centro peninsular; la presencia de cantos calcáreos indica ya el inicio del desmantelamiento parcial de la cobertera cretácica en relación con los primeros movimientos alpinos. La edad de esta unidad es Cretácico Superior-Eoceno.

En la panorámica del valle del Jarama, esta unidad la identificamos en la parte baja de los relieves de su margen derecha, aguas arriba de su confluencia con el Lozoya y que en conjunto se denominan como Cerro de Mingo Negro. El tramo superior de dicha unidad conforma el escarpe inferior de color gris-blanquecino junto a la margen derecha del río.

Por encima de esta unidad suavemente plegada y claramente discordante sobre ella, se disponen las «arcosas de Uceda», en general de colores ocre-anaranjados y con

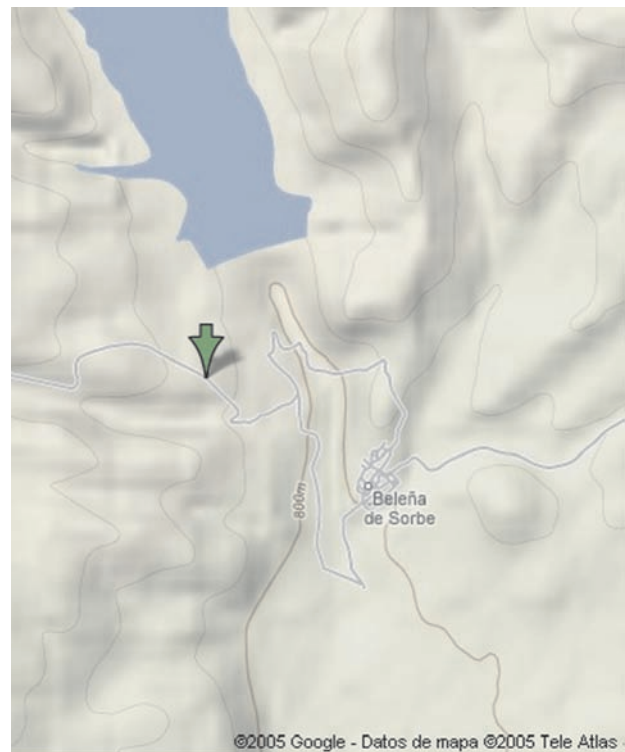
un espesor máximo visible de 100 m. Se interpretan como depósitos de zonas medias de abanico aluvial. Esta unidad se dispone también a lo largo de gran parte de la vertiente de la margen izquierda del Jarama.

En los relieves de ambas márgenes, por encima de las Arcosas de Uceda y mediante un contacto aparentemente concordante, aunque puede encerrar un hiato importante, se disponen los «depósitos silíceos de Valdepeñas-Jadraque correspondientes ya a la Unidad Superior, de edad Turolense superior-Plioceno, ya vistos en el talud de la carretera bajo los depósitos de la Raña.

#### Parada 4. El Paleógeno de Beleña del Sorbe

##### Localización

La parada se ubica junto al río Sorbe, en la cerrada del embalse próximo a la pequeña localidad de Beleña del Sorbe (Fig. 15), en los taludes de la carretera que con motivo de la realización de tal obra se ha construido. Se accede desde el Cubillo de Uceda por la carretera CM-1001 se llega a Puebla de Beleña, donde se toma la CM-1004 en dirección Tamajón, desviándose a la derecha por la GU-189 hacia la localidad de La Mierla, para posteriormente y tras 5 km llegar a un alto sobre el valle desde donde se divisa el río Sorbe.



**Figura 15.** Itinerario de desde la Parada 3 (A) a la Parada 4 (B, Beleña del Sorbe). Es un recorrido de 40 kms.



**Figura 16.** Vista general de la Unidad detrítica en el núcleo del sinclinal de Cogolludo. Embalse de Beleña.

### Descripción

El corte de Beleña del Sorbe es uno de los más representativos y completos del Paleógeno de este sector del borde de la cuenca del Tajo. Muestra los términos estratigráficamente más altos de la sucesión paleógena. Permite además, reconocer la disposición y estilo de plegamiento que afecta a estos materiales. Se localiza en el flanco Norte de un anticlinal (anticlinal de Aleas), en cuyo núcleo afloran los términos margo-yesíferos más bajos de toda la serie (Fig. 17), equivalentes a los aflorantes entre el Pontón de la Oliva y Valdepeñas de la Sierra.

El corte transcurre por la margen izquierda del río Sorbe. En la parte septentrional del corte se realiza la parada y se reconoce una potente serie conglomerática que se encuentra organizada en una alternancia estrato y grano-creciente de conglomerados y areniscas.

Como se muestra en la Figura 3, sobre el complejo dolomítico terminal del Cretácico Superior, se sitúan dos grandes unidades atribuidas clásicamente al Paleógeno y que se caracterizan por su notable espesor y extensión a lo largo de todo el borde del Sistema Central (Portero y Olivé, 1984; Arribas, 1986; Alonso-Zarza y Calvo, 2002; Alonso-Zarza *et al.*, 2004) que son:

- Unidad de lutitas rojas, yesos y conglomerados de Torrelaguna–Uceda y su equivalente lateral, la Unidad yesos de Cogolludo
- Unidad mixta terrígeno-carbonatada de Beleña de Sorbe-Torremocha de Jadraque

La Unidad Torrelaguna-Uceda conforma el núcleo del anticlinal de Aleas. Se reconoce bien a lo largo de la carretera por la que se discurrirá, tras realizar esta parada. Presenta un carácter yesífero y margoso, extendiéndose hasta la localidad de Cogolludo («Unidad Yesos de Cogolludo»; Fig. 17). Estos materiales históricamente han sido objeto de explotación como rocas ornamentales.

Por encima, la Unidad Beleña de Sorbe-Torremocha de Jadraque se dispone discordante sobre la anterior. En la cartografía a escala 1:200.000 López Olmedo *et al.* (*in press*) y Arribas *et al.* (2004) diferencian y caracterizan a su vez en dos unidades: Unidad Carbonatada Inferior y Unidad Detrítica Superior (Fig. 3).

La Unidad Carbonatada Inferior, con espesores entre 200-500 m, se dispone discordante sobre la Unidad Yesos de Cogolludo (Portero *et al.* 1990). Corresponde a ambientes lacustres de fan delta, pasando hacia el noreste a medios palustres y lacustres. Se reconoce muy bien en la margen izquierda del río (Fig. 18), y ha sido datada como Eoceno Medio (Crusafont *et al.*, 1960, Portero *et al.* 1983 y 1990).



**Figura 17.** Cantera de yesos (Unidad Yesos de Cogolludo) aflorantes en el flanco septentrional del anticlinal de Aleas, en las proximidades de Beleña del Sorbe.



**Figura 18.** Detalle de los términos inferiores de la Unidad Carbonatada en Beleña de Sorbe. Margen izquierda del río Sorbe, aguas abajo de la cerrada del embalse.

La Unidad Detrítica (Arribas *et al.* 2004) se sitúa discordante sobre la anterior, mostrando un carácter detrítico grosero y granocreciente que destaca morfológicamente en el paisaje a modo de resaltes (Figs. 16 y 19). Se encuentra formada por conglomerados polimícticos, con cantos y bloques redondeados cementados por carbonatos, que a veces alternan con areniscas. Constituye

la unidad más característica del Paleógeno de este sector de la cuenca del Tajo, y sus afloramientos se distribuyen a lo largo de todo el borde meridional del Sistema Central. La edad de estos depósitos se sitúa en el Oligoceno Superior, si bien pudieran llegar en alguna zona al Mioceno inferior.

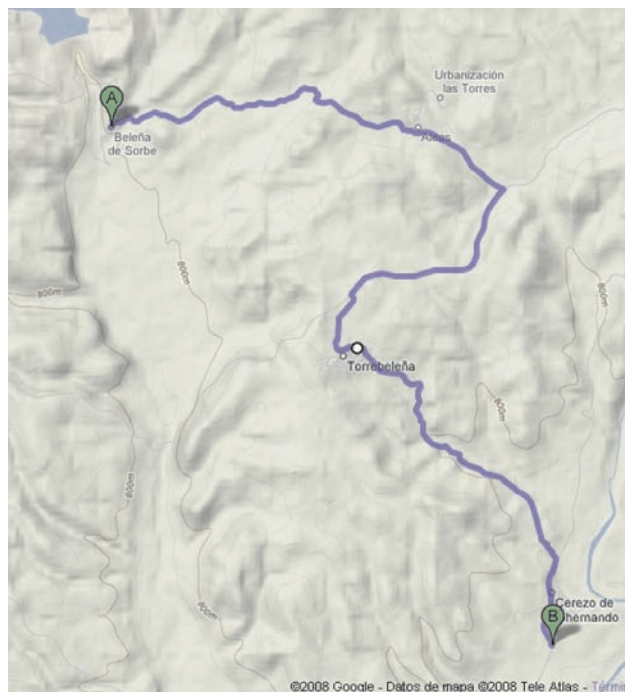


**Figura 19.** Unidad Detrítica en el embalse de Beleña de Sorbe.

## Parada 5. El techo del Paleógeno en el Valle del Henares

### Localización

La parada se sitúa en el valle del río Henares, en su margen derecha a unos 900 m al Sur de Cerezo de Mohernando (Fig. 20).



**Figura 20.** Itinerario desde Beleña de Sorbe (A) Parada 4, a la Parada 5 (B) cerca del Valle del Henares. Es un recorrido de 14 kms que iniciamos en dirección a Torrebeleña, Cogolludo y desde aquí a Cerezo de Mohernando a través de la carretera GU-179. Desde esta última localidad, nos incorporamos a la Carretera CM-101 en dirección a Humanes, y recorreremos 1 km para llegar a la parada.

### Descripción

Los taludes del Valle del Henares constituyen excelentes afloramientos para reconocer las unidades terminales del Paleógeno y las del Mioceno, identificándose varias discordancias que las separan (Fig. 21).

En el valle del Henares, el Paleógeno está representado por la Unidad Detrítica Superior (Fig. 3). Esta unidad culmina la serie paleógena en la región y muestra

facies más distales (areniscas, conglomerados, lutitas y calizas) respecto a los conglomerados masivos de la misma unidad ubicados más al norte en Beleña de Sorbe (Fig. 19).

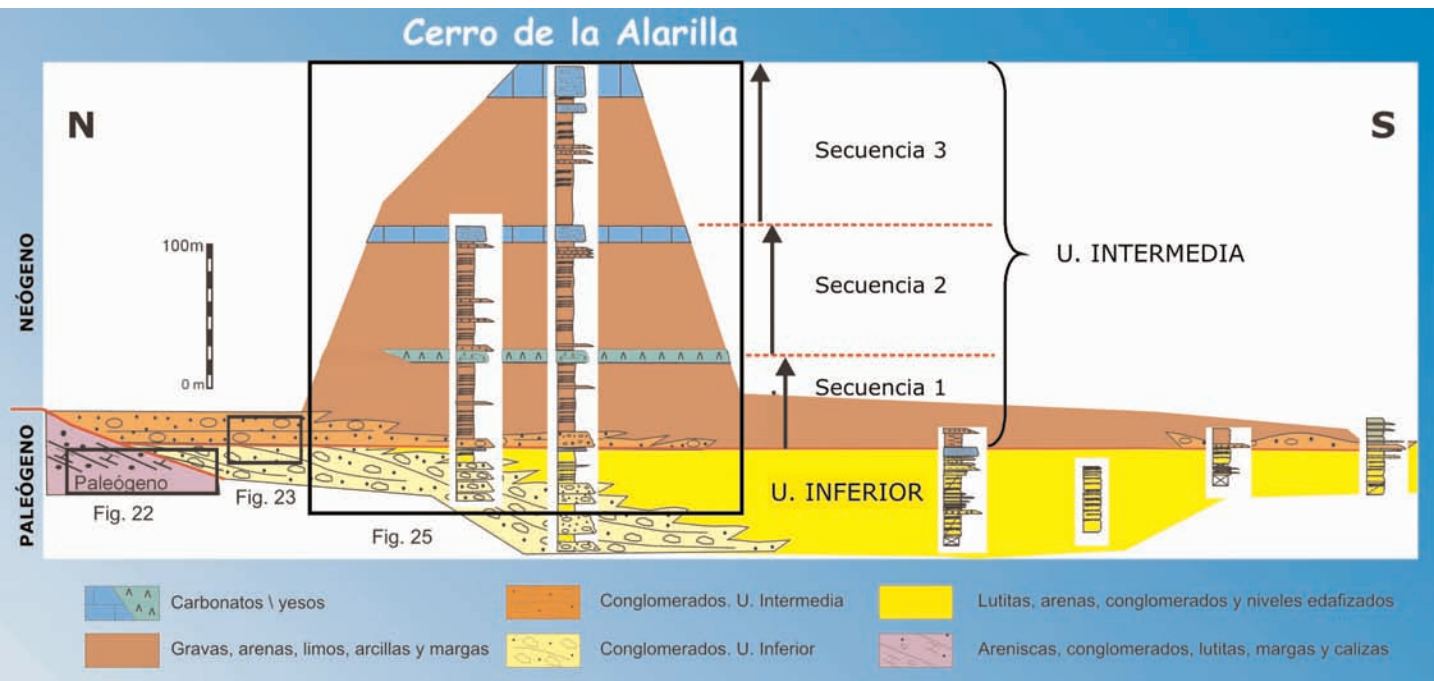
Los depósitos miocenos de la cuenca de Madrid se han dividido clásicamente en tres unidades estratigráficas denominadas: Unidad Inferior, Unidad Intermedia y Unidad Superior (Junco y Calvo 1983). La Unidad Inferior está compuesta por un apilamiento de conglomerados en cuerpos de 2-6 m de base erosiva. Presentan granoselección positiva y están constituidos por fragmentos de carbonatos y cuarcitas y una matriz arenosa con cemento carbonatado. Aparecen intercalaciones de lutitas rojas bioturbadas de hasta 10 m de potencia. Intercalados con estos cuerpos, aparecen niveles de lutitas rojas bioturbadas cuya potencia llega a los 10 m, así como niveles de arenas finas y gravas (Najarro *et al*, 2006).

Entre ambos depósitos (paleógenos y miocenos) existe un límite estratigráfico puesto de manifiesto por varias observaciones (Fig. 22):

- Una discordancia angular que se aprecia por un suave cambio en la inclinación de las capas de los materiales miocenos que descansan sobre los paleógenos.
- Un cambio en la granulometría de los sedimentos del Mioceno que pasan a ser más conglomeráticos que los del Paleógeno los cuales incluyen materiales de litología mas fina como lutitas o margas.
- El cambio litológico anterior, viene acompañado también por un sensible cambio de color en los sedimentos, que pasan de ser más claros en el Paleógeno (las margas y las calizas son de color blanquecino) a más rojizos en el Mioceno (los conglomerados y sobre todo las lutitas, son de color rojo).

Desde el mismo punto, y más hacia el Sur es posible observar en el frente del relieve acantilado una segunda discordancia angular que limita las Unidades Inferior y Media del Mioceno (Fig. 23).

La Unidad Intermedia en este sector es también básicamente conglomerática y está formada por paleocanales con base erosiva siendo sus cantos principalmente de cuarcita, caliza y fragmentos de roca metamórfica, envueltos en una matriz arenosa de grano medio a grueso y un cemento carbonatado.



**Figura 21.** Esquema estratigráfico de las unidades del Paleógeno terminal y Mioceno inferior en el valle del Henares (modificado de Najero et al., 2006), con la situación de las discordanancias que se observan en la Parada 5 y la panorámica de la Parada 6.

En este caso la Unidad Inferior es la infrayacente y sus capas buzcan entre  $10^{\circ}$ - $15^{\circ}$ . La Unidad Intermedia se sitúa encima de forma casi horizontal, produciendo un truncamiento de las capas perfectamente observable. A diferencia de la anterior discordancia, apenas hay diferencias en la litología y el color de los sedimentos, por lo que el límite estratigráfico solo se deduce por la angularidad entre las capas.

Como principio general, las unidades estratigráficas que se encuentran plegadas o inclinadas, es por que han sufrido los efectos de la tectónica, mientras que las unidades que están horizontales, apenas se han visto afectadas por dichos movimientos tectónicos. Así pues, en la presente parada puede deducirse que tanto los sedimentos paleógenos pertenecientes a la Unidad Detrítica Superior (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior) como los sedimentos de la Unidad Inferior de la cuenca de Madrid (Mioceno inferior-medio), dado que se encuentran deformados (inclinados), han sido afectados por movimientos tectónicos (últimos movimientos de la orogenia Alpina), mientras que los depósitos de la Unidad Intermedia, puesto que se encuentran prácticamente horizontales, se depositaron en un contexto de inactividad tectónica.

A su vez la orogenia Alpina es la responsable de la creación del relieve de las sierras y cordilleras que jalonan a la cuenca del Tajo en la provincia de Guadalajara, por lo que de lo dicho anteriormente, puede deducirse que el relieve de los bordes de la cuenca del Tajo que puede verse en la actualidad estuvo creándose hasta el Mioceno Medio, edad de los últimos sedimentos plegados (Unidad Inferior). El resto de los sedimentos miocenos más modernos y dispuestos horizontalmente (Unidad Intermedia y Superior), se depositaron como consecuencia de la erosión de dichos relieves ya creados y en un contexto de tranquilidad tectónica.

## Parada 6. El Cenozoico de Humanes

### Localización

La parada se localiza en la margen derecha del río Henares cerca de la localidad de Humanes, aguas abajo de la anterior (Fig. 24), al pie del cerro de la Alarilla.





**Figura 22.** Límite estratigráfico entre la Unidad Detrítica Superior y la Unidad Inferior. La discordancia viene dada por la ligera angularidad que se observa entre las capas de ambas unidades.



**Figura 23.** Límite estratigráfico entre las unidades Inferior e Intermedia del Mioceno de la cuenca de Madrid. Las capas de la Unidad Intermedia suprayacente y horizontales truncan a las de la Unidad Inferior que se hayan inclinadas hacia el Sur.

### Descripción

Sobre las terrazas del río Henares, que muestran diversos aspectos geomorfológicos a destacar, se observa el Cerro de la Alarilla que expone en excelentes condiciones de observación casi toda la serie representativa del Mioceno de este sector de la cuenca del Tajo.

De las tres unidades miocenas de la cuenca del Tajo (Junco y Calvo, 1983, Alonso *et al.*, 2004) en el cerro de la Alarilla están representadas las dos unidades más antiguas (Unidad Inferior e Intermedia). La edad con-

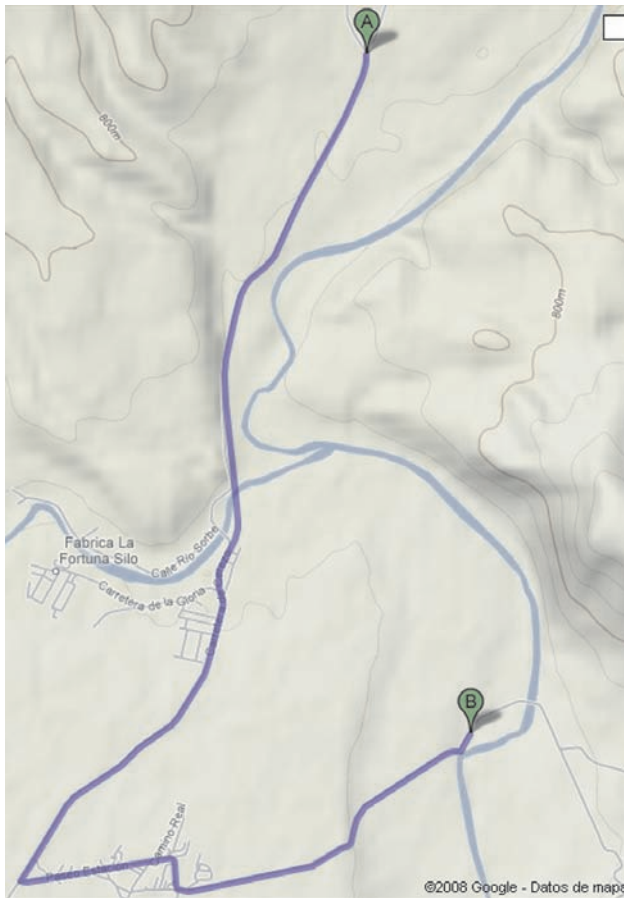
junta de ambas abarca desde parte del Mioceno Inferior, hasta parte del Mioceno Superior. En la figura 25 aparece la situación de la panorámica con respecto al esquema estratigráfico general de las unidades del Paleógeno terminal y Mioceno inferior en el valle del Henares.

Las capas basales del cerro pertenecen a la Unidad Inferior, destacando en afloramiento por su color anaranjado. Su límite superior viene marcado por un nivel carbonatado blanquecino que resalta por encima de las copas de los árboles de la ribera del Henares. Este nivel



es equivalente a la discordancia entre las unidades Inferior e Intermedia identificada en la Parada 5 (Fig. 23).

Por debajo de dicho nivel y hacia la izquierda del cerro, aparecen una serie de capas discontinuas que resaltan en el paisaje y que corresponden a cuerpos conglomeráticos de base erosiva (Fig. 26) descritos en la parada anterior.



**Figura 24.** Itinerario desde la Parada 5 (A) a la Parada 6 (B), situada en la base del cerro de Alarilla. Recorrido de 8 kms que se inicia en la CM-101 en dirección a Humanes hasta alcanzar el cruce con la Carretera GU-183; la parada se realiza 3 Kms después de dicho cruce, a pie del río Henares.

En frente de la ubicación de la parada y hacia la derecha de los afloramientos anteriores, los cuerpos de conglomerados se adelgazan y dan paso a areniscas, niveles carbonatados, y sobre todo, a lutitas de color anaranjado (Fig. 25). Este cambio lateral de facies representa el paso de las partes terminales de abanicos aluviales procedentes de los relieves del norte (paleocanales de conglomerados), hacia una llanura fangosa (luti-

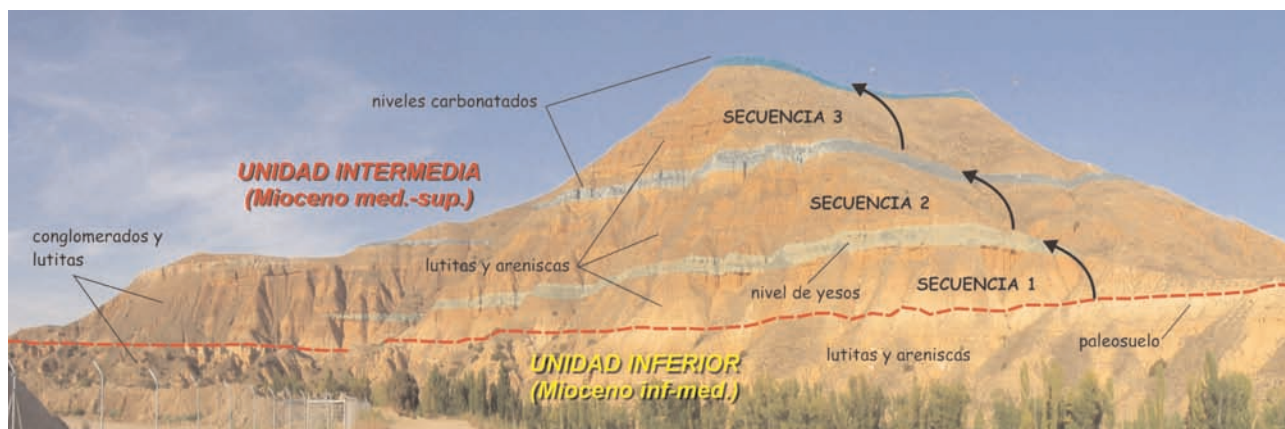
tas anaranjadas) con encharcamientos de agua esporádicos (niveles carbonatados), que conformarían el paisaje en aquella época de la cuenca sedimentaria del Tajo.

El nivel carbonatado blanquecino que culmina la Unidad Inferior, se originó por procesos edáficos (paleosuelo), como lo atestiguan los moldes de raíces y en general las características de la roca (caliche). Hacia el Sur, este mismo nivel se hace cada vez más carbonático cambiando sus características (facies), convirtiéndose en una caliza de color gris, que contiene restos de gasterópodos de agua dulce, algas caráceas y restos de vertebrados (Najarro *et al*, 2006). Este tipo de calizas se interpretan como lacustres someras.

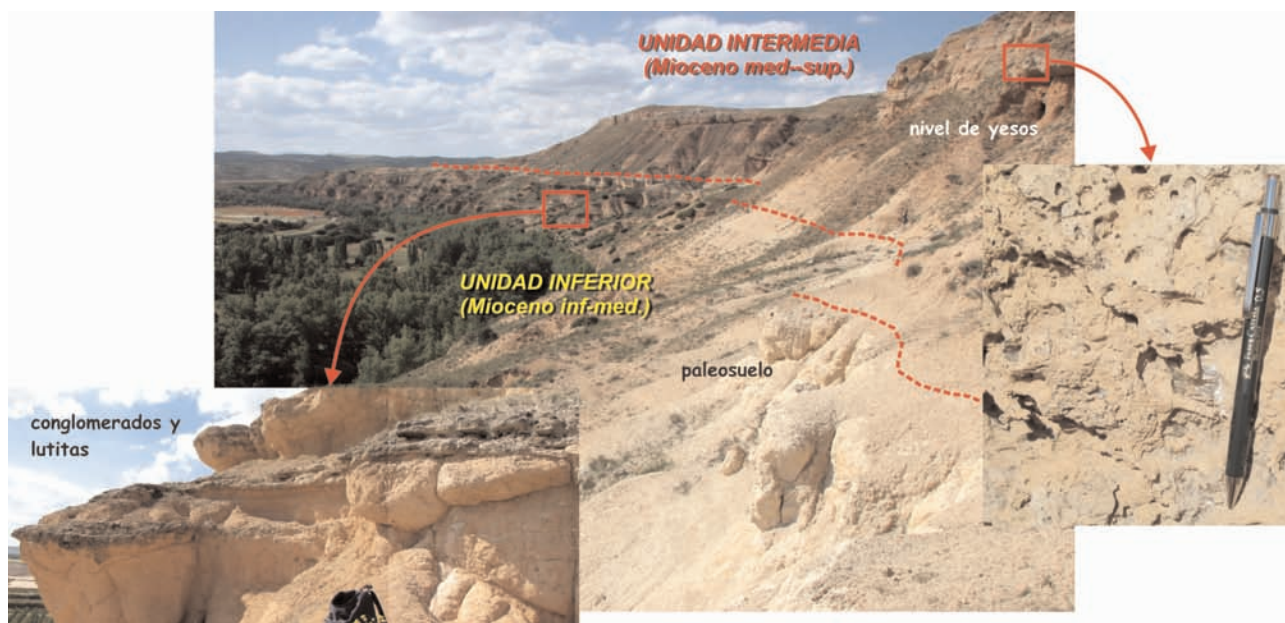
Este nuevo cambio lateral de facies permite reconocer para la época la existencia de una zona vadosa donde se enraizaban plantas en un suelo que se encharcaba esporádicamente y otras veces se secaba, formándose en este proceso un depósito en forma de costra (paleosuelo). Más al sur y al mismo tiempo se desarrollaría una zona que tenía un nivel más estable en la lámina de agua, formándose zonas palustres poco profundas donde vivían gasterópodos, algas, plantas juncáceas, y vertebrados del tipo que actualmente habitan las sabanas de África, como son roedores, conejos, rinocerontes, gacelas, etc. Esto último se deduce por los estudios paleontológicos de los numerosos yacimientos que se hallan en la cuenca del Tajo, uno de los cuales se encuentra unos centenares de metros más al sur de la ubicación de la parada (yacimiento del Arroyo de la Magdalena; Najarro *et al*, 2006).

La Unidad Intermedia, se distingue por el color más rojizo con respecto a la Unidad Inferior. Se divide a su vez en tres secuencias sedimentarias que empiezan con facies detríticas y lutíticas rojizas, bioturbadas y edafizadas, y acaban en capas continuas de yesos o carbonatos de color más claro que dan resalte.

La primera secuencia culmina con una primera capa de yesos que resalta en el cerro por su tono blanquecino (Figs. 25 y 26), y que se relaciona con zonas palustres de aguas salinas, indicando un clima cálido y árido propicio para la precipitación de las evaporitas de yeso. Los términos carbonatados que culminan las otras dos secuencias son de origen lacustre somero y contiene restos de gasterópodos, algas caráceas y moldes de raíces de plantas (Fig. 27).



**Figura 25.** Panorámica del cerro de la Alarilla cerca de Humanes mostrando las litologías de las unidades Inferior e Intermedia del Mioceno de la cuenca del Tajo, el límite entre ambas (paleosuelo) y las secuencia estratigráficas en que a su vez puede subdividirse la Unidad Intermedia.



**Figura 26.** Fotos de detalle de algunas de las facies sedimentarias que pueden observarse en el cerro de la Alarilla en las unidades Inferior e Intermedia. Obsérvese la gran continuidad del paleosuelo que marca el límite entre las dos unidades del Mioceno.

La alternancia de depósitos aluviales y lacustres representaría cambios cíclicos en la humedad, temperatura y cantidad de sedimento disponible en la cuenca, factores todos ellos, directamente relacionados con el clima. Así, los sedimentos rojizos aluviales (conglomerados, areniscas y lutitas rojas) corresponderían a periodos de mayor temperatura y aridez con flujos de agua torrenciales y discontinuos. Condiciones aun más extre-

mas, corresponderían los depósitos de yeso donde la intensa evaporación de las aguas originaría la precipitación de sus sales disueltas. Los sedimentos carbonatados sin embargo, corresponderían a un clima mas húmedo y de menor temperatura que permitía una cierta estabilidad en la lámina de agua y la precipitación de carbonato cálcico.



**Figura 27.** Aspecto de campo de uno de los niveles carbonatados lacustres del cerro de la Alarilla, mostrando los moldes de raíces de plantas hacia la parte superior.

Finalmente, y al margen de las características de la serie neógena, otra de las observaciones a realizar en esta parada es la de reconocer los distintos niveles de terrazas que el río Henares, en su curso medio y en su proceso de encajamiento, ha desarrollado en este sector. Los niveles relativamente más altos (terrazas medias) se desarrollan preferentemente en la margen derecha del río, mientras que las bajas se localizan indistintamente sobre ambas márgenes. Todas ellas dan lugar a extensas plataformas escalonadas sobre las que frecuentemente se llevan a cabo tareas agrícolas, así como explotaciones de áridos naturales. En los últimos años la alta demanda para la construcción de obra civil, ha motivado la extracción intensiva de dichos materiales desde la localidad de Humanes hasta las proximidades de Guadalajara.

## 5. REFERENCIAS

Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Silva, P.G., y Torres, T., (2004): Cuenca del Tajo. En: *Geología de España* (Vera, J.A., ed.). Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, 556-561.

Alonso-Zarza, A.M., y Calvo, J.P., (2002): Tajo Basin. En: *The Geology of Spain* (Gibbons, W., and Moreno, T., eds). The Geological Society, London, 315-320.

Arribas, M., (1986): Petrología y análisis secuencial de los carbonatos lacustres del Paleógeno del Sector N de la cuenca terciaria del Tajo. *Cuadernos de Geología Ibérica* 10, 295-234.

Arribas, M.E., Bustillo, A., y Tsige, M., (2004): Lacustrine chalky carbonates: origin, physical properties and diagenesis (Palaeogene of the Madrid Basin, Spain). *Sedimentary Geology* 166, 335-351.

Corvea, J.L., de Bustamante, I., García-Hidalgo, J.F., Sanz, J., y Mateos, J., (2006): *Guía de Puntos de Interés Didáctico del Norte de la Comunidad de Madrid*. Universidad de Alcalá, Madrid, 118 p.

Crusafont, M., Meléndez, B., y Truyols, J., (1960): El yacimiento de Huermeceles del Cerro (Guadalajara) y su significado cronoestratigráfico. *Estudios Geológicos* 16, 243-254.

García-Hidalgo, J.F., Gil, J., y Segura, M., (2003): Sedimentología de los términos basales de la sucesión cretácica en el borde sur del Sistema Central. *Journal of Iberian Geology*, 29, 57-72.

García-Hidalgo, J.F., Gil, J., Segura, M., y Domínguez, C., (2007): Internal anatomy of a mixed siliciclastic-carbonate platform: The Late Cenomanian–Mid Turonian at the southern margin of the Spanish Central System. *Sedimentology*, 54, 1245-1271.

Gil, J., (1994): *Estratigrafía secuencial del Cretácico del borde meridional del Sistema Central en el sector de San Agustín de Guadalix-Pálmaces de Jadraque (Provincias de Madrid y Guadalajara)*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense, Madrid, 241 p.

Gil, J., y García, A., (1996): El Cretácico del borde meridional del Sistema Central. Unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales. *Estudios Geológicos*, 52, 37-49.

Gil, J., Segura, M., y García-Hidalgo, J.F., (1999): Stratigraphic and sedimentologic analysis of the Cretaceous at «Barranco de las Cuevas» (Patones, Madrid): A Geological Interest Site in the Community of Madrid. En: *Towards the Balanced Management and Conservation of the Geological Heritage in the New Millennium* (Barettino, D., Vallejo, M., y Gallego, E., eds.). Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 172-176.

Gil, J., García-Hidalgo, J.F., Segura, M., e Iglesias, J. A., (2000): Estratigrafía del Cretácico en el sondeo del Sifón de los Yesos (Torrelaguna) y su correlación con afloramientos de superficie. *Estudios Geológicos*, 56, 19-29.

Gil, J., Pons, J. M., y Segura, M., (2002): Redescrpción de *Bournonia gardonica* (Toucas, 1907) (Radioliti-



- dae, Bivalvia) y análisis de las facies en que aparece (Coniacense, Sistema Central, España). *Revista Española de Paleontología*, 17, 245-256.
- Gil, J., Carenas, B., Segura, M., García Hidalgo, J.F., García, A., (2004): Revisión y correlación de las unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior en la región central y oriental de España. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17. 249-266.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., y Vail, P.R., (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. En: *Sea level changes. An integrated approach* (Wilgus, C. K. Hastings, C.G.S.C., Kendall, H., Posamentier, C. A., Ross, and Van Wagoner, J. C. eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42, 71-78.
- Junco, F., y Calvo, J.P., (1983): Cuenca de Madrid. En: *Geología de España*, Tomo II, IGME, 534-543.
- López Olmedo, F., Montes, M., Nozal, F., Díaz de Neira, A., Luengo, J., y Maretín Banda, R., (2008): El Paleógeno: el comienzo de una nueva era. La formación de las cordilleras y cuencas continentales. En: este mismo volumen.
- López Olmedo, F., Rubio Pascual, F., Martín Serrano, A. y Montes M., Nozal, F. (in press): Mapa Geológico de España a escala 1:200.000, hoja nº 38 (Segovia). IGME, Madrid.
- Najarro, M., Montes, M., López Olmedo, F., y Luengo J., (2006): El límite Unidad Inferior-Unidad Intermedia de la Cuenca de Madrid en el valle del Henares (Provincia de Guadalajara). *Boletín Geológico y Minero*, 117 (nº monográfico especial), 477-481
- Pedraza Gilsanz, J., (1996): *Geomorfología: Principios, métodos y aplicaciones*. Editorial Rueda, Madrid. 414 p.
- Pérez-González, A., y Gallardo, J., (1987): La Raña al sur de la Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. *Geogaceta* 2, 29-32.
- Portero, J. M. y Aznar J.M., (1983): Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, hoja nº 486 (Jadraque). ITGE, Madrid.
- Portero, J. M. y Olivé, A., (1984): El Terciario del borde meridional del Guadarrama y Somosierra. En: *Geología de España*, Libro Jubilar J. M. Ríos (Comba, J.A., coord.), IGME, Madrid, 2, 527-543.
- Portero García, J.M., Díaz Molina, M., González Lodeiro, F., Pérez González, A. Gallardo, J., Aguilar, M.J., y Leal, M.C., (1990): Memoria y cartografía del Mapa Geológico de España 1:50.000, Hoja nº. 485. (Valdepeñas de la Sierra). IGME, Madrid.
- Querol, R., (1989): Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo. Departamento de Ingeniería Geológica. E.T.S.I. Minas, Madrid, 48 p.
- Rodríguez Fernández, L.R., López Olmedo, F.L., Martín-Serrano, A., Matas, J., y Rubio, F., (2007): Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias a escala 1:2.000.000. Instituto Geológico y Minero de España. Editorial Everest.
- Segura, M., Polo, T., García-Hidalgo, J.F., Gil, J., Carenas, B., y García, A., (2006): The Upper Cretaceous in the Tagus Basin (Central Spain): sequential analysis based on oil-well data and outcrop correlation. En: *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa* (Moratti, G., y Chalouan, A., eds.). Geological Society, London, Special Publications, 262, 231-244.
- Segura, M., Gil, J., García-Hidalgo, J. F., y Carenas, B. (2008): Costas y mares del Cretácico. En: Este mismo volumen
- Sopeña, A., y Sánchez Moya, Y., (2008): Pérmico – Triásico. En: Este mismo volumen.
- Tejero, R., y Fernández-Gianotti, J., editores, (2004): CD-Rom anexo al Libro de Geología de España. En: *Geología de España* (Vera, J.A., ed.). SGE-IGME, Madrid.
- Vaudour, J., (1979): *La región de Madrid: altérations, sols et paleosols*. Ed. Ophrys, París, 390 p.