

PRÓXIMA PARADA: EL CRETÁCICO DE TEJADILLA

GEOLODÍA 2012

PARADA 1: GNEISES GLANDULARES.

Nos encontramos en el piedemonte de la Sierra de Guadarrama en una antigua trinchera de la línea de ferrocarril de Segovia-Medina del Campo. La Sierra de Guadarrama se formó en la Orogenia Varisca o Hercínica producida entre finales del Devónico y el Pérmico. En la formación de esta cordillera, tuvo lugar un proceso denominado metamorfismo que consiste en la transformación de la estructura o la composición química/mineral debido a un cambio en las condiciones de presión y temperatura.

Segovia se encuentra en uno de los sectores más profundos de la Sierra de Guadarrama. En esta zona de Segovia, el metamorfismo hercínico alcanza mayor intensidad y consta de 3 fases metamórficas (M1, M2 y M3). Observamos la presencia de bandas miloníticas, entre las que surgen afloramientos de ortogneises (gneises glandulares) cuya edad podemos saber analizando los minerales que la forman.

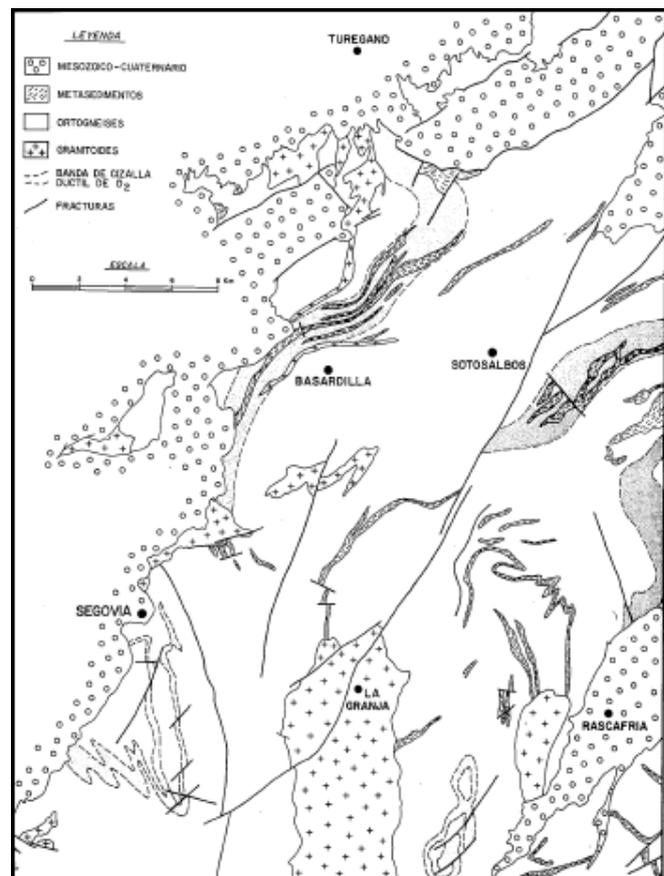
Anteriores a los gneises glandulares, en esta zona había granitos, formados por Cuarzo, Feldespato y Mica. Estos granitos, sometidos a una intensa deformación durante la Orogenia Varisca, se transforman en gneises glandulares, con una mineralogía similar.

Como signo de la gran deformación podemos encontrar pliegues S y C que se forman debido al engrosamiento cortical cuando se produce la formación de la cordillera. Este tipo de pliegues los vemos especialmente bien en las rocas asociadas a zonas de cizalla.

Dentro de este metamorfismo destacamos 3 etapas, M1, M2 y M3 con diferentes grados de presión y temperatura que los caracterizan. A su vez, en cada etapa metamórfica son característicos unos minerales y unas estructuras que pueden ser apreciables o no en la roca. Normalmente son más tangibles los de la última etapa de metamorfismo. El máximo térmico de este metamorfismo produjo una recrystalización de las rocas surgiendo la formación de gneises glandulares, dentro de los cuales encontramos glándulas más o menos circulares de feldespato potásico con color blanquecino.

Las glándulas de los gneises suelen ser antiguos fenocristales de la roca ígnea original (protolito), por tanto, las glándulas son anteriores a la deformación.

Como anécdota, podemos apuntar que estas rocas eran conocidas antiguamente como "Piedras centeneras", ya que eran poco productivas y en ellas sólo se podía cultivar centeno.

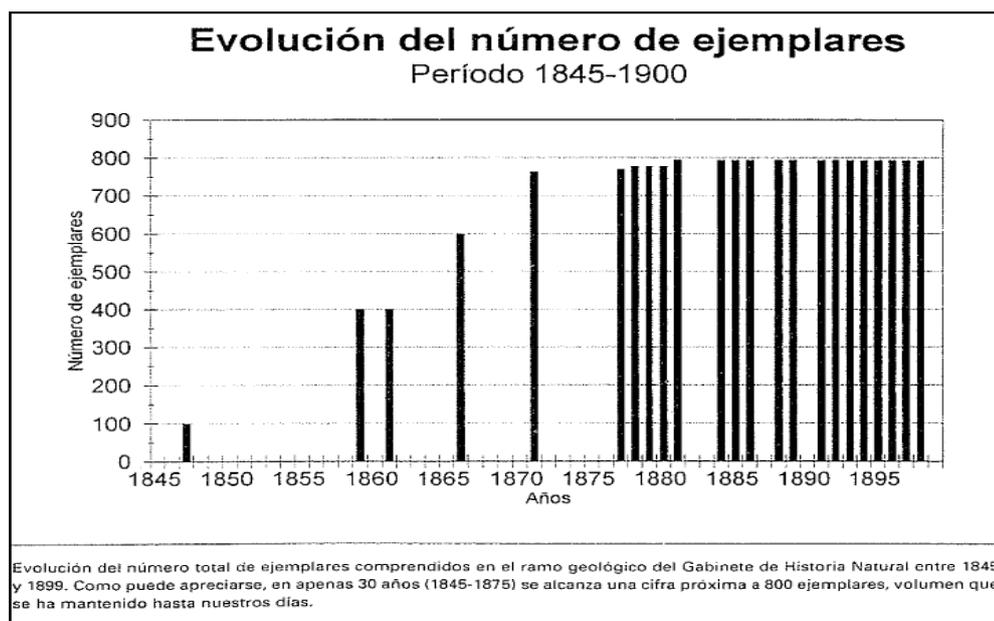


Balasto:

Por otro lado, ya que nos encontramos en una vía de tren y como curiosidad, haremos una breve explicación del material utilizado en las mismas. Este material parecido al granito se denomina "balasto". Se trata de un árido con gran resistencia, que proporciona estabilidad a la vía férrea, distribuye las presiones de la vía al terreno, haciendo que sean admisibles para éste, y permite el drenaje del agua de lluvia evitando que se deteriore la vía. Se obtiene por trituración de rocas sanas y debe cumplir ciertos requisitos en cuanto a la calidad de la roca madre y de su granulometría. Se transporta en camiones hasta puntos donde se carga en trenes especiales con tolvas, para posteriormente distribuirlo en las vías.

Exposición de Rocas en Mariano Quintanilla:

La rama geológica del Gabinete de Historia Natural perteneciente al Instituto de Enseñanza Secundaria de Segovia, sito actualmente en el I.E.S. Mariano Quintanilla, muestra un conjunto de piezas de diferente procedencia y antigüedad. En 1847, el Museo Nacional de Ciencias Naturales compró en París colecciones mineralógicas, una de ellas se destinó al Instituto de Segovia. Anteriormente, el gobierno obligaba a los catedráticos de Historia Natural en universidades e institutos a recolectar objetos de interés para las ciencias naturales.



Durante varios años, diferentes autores aportaron sus ejemplares. Uno de ellos fue Rafael Breñosa, distinguido petrólogo, el cual dona los ejemplares que le sirvieron para escribir sus obras. Dentro de su colección tenía varias subcolecciones con diferente etiquetado.

Entre las piezas destacan:

- Vidrio de fundición con Wollastonita.
- Rocas ígneas y metamórficas del entorno de La Granja.
- Rocas y minerales de las trincheras de la vía férrea en el Valle de Tejadilla.
- Madera fósil opalizada.
- Rocas volcánicas.

Rafael Breñosa fue el primero que hizo una lámina delgada en España. Esta lámina delgada fue de los gneises glandulares de la línea férrea Segovia-Medina. Estas muestras se pueden ver en el Instituto Mariano Quintanilla.

Morfología de valle:

La morfología del valle de Tejadilla, es distinta si se origina en rocas sedimentarias (calizas) o en rocas metamórficas (gneises glandulares). Los valles que se forman en los gneises tienen un perfil "en v" y con laderas más tendidas mientras que en los carbonatos los valles son más amplios y pueden tener paredes muy verticalizadas.

PARADA 2: ARENAS DE SEGOVIA Y DOLOMIAS DE CABALLAR

Contexto Geológico

El Cretácico Superior se caracteriza por ser el período de la Historia de la Tierra en el que el nivel de los mares alcanzó su posición más alta a escala mundial (subida del nivel del mar hasta 300 metros por encima del nivel del mar actual). Esta subida del nivel del mar queda reflejada en los materiales sedimentarios que se formaron en esta época.

Por otro lado, la actual Península Ibérica formaba parte de una microplaca (Placa Ibérica) que ocupaba posiciones más meridionales que las actuales (por debajo del paralelo 35°N) y por tanto más ecuatoriales. Estaba formada por una estrecha y relativamente somera cuenca intraplaca, la Cuenca Ibérica (actualmente Cordillera Ibérica), que con una orientación NO-SE comunicaba el protoAtlántico Norte (que se estaba abriendo en este momento) a través de la actual Cantabria y País Vasco, con el Tethys al SE a través de las actuales Valencia y Castellón (el Tethys es un paleomar ecuatorial de aguas cálidas que se fue abriendo a lo largo del Mesozoico desde el E al W, dividiendo la Pangea de finales del Paleozoico en dos mitades: Eurasia al N y Gondwana al Sur. Durante el Cretácico Superior dicho Tethys ocupaba una posición más o menos similar a la del actual Mediterráneo y a él estaban conectadas las principales cuencas sedimentarias del ámbito de la placa Ibérica: Cuenca Bética, Catalánilde e Ibérica)

Volviendo a la Cuenca Ibérica, su orientación NO-SE desde Cantabria a Valencia, permitía separar dos grandes macizos emergidos; uno al NE conocido como Macizo del Ebro (actualmente bajo los depósitos terciarios de la Cuenca del Ebro), y otro al SO o Macizo Ibérico (también conocido como Macizo Hespérico) que fue activo desde el punto de vista sedimentario, puesto que aportó sedimentos continentales a la Cuenca Ibérica durante el Cretácico Superior. En este contexto paleogeográfico, el actual territorio de Segovia constituyó una parte de las áreas costeras suroccidentales de la Cuenca Ibérica (actual Cordillera ibérica), quedando inundadas durante el Cretácico superior por el ascenso generalizado del nivel del mar comentado más arriba. Durante la etapa del nivel de mar alto, se depositaron sedimentos carbonatados marinos de plataforma somera y de aguas cálidas, en los que la mayor parte del carbonato era de origen biológico.

El registro sedimentario del Cretácico superior de la provincia de Segovia muestra tres grandes conjuntos litológicos: a) inferior terrígeno, b) intermedio carbonatado y c) superior nuevamente terrígeno y evaporítico.

El conjunto inferior terrígeno está formado por una sucesión de arenas subarcólicas a ortocuarcíticas, limos y arcillas de colores variados, predominando los blancos y rojizos, generalmente estos últimos como resultado de la lixiviación de costras ferruginosas. Estos sedimentos se conocen como arenas de la Formación Utrillas y

representan los depósitos de transición de una llanura costera surcada por sistemas fluviales entrelazados que drenaban áreas más occidentales del Macizo Ibérico (Salamanca, Zamora, León,...) a un sistema litoral de playa-llanura de mareas siliciclástica. La edad de la Formación Utrillas en esta región es Cenomaniense medio-superior a Turoniense.

El progresivo ascenso del nivel de los mares a lo largo del Cretácico superior provocó el retroceso paulatino de la línea de costa hacia el SO a lo largo del Turoniense y Coniaciense, de manera que los materiales siliciclásticos de estas llanuras costeras quedaron bajo el nivel de las aguas del Tethys que avanzaba a lo largo de la Cuenca Ibérica, de manera que sobre los depósitos siliciclásticos del conjunto inferior comenzó a desarrollarse una plataforma carbonatada de aguas poco profundas y cálidas en las que proliferaron un importantísima comunidad de organismos epibióticos que están considerados los principales productores del sedimento carbonatado de estas plataformas (algas calcáreas, cianobacterias estromatolíticas, crinoideos, corales, moluscos, ...). Trabajos actuales sugieren que aunque los sedimentos más marinos en esta región son de edad Coniaciense medio-superior, la máxima extensión de inundación de las áreas continentales del Macizo Ibérico se alcanza en el Santoniense-Campaniense inferior. A partir de este momento, el nivel del mar empezó a descender y la línea de costa a avanzar de nuevo hacia la Cuenca Ibérica (NE) dejando emergidos los depósitos plataforma carbonatada que constituyen el conjunto intermedio de la sucesión cretácica. Tras esta caída del nivel del mar y con la línea de costa circunscrita a la mitad septentrional de la Cuenca Ibérica, la región quedó emergida restableciéndose ambientes sedimentarios siliciclásticos costero-continentales dando lugar a un tercer conjunto sedimentario, no visible en el recorrido de la excursión, de edad Campaniense superior – Maastrichtiense y facies muy similares a las del conjunto inferior (arenas de Utrillas).

En el Turoniense, hace unos 85 millones de años, se alcanza un máximo eustático (unos 300 metros por encima del nivel del mar actual). Este ascenso del nivel del mar provoca el avance de la línea de costa hacia el W, lo que genera en esta zona un depósito típicamente marino carbonatado, el cual encontramos sobre la anterior formación de arenas. Esta zona estaba caracterizada por clima tropical, en el que se producían abundantes tormentas y corrientes.

Tenemos, por tanto, una importante transgresión en este periodo que se ve reflejado en esta parada, de facies continentales a facies litorales, en las que encontramos abundante fauna marina, entre la que cabe destacar los parches de rudistas en posición de vida y restos de braquiópodos y bivalvos.

Esta subida del nivel del mar, con su consecuente sedimentación, fue posible debido a que las grandes cordilleras de la zona central de la Península aún no se habían levantado, hecho que se produce en el Paleógeno durante la orogenia Alpina.

Fm. Arenas de Segovia

Contextualización

Son la base del Cretácico en este sector y muestran una discordancia con el basamento varisco infrayacente. La edad de esta unidad es Cretácico (Turoniense-Coniacense), siendo el Turoniense la que más se ajusta.

Características petrológicas

Arenas blancas, limos y arcillas de colores rojizos a verdes con pequeños niveles de conglomerados-microconglomerados. El tamaño de la arena es grueso 1-0,5 mm, heterométricas, con una selección variable.

En algunos puntos los limos y arcillas alcanzan una gran potencia. Los conglomerados son heterométricos con cantos duros de cuarcita y alta proporción de matriz arenosa-arcillosa.

En todo sedimento siliciclástico de origen fluvial, el componente mineralógico mayoritario es el CUARZO. Si además tenemos en cuenta que nos encontramos bajo un clima pseudotropical, cálido y húmedo, la alteración química es muy intensa y por lo tanto, tanto las micas por oxidación como los feldespatos por hidrólisis suelen estar ausentes en este tipo de sedimentos por haberse alterado químicamente (en lugar del feldespato suele haber caolín), salvo en el caso de que nos encontremos muy próximos al área fuente, en cuyo caso estaríamos hablando de un sedimento muy poco seleccionado y poco maduro. Esto solo es probable en las proximidades de la discordancia basal del Cretácico (sobre el Paleozoico) y muy poco en el resto de las arenas de Utrillas, puesto que como muy bien decís proceden del lavado de los mantos de alteración o regolitos de áreas más occidentales del macizo Ibérico (Salamanca, Zamora, Valladolid,...) sometidas igualmente al mismo clima tropical, cálido y húmedo y por lo tanto, a la misma intensidad de alteración química.

Estratificaciones

En ellas podemos ver estratificaciones cruzadas de gran escala (predominantemente de surco, aunque también podemos ver planar) que representan la migración de megaripples por una corriente unidireccional. La estratificación cruzada de pequeña escala es más escasa.

También podemos encontrar "pítoles" cementados por calcita, costras ferruginosas y lags de cantos duros.

En las zonas más limosas vemos laminación paralela, ripples, estratificación lenticular, nódulos de carbonatos y ferruginosos...

En la parte más superior aparecen estructuras de llanura de marea, desaparecen los lags de cuarcitas y aparecen elementos influidos por mareas y abundantes capas con materia orgánica

Paleogeografía

Hace 88 millones de años teníamos en esta zona un sistema braided de arenas generado por la presencia de grandes ríos con que circulaban con dirección O-E, lo que generó este depósito siliciclástico. Se puede observar un decrecimiento de la granulometría en las diferentes secuencias y podemos encontrar paleosuelos (caliches y nódulos) que nos indican la presencia de alguna llanura de inundación. Es decir, el canal abandonado se va rellenando de sedimentos con estructuras que van disminuyendo en energía hasta encontrarnos con la asociación característica de una llanura de inundación.

Aprovechamiento tradicional y actual

Cerca de donde nos encontramos vemos un edificio que era la antigua fábrica Peladera. Ésta fue la primera fábrica mecanizada y se dedicaba a la industria de la ce-

rámica (ladrillos), la cual se producía con las arcillas y arenas de esta zona que se extraían en una cantera cercana.

Fm. Dolomías de Caballar

Características petrológicas

Dolomías cristalinas con bioclastos, y areniscas dolomíticas de grano fino y pequeñas intercalaciones de margas dolomíticas y arcillas. Las dolomías son blancas-rosadas con bancos regulares y paralelos, y presentan una fuerte recristalización (pérdida de estructuras).

Encontramos fósiles de animales marinos como son equinozoos, bivalvos, rudistas dientes de tiburón y sobre todo en la zona de tejadilla se pueden apreciar niveles estromatolíticos

Estratificaciones

Laminación algal debido a la presencia de estromatolitos. A veces es posible apreciar estratificación cruzada de surco y ripples simétricos, y se puede observar en algunos puntos tidal bundles.

Paleogeografía

Las diferentes estructuras sedimentarias nos permiten asociar a este ambiente, un sistema de llanura mareal. Sabemos que era un medio somero y tranquilo debido a la presencia de estromatolitos.

Historia Geológica

No existe registro de lo que sucedió entre los gneises glandulares de la parada anterior y la deposición de las unidades sedimentarias que observamos en esta parada por lo que tenemos una discontinuidad de unos 200 m.a.

Podemos apreciar fácilmente una progresiva subida del nivel del mar pasando de unas facies continentales poco afectadas por las mareas hasta un sistema mareal.

El clima del Cretácico era de tipo tropical-subtropical como el que puede existir actualmente en Brasil, con arrecifes bastante abundantes y un mar de tipo somero con gran actividad biológica.

PARADA 3: SALIDA DEL TÚNEL

HISTORIA GEOLÓGICA

El Cretácico del Sistema Central representa las sucesiones sedimentarias de margen costera de las plataformas carbonatadas, que desarrolladas a partir de la cuenca Ibérica (cordillera Ibérica después de la orogénesis alpina), se extendieron sobre el margen oriental del macizo Ibérico a favor del gran ascenso eustático y de la subsidencia térmica regional.

En esta parada nos encontraríamos en un ambiente marino regresivo. El túnel que acabamos de pasar como continuación del recorrido supondría el efecto de 'Máquina del Tiempo' ya que a la entrada del mismo veíamos como el ambiente marino era transgresivo y, aunque con pulsos, en general de profundización en el entorno marino: la línea de costa se veía desplazada hacia el interior, inundando cada vez más terreno y por tanto, en los lugares que hace unos millones de años ya existía costa,

ahora quedaban en un ambiente algo más profundo (posiblemente unas decenas o centenares de metros de espesor de nivel del mar máximo). En cambio, se observa a la salida del túnel como los sedimentos son -de nuevo- cada vez más arenosos lo que nos indica a los geólogos que se producía una ligera 'retirada' del mar.

Cabe destacar que este momento regresivo no fue constante y que tuvo pulsos transgresivos dentro del mismo, lo que queda patente al observar que a medida que se estudia la serie (hacia arriba, es decir, hacia más moderno), se pueden distinguir materiales en los que predominan las arenas frente a los carbonatos (somerización), y otros, en los que los carbonatos predominan frente a las arenas (profundización).

Tras sucesivos pulsos de ascenso y descenso del nivel del mar, y con ello de avance y retroceso de la costa, hace unos 85 millones de años se produce la llegada definitiva de unos medios marinos bordeando los continentes, someros y cálidos (sub-tropicales), dominados por las corrientes y tormentas. La Provincia queda definitivamente sumergida y se puebla de invertebrados (esponjas, moluscos, celentéreos, gasterópodos, braquiópodos, equinodermos...) y vertebrados (peces, seláceos, dinosaurios...). Destacan por su abundancia los rudistas, un grupo de moluscos que llegaron a formar colonias arrecifales (Castrojimeno). Sus restos se depositan entre las arenas y fangos calcáreos que forman los excrementos, algas calcáreas y fragmentos microscópicos de caparzones. Cuando posteriormente se consoliden, darán lugar a las areniscas calcáreas y dolomíticas, calizas, dolomías y margas, tan abundantes en nuestra provincia (Segovia, Pedraza, Prádena, Sepúlveda...); con ellas se ha construido buena parte de las iglesias románicas, la catedral de Segovia, los palacios y los vallados de fincas.

Esta dinámica, se mantuvo hasta hace unos 66 millones de años cuando el mar se retiró definitivamente, dejando un mosaico de islas, zonas pantanosas y lagos en los que desembocan ríos procedentes de la incipiente elevación que se estaba formando donde posteriormente se ubicará el Sistema Central.

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y DIAGENÉTICAS

En las litologías formadas en las condiciones anteriormente descritas se pueden hacer notar en campo las siguientes estructuras:

Hard-Ground: Paleosuelos o suelos endurecidos.

Bioturbaciones: biodegradación de un componente o substrato carbonático (sedimento o roca) por actividad orgánica. Entre las principales consecuencias de la bioturbación destacan: la destrucción parcial o total de las texturas o microfábricas originales, creación de porosidad (**borings** y **burrows**), **calcitización de raíces** (*Microcodium*), producción de barro micrítico, etc.

Geodas con cristales de calcita (explicación del fenómeno de la cristalización): es una cavidad rocosa, normalmente cerrada, en la que han cristalizado minerales a partir de los elementos que llegan disueltos en los fluidos presentes (por ejemplo, aguas subterráneas y fluidos diagenéticos). Al disponer de espacio suficiente en estas cavidades (baja presión) los cristales formados suelen ser macroscópicos. El proceso de cristalización se produce en capas en las paredes de la cavidad, por lo que se pueden encontrar geodas huecas si la cristalización no rellena el hueco en su totalidad.

Cavidades colapsadas. Siguiendo la antigua vía del tren a Medina del Campo, en la trinchera siguiente a la de la falla, se puede observar una cavidad de colapso en las dolomías y margas dolomíticas de la Fm. Valle de Tabladillo. La cavidad se encuentra a unos 40-50 metros del inicio de esta trinchera, en la margen derecha. Se pone claramente de manifiesto debido a la intensa deformación sufrida por las capas de car-

bonato. La morfología de estos estratos pasa de caótica en algunos puntos a bóveda, siendo la deformación mayor a la altura del suelo que en las capas superiores (techo de la zona hundida). Las capas más altas de la trinchera no muestran ya deformación. Cabe destacar como el trazado de la vía ha atravesado la cavidad por un borde puesto que en la margen izquierda de la trinchera no hay vestigio de deformación alguna.

El proceso de formación de estos colapsos está asociado al medio de sedimentación de esta formación. A estas dolomías y margas dolomíticas se les atribuye un origen en un medio marino costero muy árido (sebkha supramareal a llanura de marea carbonatada). En este medio restringido las altas tasas de evaporación junto con la salinidad de las aguas dan lugar a la precipitación de sales (yesos y anhidrita fundamentalmente) intersticialmente en las zonas supramareales. Estas sales, durante la diagénesis, se disuelven dejando en la roca cavidades a macro, meso y microescala. Las cavidades grandes suelen ceder a los efectos de la gravedad al no soportarse y dan lugar a brechas y zonas deformadas en las capas superiores (como la que vemos en la trinchera).

El hecho de que ahora no veamos restos de las sales se debe a que cerca de la superficie están disueltas por completo (o casi), siendo muy difícil encontrar cristales. Sin embargo, no es de extrañar que se pudieran observar algunos pseudomorfos (mal conservados) visibles a simple vista y seguramente al microscopio en lámina delgada.

Este mismo proceso se observa muy bien en la unidad de la Cordillera Ibérica denominada Cortes de Tajuña (base del Jurásico, Hettangiense). Solo que en este último caso sí se observa bien la textura brechoide y las porosidades a diferentes escalas.

Zonas actuales con este medio sedimentario activo son la costa del delta del Nilo o la costa Trucial del Golfo Pérsico.

Sobre el origen del término y localidad tipo (wikipedia): *Sabkha* is a transliteration of the Arabic word for a salt flat. Sabkhas are supratidal, forming along arid coastlines and are characterized by evaporite-carbonate deposits with some siliciclastics. Sabkhas form subaerial, prograding and shoaling-upward sequences that have an average thickness of a meter or less. The accepted type locality is along the coast of the Persian Gulf in the United Arab Emirates.

TECTÓNICA

A lo largo de los últimos 70 millones de años se ha producido una lenta aproximación de las placas litosféricas Euroasiática y Africana, como consecuencia de la dinámica asociada a la Tectónica de Placas global. Entre ambas, la pequeña microplaca Ibérica va siendo progresivamente comprimida con dirección norte-sur o noroeste-suroeste.

Esas lentas y enormes fuerzas de compresión no sólo afectaron a los bordes de la microplaca Ibérica donde chocó con las grandes placas limítrofes, sino que se transmitieron al interior de ésta, generando un abombamiento y elevación del centro peninsular que dará lugar a la Meseta Ibérica.

Al abombarse la Península y elevarse la Meseta, las antiguas fallas y fracturas formadas en las rocas durante la anterior orogenia (Hercínica o Varisca), actúan como zonas débiles, ya rotas, a favor de las cuales se elevarán grandes bloques de roca (que antiguamente se denominaban horsts) y se hundirán otros (antiguamente llamados grabens). Las alineaciones de estos bloques elevados en el interior peninsular configuraron los sistemas montañosos de Sierra Morena, los Montes de Toledo, el Sistema Ibérico, la Cordillera costero-catalana, los Montes Galaico-portugueses, la Cordillera Cantábrica y, por supuesto, el Sistema Central.

Como parte integrante del Sistema Central, el origen de la Sierra de Guadarrama y del resto de los relieves montañosos que hoy en día observamos en la provincia de Segovia está pues en la desnivelación de bloques por la transmisión de esfuerzos desde los bordes de placa Ibérica hasta el interior peninsular, asociada a la orogenia Alpina (últimos 60 millones de años).

Esta tectónica compresiva no solo afectó a las rocas más antiguas del basamento, si no que también afectó a los materiales que se habían estado sedimentando en el Cretácico, por lo que estos materiales al tener que ocupar un espacio menor del que ocupaban anteriormente, se fracturan y se empiezan a 'montar' unos sobre otros dando lugar a estructuras tectónicas en falla inversa o cabalgamientos que podemos observar en los materiales citados previamente.

Al hilo de esto, algunas veces las fallas inversas o cabalgamientos tienen lugar en rocas en las que las fracturas forman un único plano de movimiento (un ejemplo de estas estructuras se puede apreciar en el segundo talud derecho del trazado del ferrocarril pasado el túnel). En otras cosas muchas ocasiones, estas acomodaciones estructurales compresivas tienen lugar en una zona de falla en la que hay multitud de planos de movimiento, o bien, un plano de falla que se desdobra en dos dando estructuras de tipo S-C, o bien, de apariencia similar a los sistemas pull-apart vistos en planta (un ejemplo de estas estructuras se observa en el tercer talud izquierdo del trazado del ferrocarril pasado el túnel).

Estas estructuras tectónicas descritas anteriormente, corresponderían al modelo establecido según Babín y Gómez (1997) englobándose en la tercera fase de generación o activación de fallas, que se denomina 'Fase Guadarrama'. Una pequeña definición de estos términos sería la que sigue:

Pliegues de acomodación de fallas: la rotura y desplazamiento ocasionado por la falla hace que los estratos se plieguen acomodándose a la nueva estructura (el movimiento "arrastra los materiales").



Cabalgamiento: tipo de falla inversa, o sea una rotura en la corteza de la Tierra a través de la cual se ha producido un desplazamiento relativo, en el que las rocas de posición estratigráfica inferior son empujadas hacia arriba, por encima de los estratos más recientes. Las fallas de cabalgamiento son el resultado de fuerzas de compresión.

Estructuras de tipo S-C: los materiales toman estas formas en zonas de cizalla, al volverse dúctiles. Normalmente son estructuras microscópicas aunque a veces se pueden llegar a observar a simple vista.

FERROCARRIL: SEÑALIZACIÓN Y GEOTECNIA DEL TÚNEL

La línea entró en servicio en 1884 y por ella pasaron trenes de máquina de vapor hasta 1966, cuando RENFE electrificó el trazado. El trazado tuvo tránsito ferroviario hasta 1993. Posteriormente, se desmanteló hasta su estado actual.

El túnel por el que pasaremos durante el Geolodía, cuyo nombre es 'Túnel de Perogordo, fue construido a finales del S.XIX; posiblemente hacia 1870 o 1880.

La técnica constructiva empleada fue la excavación tradicional sin ningún tipo de sistema mecanizado, es decir, método manual, y mediante el uso de herramientas tradicionales como picos, barrenos, etc. Quizá pudieran usar pequeñas cantidades de explosivo.

Aprovechando la horizontalidad de las capas, en general, creo que no hacía falta mucho sostenimiento, si bien se ayudaron de bloques de carbonatos (Piedra de cantería) para sujetar los hastiales (laterales) a medida que iban avanzando y posteriormente se llevó acabo el 'enladrillado' de las bóvedas.

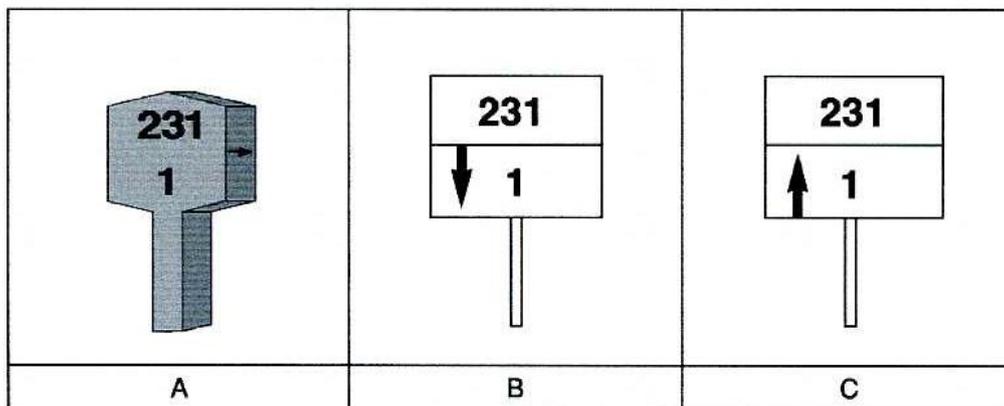
Cabe destacar el doble enladrillado de las bóvedas, probablemente para hacer coincidir el espesor -o ancho- del sostenimiento de los bloques de la piedra de cantería que forman los hastiales, con los espesores de los ladrillos (ya que es aproximadamente el doble). De igual manera para mejorar la estabilidad de la bóveda.

La señalización usada en las vías, y que aún se conserva hoy en día en gran parte es la siguiente:

Postes kilométricos y hectométricos

Están situados a lo largo de la línea e indican la situación kilométrica y hectométrica.

Llevan en la cara opuesta la misma inscripción.



El número de arriba indica el kilómetro, el de abajo el hectómetro y la flecha la dirección en que se encuentra la estación más próxima, para el caso de petición de socorro o de cualquier comunicación.

PARADA 4: CUEVAS DEL BÚHO Y DE LA ZARZAMORA

YACIMIENTOS DEL PLEISTOCENO SUPERIOR

Las cuevas del Búho y la Zarzamora son dos pequeños conductos kársticos, con entradas contiguas, desarrollados en las calizas cretácicas, que afloran al norte del Sistema Central, en la zona de transición entre el piedemonte cristalino del paleozoico y la meseta terciaria de la cuenca del Duero.

Los rellenos de estas cavidades (interpretados como producto de la actividad de hienas) han sido excavados en 1988-1990, la cueva del búho, y 2008-2010, la cueva de la Zarzamora, y asignados al Pleistoceno superior.

- La existencia de un yacimiento cuaternario en la cueva del Búho se dio a conocer en el trabajo de Molero et al. (1989). Estos autores dieron una lista preliminar de la fauna identificada en él y situaron su origen en el Pleistoceno superior, dentro de la última glaciación (Würm I-II).
- La cueva de la Zarzamora se abre a escasos metros de la del Búho; dada la contigüidad de sus entradas, parece probable que ambas pertenezcan al mismo

sistema, aunque, debido a la colmatación por sedimentos, no se ha podido establecer todavía la conexión.

Localización geográfica y geológica

Los yacimientos pleistocenos de las Cuevas del Búho y de la Zaramora están situados dos kilómetros al SO de la ciudad de Segovia, en el término municipal de Perogordo.

Geográficamente, se encuentran en la vertiente norte del Sistema Central, en la zona de transición entre el piedemonte y la meseta castellana, en uno de los barrancos de la vertiente meridional del arroyo Tejadilla, afluente del río Eresma.

Se puede acceder a ellas desde el camino que va a Perogordo, para salir hacia el Oeste, nada más cruzar el arroyo de Tejadilla. Cómo también a pie siguiendo el antiguo trazado de Ferrocarril entre Segovia y Olmedo.

Geológicamente, se trata de unas cavidades de origen kárstico, con entradas contiguas, desarrolladas en las calizas y dolomías del Cretácico superior, correspondientes a la Unidad C5, Columna de Hontoria de edad Santoniense y cortadas por el sistema fluvial del arroyo Tejadilla. Esta unidad equivale al Miembro Dolomías de Montejo de la formación calizas y dolomías de Castrojimenó, constituida por dolomías recristalizadas bioclásticas con estratificación cruzada formando barras, que se interpreta como plataforma interna de alta energía con carácter de rampa carbonatada, de origen marino.

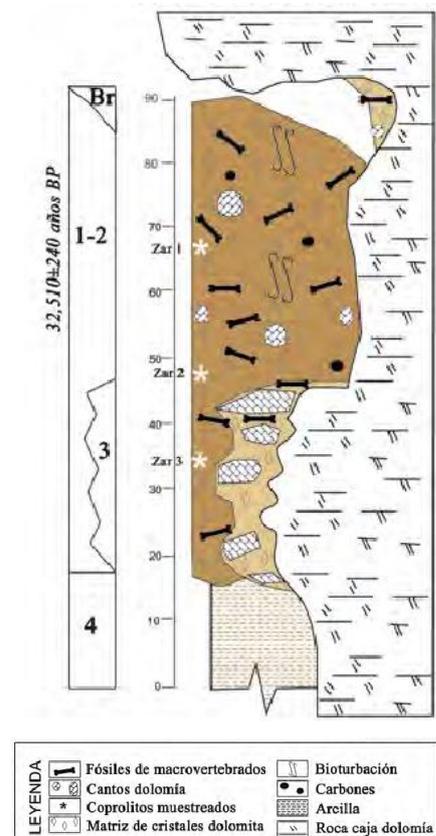
En momentos más recientes y levantado en bloques el Sistema Central español, toda esta formación carbonatada y dolomitizada sufre la alteración típica de un karst en donde el agua va disolviendo la roca y en donde abundan una red de cavidades de dimensiones moderadas de desarrollo subhorizontal por las que con dificultad se puede recorrer en secciones de carácter subcirculares o de ojo de cerradura. El valle de Tejadilla es un cañón calcáreo con pequeños barrancos adyacentes como el que nos ocupa, donde se encuentran tres cavidades: la cueva del Búho, la cueva de la Zaramora y la cueva del Portalón muy cerca unas de otras por lo que parece probable que las tres pertenezcan al mismo sistema.

Estratigrafía del yacimiento de la cueva de la Zaramora

Aparecen cuatro niveles estratigráficos, siendo estos de muro a techo, los siguientes:

Nivel 4: de 15 cm de potencia mínima (se desconoce la cota del muro del mismo) y constituido por arcillas plásticas (caolinita 55%, illita 25% y esmectita), homogéneas y aparentemente estériles en cuanto a contenido paleontológico. Este nivel presenta laminación paralela de baja energía, confinadas pátinas de óxidos de manganeso asociadas a la laminación.

Nivel 3: de 30 cm de potencia y constituido por bloques angulosos y tabulares de dolomía alterada en contacto entre sí, con dimensiones máximas de 20 x 20 x 5 cm, englobados en una matriz de cristales de dolomía con fósiles a techo.



Nivel 1-2¹: de 45 cm de potencia y constituido por material detrítico de composición principalmente carbonática con matriz de cristales equigranulares de dolomía idiomorfa, partículas de cuarzo (hasta 30%), filosilicatos (20%), pequeñas cantidades de feldespato potásico y plagioclasa, fósiles de macrovertebrados y coprolitos de hiena. En este nivel también se observa una intensa bioturbación producida por pequeños mamíferos como tejones y conejos.

La datación por radiocarbono de un fósil de este nivel es de 32.510 ± 240 años (Beta-252209, Beta analytic laboratory, Florida) (Sala, et al., 2010)

Por encima del nivel 1-2 aparece una brecha "colgada" de unos 10 cm de potencia, que no se encuentra en conexión estratigráfica con el resto de niveles.

Resultados e interpretación

La asociación de macrofauna sugiere un paisaje abierto, dominado por especies pastadoras, équidos (*Equus ferus* y *Equus hydruntinus*) en su mayoría, además de bovinos y rinocerontes. Entre los carnívoros destaca la hiena manchada (*Crocuta crocuta*) tanto por la abundancia de restos esqueléticos como por las evidencias de su presencia en la cueva (coprolitos, marcas de dientes y huesos digeridos). Además hay félidos (cf. *Panthera pardus.*, *Lynx sp.*), cánidos (*Canis lupus*, *Vulpes vulpes*) y una especie de mustélido (*Meles meles*).



La revisión de estos restos, ha permitido identificar la especie *Bison priscus* además de *Bos primigenius*. Se han identificado un total de 49 restos de Cervidae. Estos restos corresponden morfológicamente a *Cervus elaphus* siguiendo los trabajos de el material correspondiente a suidos es menos cuantioso respecto a los recuperados de otros grupos. Se han identificado un total de 11 restos, en general muy fragmentados, todos ellos correspondientes a piezas dentales y una hemimandíbula incompleta. La osteometría de los caninos superiores permite su asignación a la especie *Sus scrofa*.

Los restos de rinoceronte fueron asignados a la especie *Stephanorhinus hemitoechus*. El material correspondiente a équidos es el más numeroso y abundante de toda la asociación faunística de la Cueva del Búho. En el año 1996, Maldonado concluyó que en la Cueva del Búho existen dos especies de équidos con tallas diferenciadas. La especie *Equus caballus* se reserva, para el caballo doméstico, mientras que se aplica el nombre *Equus ferus* a las formas silvestres. En Molero et al. (1989) publica una lista faunística en la que se incluyen los siguientes carnívoros:

¹ La nomenclatura responde a que en un principio se distinguieron dos niveles, que posteriormente se unificaron puesto que las diferencias que existían entre ellos no justificaban la división.

Crocota crocuta spelaea, *Vulpes vulpes*, *Panthera pardus*, *Gulo cf. gulo* y *Meles meles*. En un trabajo posterior (Íñigo, et al., 1998) realizan un estudio sistemático de los carnívoros confeccionando una nueva identificación de los restos *Panthera sp.* y aparecen nuevos taxones como *Lynx spelaea* y *Canis lupus*. Una nueva lista incluye los siguientes taxones: *Crocota crocuta*, cf, *Panthera pardus* y *Meles meles*. Posteriormente, se amplió la lista de carnívoros al incorporar los siguientes taxones: *Lynx sp.*, *Canis lupus* y *Vulpes vulpes*. Junto con restos óseos, han aparecido numerosos coprolitos fósiles de hiena manchada

La asociación de micromamíferos, tanto los taxones dominantes (*Oryctolagus cuniculus*, *Microtus cabreræ* y *Microtus duodecimcostatus*) como el resto de las especies identificadas, es característica de un periodo climático templado. La ausencia de especies del Pleistoceno Medio indica una edad más reciente dentro del Pleistoceno Superior.

Las asociaciones de micromamíferos de los dos niveles (1-2 y 3) del interior de la Cueva de la estando constituidas por 7 especies de roedores: *A. sapidus*, *M. arvalis*, *M. agrestis*, *M. cabreræ*, *M. gr. duodecimcostatus*, *A. sylvaticus* y *E. quercinus*. De ellas, *A. sylvaticus*, *M. gr. duodecimcostatus* y *M. cabreræ* son dominantes, y se encuentran en *A. sylvaticus* duplica a las otras dos. El resto de especies de micromamíferos son marginales. Hay además numerosos restos de conejo, aunque en muchos casos se trata de individuos juveniles (dientes de leche) que pueden ser el resultado de la presencia de conejeras en el interior de la cueva. Otros restos de conejo presentan evidencias de haber sido ingeridos por carnívoros, como la mayor parte del resto de micromamíferos.

Los resultados de los análisis polínicos obtenidos de tres coprolitos de hiena manchada (*Crocota crocuta*) procedentes del nivel 1-2 de la cueva de la Zarzamora que han mostrado una buena conservación del polen y a pesar de no tener una riqueza polínica elevada, presentan unos valores más que razonables de diversidad. Siendo *Quercus perennifolia* el mejor representado, seguido de *Quercus caducifolia* y *Pinus*; además, con porcentajes claramente inferiores, de *Ulmus*, *Salix* y *Olea*. Poaceae es el taxón herbáceo mejor representado, alcanzando un 20%, aunque también se encuentran presentes Chenopodiaceae, Amaranthaceae, Apiaceae, Fabaceae, Liliaceae, Papaveraceae y Rumex. El componente arbustivo se encuentra muy mermado y está constituido por *Juniperus* y Rosaceae. Sugiere un paisaje de bosques, aunque no muy densos, y prados húmedos.

Los resultados obtenidos hasta ahora a partir del análisis polínico de coprolitos de hiena ponen de manifiesto la existencia de una vegetación diversa que incluye estepas, prados y, en menor medida, bosques más o menos abiertos dominados por los robles. Además están presentes *Juniperus* y taxones mesófilos. Esta información sugiere un paisaje abierto con pequeños bosquetes aclarados que estaría de acuerdo con las asociaciones faunísticas encontradas. Esta mezcla de hábitat con dominio de la vegetación herbácea y pequeños enclaves donde se encontrarían presentes poblaciones arbóreas (*Quercus caducifolia* y *perennifolia*, junto con algunos mesófilos) sería favorable para la diversidad faunística encontrada tales como caballos (*Equus ferus*), asnos salvajes (*Equus hydruntinus*), ciervos (*Cervus elaphus*), rinocerontes (*Stephanorhinus hemitoechus*) y grandes bóvidos (*Bos primigenius* y *Bison priscus*). La presencia de *Bison priscus* junto con el rinoceronte de estepa (*Stephanorhinus hemitoechus*), la gran abundancia de équidos (*Equus ferus* y *Equus hydruntinus*) –especies caracterizadas por presentar adaptaciones a una alimentación de pasto- y la ausencia de corzo- eminentemente forestal-, sugiere que el Valle del Tejadilla durante el Pleis-

toceno superior estaba dominado por paisajes abiertos, hipótesis que corroboran los análisis polínicos.

Curiosidad

Curiosamente en DiCYT (Agencia de Noticias para la Difusión de la Ciencia y la Tecnología) del Instituto ECYT de la Universidad de Salamanca aparece publicado un artículo titulado "La excavación de un cubil de hienas del Pleistoceno próximo a Segovia encuentra restos humanos"; con fecha de 15 de abril de 2009. Según relata Nohemí Sala "No los esperábamos" y añade "Siempre existe la posibilidad de encontrar restos humanos en un cubil de carnívoros, pero es algo muy aislado y no es normal. De hecho, nosotras no los buscábamos, sino que íbamos con la idea de excavar un yacimiento pleistoceno con una fauna increíble que no tenemos hoy en día".

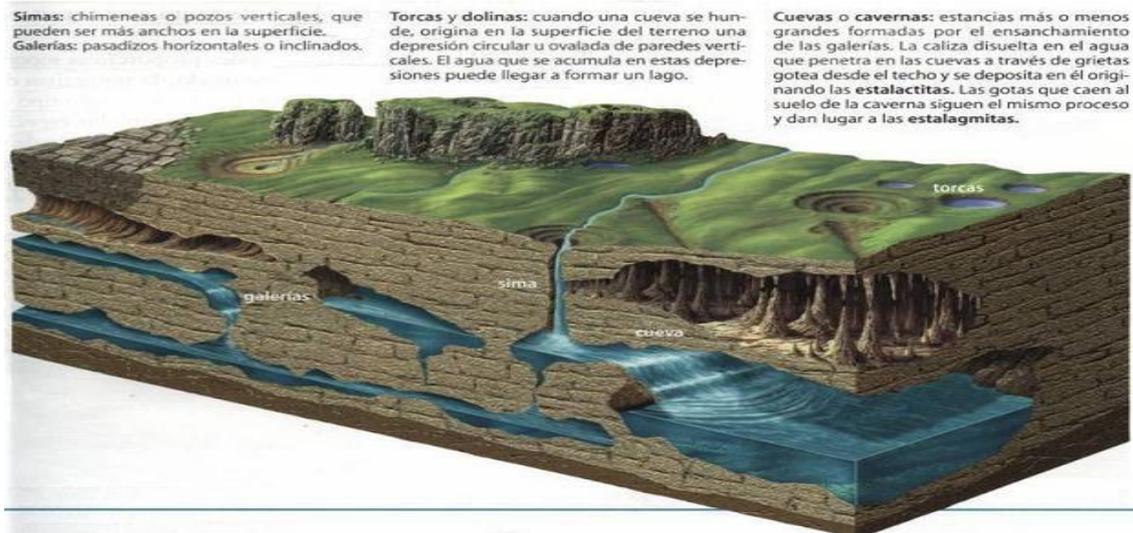
Al parecer estas piezas aún no están datadas, pero se cree que son posteriores a los restos de los animales encontrados; forman una colección de 400 piezas y no se descarta que existan más fósiles de humanos anteriores.

KARSTIFICACIÓN Y SISTEMA DE CAVIDADES EN EL ENTORNO

En la zona existen materiales carbonáticos que albergan morfologías kársticas tanto superficiales como subterráneas. La edad de estas rocas, que conforman una serie de macizos kársticos aislados de pequeña extensión, abarca desde el Turoniense hasta el Campaniense (Alonso, 1981; Gil y García, 1996). Se trata principalmente de calizas, calizas dolomíticas y dolomías calcáreas. Dichas rocas afloran en bandas estrechas y alargadas con dirección aproximadamente NE-SO, paralelas a las sierras de Guadarrama, Somosierra y Ayllón. Estos materiales forman parte de las antiguas plataformas carbonatadas del Cretácico superior de la Cordillera Ibérica, teniendo su terminación sobre los materiales paleozoicos del Macizo Hespérico. Se trata de series de escasa potencia y de carácter predominantemente dolomítico-terrígeno.

El estudio geomorfológico de estos macizos kársticos pone de manifiesto el escaso desarrollo y poca variedad de las formas exokársticas, casi inexistentes. Sin embargo, abundan las morfologías endokársticas, en su mayoría cavidades de dimensiones moderadas, de desarrollo subhorizontal, que formaron parte de antiguas redes de conductos kársticos mayores de funcionamiento freático.

La geomorfología de la zona y la composición de la misma han potenciado la conservación de los restos encontrados, puesto que como dice Durán (1996), el sistema kárstico es un ámbito muy «conservativo» y, como consecuencia, un medio favorable para la conservación de restos que en superficie serían fácilmente eliminados por los agentes erosivos. Por lo tanto, la información obtenida a partir de los depósitos endokársticos permite, en muchas ocasiones, realizar valiosas reconstrucciones paleoambientales, como ha ocurrido en el caso que nos ocupa.



El registro paleontológico endokárstico en la zona es exclusivamente cuaternario, fundamentalmente del Pleistoceno medio-superior, siendo la presencia de restos fósiles en el endokarst consecuencia de la utilización de las cavidades y abrigos de la región como guarida o comederos por diferentes especies animales, ya que algunas de las cavidades internas de los macizos kársticos tienen una situación y un tamaño que permiten su acceso desde el exterior (cuevas, cavernas, diversos tipos de conductos).

PARADA 5: VALLE DE TEJADILLA

EXPLICACIÓN

Con la retirada del mar a principio del Terciario (unos 65 millones de años) comienza en esta área una sedimentación de tipo continental que da paso al comienzo de la Orogenia Alpina, poniendo en movimiento el basamento del Sistema Central y dando lugar a la aparición de pliegues y fallas en los materiales Cretácicos. Los materiales marinos afectados por la Orogenia Alpina muestran unas estructuras con pliegues monoclinales muy asimétricos, en el borde con los afloramientos actuales de materiales metamórficos del Sistema Central. El importante grado de flexión de estas rocas responde probablemente al hecho de que eran bastante "recientes" y mantenían esa condición.

Durante los últimos 5 millones de años la erosión da lugar al desarrollo de una rampa que arrasa el conjunto anterior, a la vez que se produce un encajamiento de la red hidrográfica, favorecido por el rejuvenecimiento del relieve y el modelado periglacial.

Dentro de la superficie de erosión se instaló una red fluvial que drena la superficie de las aguas que, procedentes de la Sierra de Guadarrama, constituyen el Arroyo de Tejadilla. Por la naturaleza de los materiales (fundamentalmente carbonatos), y debido a procesos físicos, químicos (acción kárstica) y biológicos, se produce un encajamiento vertical de los principales cauces.

Podemos distinguir tres unidades geomorfológicas principales:

- Superficie de erosión: trunca materiales gnéisicos y cretácicos presentando degradada en el caso de los primeros y constituyendo una superficie subhorizontal, con una altitud media de 1.030 metros para los segundos (popularmente

conocidas como "lastras"). A un nivel más bajo (950-980 metros) se encuentra otra superficie que corresponde a una zona de erosión kárstica.

- Paleovalle: situado dentro de la superficie de erosión kárstica, y con una anchura aproximada de 150 metros, actualmente se encuentra dislocado por el cañón. Los retazos permiten intuir que era recto y tenía una dirección SE-NW.
- Cauce actual: cuando el río deja atrás las rocas metamórficas (gneises fundamentalmente) comienza a formar un cañón encajado en materiales detríticos y carbonatados (calizas y dolomías) adquiriendo una configuración meandriforme con vertientes asimétricas (debido a la influencia tectónica). Las vertientes son principalmente de tres tipos:
 - o Ruiniformes: caracterizadas por paredes más verticales con acumulación de bloques desprendidos a la base. Normalmente son las que presentan exposición al Sur.
 - o Escalonadas: caracterizadas por una estructura en escalones que aprovecha los planos de estratificación de los materiales así como su distinta resistencia a la erosión.
 - o Regularizadas: con una pendiente más homogénea con una clara influencia periglacial.

RIESGOS GEOLÓGICOS

Algunos procesos geológicos comunes en la naturaleza adquieren el carácter de riesgo cuando superan ciertos umbrales o cuando interfieren en el desarrollo normal de las actividades humanas.

Los riesgos más comunes en el Valle de Tejadilla son:

Riesgos hídricos

Inundaciones: se trata de procesos erosivos puntuales debidos al aumento brusco del caudal del río. Se puede estimar que las zonas más bajas próximas al cauce del río (llanura de inundación) son potencialmente inundables con un periodo de recurrencia muy corto, menos de cuatro años, mientras que la llanura aluvial (fondo de valle) presenta un período más alto, que oscilaría en torno a los cien años. Estos procesos de inundación son los que dan lugar a la migración lateral del cauce por la llanura de inundación.

Erosión hídrica: se trata de procesos de erosión continuados en el tiempo, que están favorecidos por el sobrepastoreo en las laderas del valle, el carácter no consolidado de vertidos y escombreras, así como también por las quemadas de arbustos no controladas. Este problema adquiere carácter de riesgo en tanto en cuanto pueda suponer una pérdida de la productividad del suelo.

Riesgos gravitacionales.

Desprendimientos: son procesos de caídas de bloques rocosos a favor de la gravedad cuya ocurrencia se debe a la presencia de diaclasas y fracturas en el macizo rocoso. Las fracturas que individualizan los bloques se agrandan debido a los procesos erosivos, a la circulación de agua, a la disolución de los carbonatos de las paredes de las mismas y a la acción de cuña del hielo en los periodos fríos. Además, la diferente resistencia a la erosión de los estratos da lugar en ocasiones a la aparición de rocas extraplomadas y voladizos que son más susceptibles que acabar desprendidos.

En aquellos casos en los que con los desprendimientos deja nuevas superficies de la roca expuestas a la intemperie existen métodos para datar el momento en el que sucedió el fenómeno. Dado que los primeros organismos colonizadores de las superficies rocosas son los líquenes, mediante su estudio podemos averiguar cuánto tiempo hace que esa superficie está expuesta, y por tanto cuánto tiempo hace que sucedió el desprendimiento. La ciencia encargada de estas dataciones se denomina liquenometría. Esta ciencia basa su estudio en la comparación de los líquenes presentes en las rocas con patrones obtenidos en lugares donde es fácil saber su edad, como por ejemplo en las tumbas de los cementerios o monumentos. Comparando la especie encontrada y algunas características como su tamaño podemos utilizar tablas para obtener la edad de los líquenes, y por tanto el tiempo mínimo que lleva la roca expuesta.

Deslizamientos: la presencia de materiales arcillosos da lugar, en las épocas de fuertes lluvias, a la aparición de deslizamientos que transportan los materiales saturados en agua ladera abajo.

PLIEGUES

En la zona donde se encuentra el Valle de Tejadilla se pueden observar algunos pliegues alpinos que se caracterizan por la asimetría de sus flancos (pliegues monoclinales). En estos pliegues uno de los flancos presenta un buzamiento ligero de hasta unos 10° mientras que el otro presenta una inclinación mucho mayor que puede llegar a los 60°. Esta asimetría puede deberse a dos factores distintos: por un lado a la adaptación de capas sedimentarias a la estructura, en bloques hundidos y levantados, del zócalo; y por otro lado al posible despegue de capas relativamente superficiales a través de niveles más plásticos (arcillas o margas).

CARACTERÍSTICAS ESTRATIGRÁFICAS OBSERVABLES.

Principalmente en las laderas ruñiformes del valle se pueden observar distintas facies sedimentarias en el conjunto carbonatado cretácico. En concreto se pueden observar algunos paquetes más claros, con menor tamaño de grano que representan depósitos más distales en comparación el resto de paquetes de la serie. Ello pone de manifiesto la ocurrencia de periodos menores transgresivos y regresivos dentro de la tendencia general del conjunto.

ACCIONES ANTRÓPICAS.

Antiguamente los vertidos antrópicos de esta zona iban a parar directamente al cauce del río. En la actualidad existe una red de saneamiento que tiene colectores enterrados por el fondo del valle para evitar la contaminación del cauce fluvial. Las tapas de alcantarilla de dicho colector han tenido que ser cubiertas con cemento para impedir que la gente introdujese en su interior vertidos ilegales.

El colector presenta múltiples deficiencias en cuanto a su trazado, funcionalidad y acabado que se traducen en:

- Modificaciones del curso actual del río, que trae consigo la aparición de rápidos y remansos no naturales.
- Corte de la llanura de inundación, disminuyendo la capacidad de desagüe de ésta en caso de avenidas.
- Roturas frecuentes que aportan al arroyo elementos contaminantes que alteran intensivamente la calidad del agua, lo cual incide negativamente en la fauna y la flora próximas a él.

- Alteración paisajística notable, debida a la existencia de tramos del colector que no han sido convenientemente cubiertos, lo que conlleva la presencia de pozos y tubos de hormigón, como elementos extraños sobre la llanura aluvial y restos de obra que no han sido retirados del valle.

PARADA 6: RESTOS DE RUDISTAS EN EL CAMINO DE PEROGORDO

La parada se encuentra en el antiguo camino de Segovia a Perogordo, junto al puente histórico del siglo XVIII y cerca del antiguo vertedero de Segovia. En esta ocasión hemos de abandonar el hilo conductor de toda la excursión, el propio tiempo geológico que íbamos recorriendo de más antiguo a más moderno, y retrocederemos en el tiempo hasta el momento en que Segovia fue mar.

En ese tiempo, parte de la provincia de Segovia se encontraba sumergida bajo un mar tropical y poco profundo. En la zona intermedia entre su costa y la parte más profunda de ese mar, existía en el lecho marino donde habitaban colonias de diferentes organismos marinos (corales, algas, moluscos, etc.), a modo de 'parches' o pequeños arrecifes, protegidos por una isla barrera (lagoon), que podían llegar a emerger dada su escasa profundidad, y quedar expuestos al oleaje, las corrientes y sobre todo, a las tormentas marinas.

Durante el Cretácico superior la microplaca Ibérica, donde se situaba en ese momento lo que hoy es Segovia, se situaba en una zona tropical sumergida bajo el mar Tethys, quedando expuesta a la corriente global templada, lo que favorecía un clima húmedo y cálido.

Hace unos 87 m.a., el nivel del mar comenzó a ascender de forma generalizada, invadiendo progresivamente el centro de la península Ibérica que, hasta entonces era una planicie de anchos ríos entrelazados. Tras varias etapas en que el mar invade y se retira alternativamente, el mar cubre la llanura mareal definitivamente y el oleaje y las mareas remobilizan la arena mediante la acción de dunas.

Entre estos organismos predominaban los bivalvos, concretamente 2 grupos de ellos: los *rudistas* (bivalvos con una valva en forma de cono de gran tamaño y otra que le sirve de tapadera) y los *ostreidos* (semejantes a las ostras actuales), cubiertos en ocasiones por tubos de *serpúlidos* (una especie de gusanos que generan un tubo calcáreo sobre las conchas de los mejillones, por ejemplo)

Entre las dunas se implantan colonias de *rudistas*, un grupo extinto de bivalvos de forma cónica alargada. Los restos fósiles que podemos encontrar en esta parada corresponden a dos grupos con diferentes morfologías en sus conchas: *Radiolítidos* e *Hippurítidos*, estos últimos más abundantes, de concha más o menos lisa en la que se pueden observar las líneas de crecimiento del individuo.

Los *rudistas* jugaron un importante papel como productores de carbonato y como constructores orgánicos a lo largo de los márgenes del Tethys, además son útiles marcadores bioestratigráficos e indicadores paleogeográficos.

La preservación de estos fósiles coloniales puede ser considerada una afortunada excepción fruto de la disolución selectiva del sedimento. Pueden encontrarse restos fósiles de estos mismos grupos, incluso en la posición original que ocupaban en la colonia arrecifal, en otros lugares de la provincia de Segovia tales como Hontoria, Castrojimenó, Castro de Fuentidueña o Castroserracín.