Las areniscas rojas del Triásico inferior (Buntsandstein) y las calizas y dolomías blancas del Triásico medio (Muschelkalk) son cortadas por el río Martín al norte de Peñarroyas, donde forman un espectacular cañón. El color rojo del Buntsandstein es debido a la presencia de hematites, un óxido de hierro que forma películas finísimas en torno a los granos de cuarzo de las areniscas. El primer nivel de dolomías blancas del Muschelkalk marca el inicio de la primera invasión del mar de la Era Mesozoica.

El sustrato rocoso del Parque Cultural del Río Martín:

Evolución de los ambientes de sedimentación desde hace 325 millones de años

GEOLOGÍA

- **Marcos Aurell**
- **Beatriz Bádenas**
- **Ana Pilar Bordonaba**

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza

INTRODUCCIÓN

Un Parque Cultural es un territorio que contiene elementos relevantes del patrimonio cultural, integrados en un marco físico de valor paisajístico y ecológico singular. El Parque Cultural del río Martín, al norte de la provincia de Teruel, que abarca el espacio geográfico formado por los cañones del tramo medio del río Martín y sus barrancos afluentes, entre las localidades de Montalbán y Albalate del Arzobispo, muestra entre otras características una gran riqueza geológica (Fig. 1). El encajamiento de la red fluvial ha modelado un sorprendente paisaje, que expone de forma muy evidente un variado sustrato rocoso, que constituye el registro de los acontecimientos geológicos acaecidos en este sector desde hace más de 325 millones de años hasta la actualidad.

El presente trabajo es una síntesis de la historia geológica del Parque Cultural del río Martín, y quiere ser una aportación a uno de los objetivos de los Parques Culturales, como es la difusión educativa de sus valores patrimoniales. En concreto, describimos como son los distintos cuerpos rocosos que afloran en la zona del Parque y como evolucionaron los ambientes en los que se formaron. Una información más amplia y detallada de la geología del Parque se encuentra en el libro titulado "La geología del Parque Cultural del río Martín" (Aurell et al., 2001), en el que, además de aportar un análisis del sustrato rocoso y de las estructuras tectó-

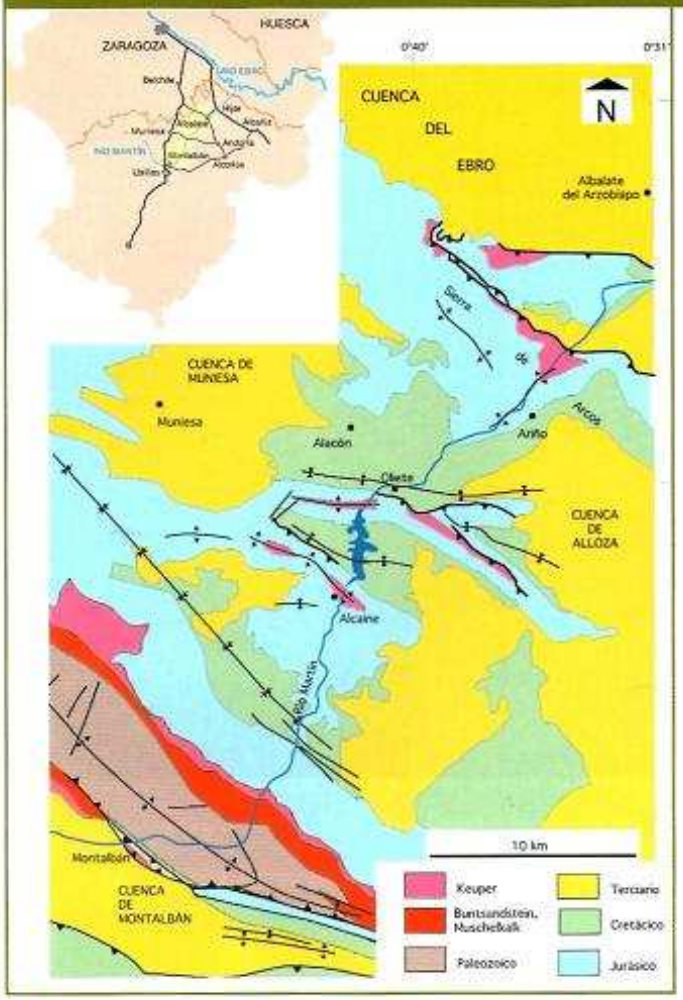

Fig. 1. Mapa geológico simplificado del Parque Cultural del río Martín, en el que se muestra la extensión superficial o afloramiento de las diferentes unidades rocosas agrupadas por Sistemas. Los colores empleados para representar las unidades rocosas son los mismos que los utilizados en la columna estratigráfica de la Fig. 2.

nicas de esta zona, se proponen diferentes itinerarios y puntos de interés geológico, donde pueden hacerse observaciones directas de los aspectos explicados en el texto.

El sustrato rocoso del Parque está constituido en su mayor parte por rocas sedimentarias, que abarcan desde rocas del final del Paleozoico, en concreto de la parte media del Carbonífero, hasta sedimentos cuaternarios actuales y en conjunto alcanzan más de 3.000 m de potencia. En función de características como el tipo de litología dominante, esta sucesión se divide en diferentes unidades litoestratigráficas, que se representan en una columna estratigráfica, desde las más antiguas hasta las más modernas (Fig. 2).

Las rocas revelan que, durante el dilatado periodo de tiempo que abarca la historia geológica del Parque, se ha sucedido un amplio abanico de ambientes de sedimentación, que van desde zonas marinas profundas hasta ambientes continentales, como abanicos aluviales o cursos fluviales. A continuación analizaremos la sucesión de ambientes sedimentarios en la región del Parque a lo largo de las tres eras de la historia geológica. Para ello, mencionaremos los principales eventos sedimentarios y tectónicos acaecidos en el ámbito de la Placa Ibérica, que es la placa tectónica en la que se encuentra emplazada.

ERA PALEOZOICA

Carbonífero (325-300 millones de años): sedimentación detrítica en abanicos submarinos

Durante el Carbonífero, la sedimentación tuvo lugar en una cuenca marina de profundidad variable y fue contemporánea a la etapa de compresión de la Orogenia Hercínica, que se produjo por la colisión entre diversas placas, entre las que se encontraba la Placa Ibérica. La compresión originó zonas elevadas que eran erosionadas y zonas hundidas, donde se acumularon los sedimentos detríticos procedentes de la erosión. Estos sedimentos formaron deltas, así como extensos abanicos submarinos situados al pie de los taludes continentales. Las rocas carboníferas que afloran en el Parque, al norte de Montalbán, se depositaron, en su mayor parte, en estos abanicos submarinos. Se trata de alternancias de lutitas negras pizarrosas y areniscas parduzcas, que presentan estructuras sedimentarias originadas por corrientes (laminación cruzada y paralela y ripples), y pliegues de desplome (slumps), indicativos de su depósito al pie de los taludes continentales.

Pérmico (300-250 millones de años): etapa de erosión e intrusión de rocas subvolcánicas

En último término, la Orogenia Hercínica plegó y fracturó las rocas previamente depositadas, el mar se retiró y se originaron relieves montañosos que fueron sometidos a la erosión. Al final del Paleozoico se produjo un cambio en los esfuerzos tectónicos, pasando a un régimen distensivo que perduró durante toda la Era Mesozoica. Este fue debido al emplazamiento de la Placa Ibérica entre dos áreas de progresiva apertura oceánica: el Atlántico y el Tetis (precursor del Mediterráneo). El paso entre ambos regímenes fue progresivo, ya que entre el final del Carbonífero y el Pérmico, tuvo lugar una etapa intermedia de esfuerzos de compresión laterales, que originaron fallas de desgarre (desgarres tardihercínicos) en las rocas previamente deformadas. Por estas fracturas verticales ascendió el magma localizado por debajo de la corteza terrestre, que fue enfriándose sin llegar a aflorar superficialmente. Se originaron así rocas de tipo subvolcánico. Un ejemplo de ellas pueden observarse encajadas en las rocas carboníferas del Parque. Se trata de riolitas y andesitas de tonos ocres que forman niveles oblicuos (diques) a los estratos de la serie carbonífera, o bien paralelos a los mismos (sills).

ERA MESOZOICA

Triásico inferior (250-240 millones de años): sedimentación fluvial bajo clima árido

Los esfuerzos distensivos iniciados en el tránsito entre el Paleozoico y el Mesozoico provocaron la formación de una serie de fallas, que compartimentaron

el sustrato rocoso. El hundimiento de bloques a partir de las fallas determinó la individualización de una serie de cuencas sedimentarias, en las que se reinició la sedimentación tras la prolongada etapa de erosión y no sedimentación del final del Paleozoico.

En el inicio del Triásico, la sedimentación fue de carácter continental y bajo clima árido. En los bloques hundidos de las fallas se desarrollaron cursos fluviales en los que se depositaron los sedimentos detríticos procedentes de la erosión de los bloques levantados. Este es el ambiente en el que se formaron las areniscas rojas del Buntsandstein. Esta unidad está constituida en su parte inferior por conglomerados de cantos rodados y areniscas con estructuras de corriente abundantes (ripples, estratificación cruzada y laminación paralela), ambos representativos de depósitos del lecho de los ríos. En la parte superior predominan las lutitas, que corresponden al material de grano fino depositado en las llanuras de inundación.

Triásico medio y superior (240-210 millones de años): lagunas costeras y llanuras de marea

Durante el Triásico medio, el progresivo hundimiento de la cuenca y el avance del mar dió lugar a la instalación de una extensa llanura de marea. Los carbonatos acumulados en ella originaron las calizas y dolomías blancas del Muschelkalk. Las rocas presentan finas laminaciones paralelas producidas por la actividad de las algas que colonizaron los ambientes intermareales. Se reconocen también grietas de desecación y niveles con evaporitas, indicativas de ambientes supramareales, así como fósiles de moluscos bivalvos y galerías producidas por crustáceos que habitaban en los ambientes submareales.

Durante el Triásico superior, la llanura de marea fue colmatada por los carbonatos que en ella se producían y por los sedimentos finos que llegaban del continente, lo que dió lugar a la retirada del mar. Se instaló entonces una llanura semidesértica, próxima a la línea de costa, donde precipitaban evaporitas y a la que llegaban aportes continentales de arcillas. Estos sedimentos corresponden a las arcillas rojas y verdes yesos grisáceos del Keuper. El Triásico culminó con una nueva invasión del mar y la implantación de una llanura de marea, en la que se acumularon de nuevo sedimentos carbonatados, representados por las calizas y dolomías grises de la Formación Imón. Esta unidad presenta estructuras típicas de ambientes mareales como laminaciones de origen algal, ripples debidos a la acción del oleaje y grietas de desecación.

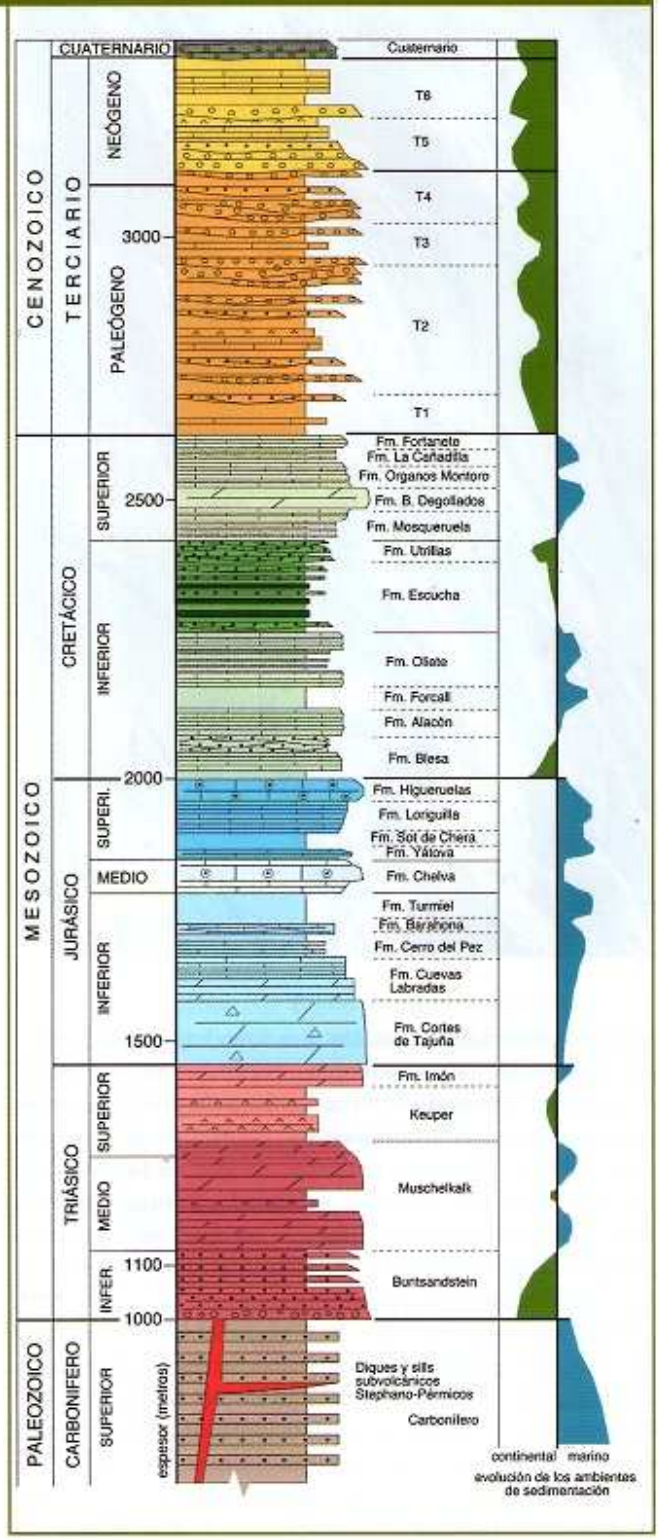

Fig. 2. Columna estratigráfica sintética de las rocas que se encuentran en el Parque. Las rocas han sido divididas en las sucesivas unidades litoestratigráficas, que se describen en el texto. En la columna de la izquierda se indica la edad de las mismas. La curva de la derecha expresa la evolución de los medios sedimentarios en el tiempo. En ella, los intervalos de tonos verdes corresponden a rocas de origen continental, mientras que los azules corresponden a rocas de origen marino. La anchura del tramo coloreado indica la proximidad o lejanía a la línea de costa (que corresponde a la línea negra de trazo grueso intermedia).

Jurásico inferior (205-185 millones de años): de lagunas costeras salinas a plataforma marina

La sedimentación a lo largo del Jurásico tuvo lugar en un mar de profundidad variable y aguas cálidas, emplazado en la franja tropical. La lejanía de las zonas emergidas y la colonización del mar por organismos de esqueleto calcáreo determinó el depósito casi exclusivo de rocas carbonatadas. En el transcurso del Jurásico inferior tuvo lugar un ascenso del nivel del mar, pasandose a ambientes marinos progresivamente más profundos. Inicialmente, se instalaron lagunas

Las margas y lutitas del Triásico superior (Keuper) presentan intercalaciones de niveles de yesos, que en la zona de los Baños de Ariño presentan una fuerte inclinación y muestran pliegues de pequeña escala. Se trata de pliegues de aplastamiento, que se producen debido al comportamiento plástico del yeso cuando está sometido a esfuerzos compresivos a cierta profundidad de enterramiento.

costeras hipersalinas, en las que tuvo lugar el depósito de evaporitas y carbonatos, representados por la Formación Cortes de Tajuña. Se trata de una unidad de dolomías grises oquerosas sin planos de estratificación visibles. Presenta también niveles de brechas de cantos angulosos de caliza o dolomía, formadas por la disolución de las evaporitas y el colapso de las capas carbonatadas en etapas inmediatamente posteriores a la consolidación del sedimento.

A las lagunas hipersalinas le sucedieron los ambientes marinos someros, en los que se depositaron las calizas y dolomías estratificadas de la Formación Cuevas Labradas. Esta unidad presenta rasgos que indican su depósito en llanuras de marea (laminaciones de origen algal) y medios submareales de escasa profundidad (calizas oolíticas y calizas con restos de bivalvos, crinoides y gasterópodos).

Posteriormente, la sedimentación tuvo lugar en las zonas marinas someras situadas por debajo del nivel de base de oleaje. Estos sedimentos están representados por dos unidades: la Formación Cerro del Pez; formada por margas y calizas, que presentan en su parte inferior abundantes fósiles, en especial de braquiópodos, crinoides y bivalvos; y la Formación Barahona, que está constituida por calizas pardas con abundantes restos fósiles de bivalvos, belemnites, gasterópodos, crinoides y braquiópodos. El Jurásico inferior culmina con la sedimentación en un ambiente marino relativamente profundo bien comunicado con las zonas de mar abierto, representado por las margas y calizas con abundantes fósiles (en especial braquiópodos, bivalvos y ammonites) de la Formación Turmiel.

Jurásico medio y superior (185-135 millones de años): sedimentación de plataforma, arrecifes de coral y playas

Las rocas del Jurásico medio y el Jurásico superior permiten deducir la existencia de sendos ciclos de avance-retroceso del mar. En el Jurásico medio este ciclo se inició con sedimentos de mar relativamente profundo y culminó con la instalación de playas y bajíos someros, semejantes a las que se encuentran en la actualidad en los trópicos. Estos sedimentos carbonatados dieron lugar, respectivamente, a las calizas con ammonites y a las calizas oolíticas de la Formación Chelva. El límite con el siguiente ciclo de avance-retroceso del nivel del mar, correspondiente al Jurásico superior, viene marcado por un nivel de menos de un metro de espesor, denominada Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío. Los ooides ferruginosos corresponden a los residuos insolubles de suelos, que se mezclaron con restos de conchas de ammonites y otros fósiles durante sucesivas invasiones marinas.

Al inicio del Jurásico superior se produjo un notable avance del mar, que implicó la presencia de sedimentos de plataforma relativamente profundos. Estos

Durante el Triásico superior, la llanura de marea fue colmatada por los carbonatos que en ella se producían y por los sedimentos finos que llegaban del continente, lo que dió lugar a la retirada del mar

están representados por las calizas estratificadas con abundantes fósiles de esponjas y ammonites de la Formación Yátova. Al final del Jurásico, el levantamiento de la zona del sur del Parque, combinado con una caída del nivel del mar a escala global, se tradujo en su progresiva retirada del mar. El desplazamiento de la línea de costa se produjo de sur a norte. De esta manera, mientras en el entorno de Montalbán-Obón se desarrolló un cinturón de islas orladas por bajíos y arrecifes de coral, más al norte, en el sector de Ariño-Oliete, perduró la sedimentación de mar abierto, representada por las margas de la Formación Sot de Chera;

Las calizas bien estratificadas de la parte inferior del Jurásico inferior (Formación Cuevas Labradas), forman escarpes pronunciados cuando son cortadas por los cursos fluviales. La fotografía muestra su aspecto en los Estrechos de Albalate. Estas calizas se originaron en una llanura de mareas, que era episódicamente inundada por las aguas marinas. Los restos corporales de fósiles son muy escasos. No obstante se observan huellas de actividad orgánica, como laminaciones paralelas a las capas originadas por la actividad de algas.

y la alternancia de calizas micríticas y margas de la Formación Loriguilla. El último vestigio del mar jurásico se encuentra bien representado en el barranco del Mortero de Alacón por las calizas oolíticas, oncolíticas y arrecifales de la Formación Higueruelas, de ambientes marinos muy someros. Al sur del Parque no existen rocas de esta edad, ya que esta zona quedó emergida al final del Jurásico.

Cretácico inferior (135-95 millones de años): sedimentación en bahías y llanuras pantanosas

El final del Jurásico y el inicio del Cretácico supone una nueva y dilatada etapa de no sedimentación en el Parque. Durante la parte media del Cretácico inferior se reanudó la sedimentación. El sustrato rocoso se fracturó, de modo que en los bloques levantados de las fallas, la serie jurásica fue sometida a la erosión, mientras que en los bloques hundidos, se acumuló el sedimento. Se originó entonces la Cuenca de Oliete, que cubrió un amplio sector de la zona del Parque. En sus etapas iniciales, la cuenca se rellenó a partir de sedimentos originados en lagos y ríos. Estos están representados por la Formación Blesa, que presenta de base a techo: arcillas rojas, acumuladas en llanuras fluviales y zonas encharcadas; calizas y margas blancas, originadas en lagos de agua dulce y salobre habitadas por ostrácodos, bivalvos y algas verdes; y areniscas y lutitas rojas, depositadas en una llanura de marea surcada por canales y colonizada en sus zonas encharcadas por ostras, gasterópodos y ostrácodos. Esta unidad contiene con frecuencia restos de vertebrados, en especial de dinosaurios.

El Barranco de las Estacas, localizado al norte de Oliete, permite un espectacular afloramiento de las unidades del Jurásico medio y superior. En el lecho del barranco afloran las calizas del final del Jurásico medio (Formación Chelva), la Capa de Arroyofrío y las calizas con esponjas del inicio del Jurásico superior (Formación Yátova). Todas estas unidades tienen una extraordinaria riqueza en restos de ammonites. Se trata de uno de los principales patrimonios paleontológicos del Parque, que debe ser objeto de conservación, evitando el expolio a que ha sido sometido en los últimos años. La parte superior de la imagen muestra las margas de la Formación Sot de Chera y la alternancia de margas y calizas grises de la Formación Loriguilla.

El cañón del río Ancho, próximo a Montalbán, corta a unidades del Jurásico y Cretácico, que se disponen prácticamente verticales. A la derecha de la fotografía, se reconocen por sus tonos blanquecinos las formaciones calcáreas y margosas del Jurásico inferior. A la izquierda, se sitúan las unidades del Cretácico inferior: los tramos cubiertos por pinos corresponden a las unidades margosas (Formaciones Blesa y Forcall), mientras que las crestas corresponden a las unidades calcáreas (Formaciones Alacón y Oliete). En este caso, se trata de calizas pardas bien estratificadas, que contienen abundantes fósiles, entre los que destacan los restos de ostras.

Estos ambientes fueron invadidos progresivamente por las aguas marinas, llegándose a instalar una bahía de profundidad variable con aportes continentales. Los sedimentos acumulados en ella están representados por tres unidades. Las calizas ocres bioclásticas de la Formación Alacón, contienen abundantes fósiles de serpúlidos, ostras, gasterópodos y ostrácodos. En la base de esta unidad, se encuentran, en Ariño, un nivel con pisadas de dinosaurios saurópodos y ornitópodos. Las margas verdosas con intercalaciones de calizas y areniscas de la Formación Forcall, de ambientes marinos relativamente más profundos, son también muy fosilíferas. Las calizas ocres y rojizas de la Formación Oliete, muestran abundantes restos fósiles de ostras, entre otros.

Al final del Cretácico inferior, la colmatación de la bahía a partir de los aportes procedentes de la erosión de las zonas emergidas, provocó la instalación de una llanura pantanosa, asociada a un estuario o delta. En ella creció una abundante vegetación, a partir de cuyos restos, enterrados en los fangos y arenas aportados por los cursos fluviales, tuvo lugar la formación de carbón. Estos sedimentos corresponden a la Formación Escucha, cuyos niveles de carbón se explotan en las cuencas mineras turolenses. El avance de las áreas deltaicas cubrió finalmente la llanura pantanosa por los sedimentos arenosos de una gran llanura fluvial, correspondientes a las areniscas y arenas versicolores de la Formación Utrillas.

Cretácico superior (95-65 millones de años): el último vestigio de sedimentación marina

A inicios del Cretácico superior, se produjo un gran avance del mar a escala mundial, que afectó prácticamente a toda la mitad oriental de la Península Ibérica. Tan sólo amplios dominios de la Meseta y de la actual Cuenca del Ebro permanecieron emergidos. La proximidad de las zonas del norte del Parque a los dominios emergidos determinó el reducido espesor de los sedimentos marinos. Por el contrario, más al sur, en las proximidades de Montalbán, quedó registrada una potente sucesión de rocas carbonatadas. En la Muela de Montalbán es posible reconocer tres de las cinco unidades del Cretácico superior de la parte central de la Cordillera Ibérica. La primera unidad es la alternancia de calizas y margas de la Formación Mosqueruela, que corresponde a sedimentos depositados en estuarios y llanura de marea. Le siguen las dolomías masivas con ocasionales restos de bivalvos rudistas de la Formación Barranco de los Degollados, que representan medios marinos de mayor profundidad. Por encima se encuentran las calizas micríticas de la Formación Órganos de Montoro. Estas muestran señales de emersión (huellas de raíces de vegetales, brechas originadas por desecación) que indican la sedimentación en una llanura de marea, con zonas encharcadas colonizadas por vegetación.

ERA CENOZOICA

Terciario (65-5 millones de años): sedimentación en cuencas intramontañosas

En el tránsito entre el Mesozoico y el Cenozoico, en concreto el Terciario, se inició un régimen tectónico compresivo (Orogenia Alpina), como consecuencia de la colisión de la Placa Ibérica con las Placas Europea y

La Formación Utrillas, del final del Cretácico inferior, es fácilmente identificable en el campo por sus variados colores. La imagen muestra su aspecto en el cañón del río Ancho de Montalbán. Junto a las arenas blancas, a veces débilmente cementadas y produciendo relieves en cárcavas, se identifican niveles de color rojo ladrillo, que indican la presencia de óxidos de hierro.

Africana, que originó el levantamiento de la Cordillera Ibérica y la retirada definitiva del mar. Las rocas del Terciario se dividen en dos grandes grupos: aquellas que se depositaron simultáneamente a la compresión, que corresponden al Paleógeno y al inicio del Mioceno, base del Neógeno; y aquellas que lo hicieron con posterioridad, que corresponden al resto del Neógeno.

La compresión alpina produjo el plegamiento y la fracturación de las rocas mesozoicas, originándose las estructuras tectónicas de dirección este-oeste y noroeste-sureste observables en las rocas del Parque. Los relieves creados por los anticlinales y por los frentes de los cabalgamientos fueron progresivamente erosionados. Las zonas deprimidas próximas a estos constituyeron las cuencas intramontañosas receptoras de los sedimentos. En la zona del Parque, se reconocen de sur a norte la Cuenca de Montalbán, la Cuenca de Alloza y la parte sur de la Cuenca del Ebro. En ellas se depositó una serie de más de 1.000 metros de rocas paleógenas, que fueron plegadas y deformadas por la propia compresión alpina. Al pie de los frentes montañosos se desarrollaron conos de deyección o abanicos aluviales, en los que se depositaron conglomerados y areniscas, y en las zonas más alejadas se instalaron llanuras de barros surcadas por canales fluviales, charcas y lagos efímeros, donde se depositaron lutitas, calizas y evaporitas.

Durante el inicio del Neógeno los procesos compresivos se fueron atenuando hasta concluir a mediados del Mioceno. Se pasó progresivamente a un régimen extensivo, enmarcado dentro del proceso de apertura que tuvo lugar en el Mediterráneo occidental. Prosiguió entonces la etapa de erosión de los relieves

El Terciario está formado por sedimentos de origen continental. En el Cabezo Negro, al sur de Albalate, incluyen lutitas rojas o anaranjadas, con intercalaciones de areniscas y conglomerados que forman niveles más resistentes a la erosión. En la zona de Ariño-Albalate, la primera unidad del Terciario se diferencia bien debido a su intenso color rojizo. En este caso, las lutitas rojas se encuentran sobre las calizas de origen marino del Cretácico superior, visibles en la parte inferior derecha de la fotografía.

relictos y la sedimentación correlativa en las zonas deprimidas, en cuencas dispersas en la zona central y septentrional del Parque. Al igual que en el Paleógeno, el depósito tuvo lugar en ambientes continentales (abanicos aluviales, cursos fluviales, charcas, lagos), por lo que las rocas neógenas muestran litologías variadas (conglomerados, areniscas, lutitas, calizas y yesos). Esta etapa culminó con la formación de un paisaje prácticamente plano, situado a unos 1.000 metros sobre el nivel del mar, constituido por superficies de erosión escalonadas.

La ermita de Nuestra Señora de Arcos, localizada entre Ariño y Albalate, está edificada sobre niveles de conglomerados correspondientes a la terraza más antigua del río Martín, que se formó hace en torno a un millón de años, cuando el río circulaba unos 50 metros por encima de su cauce actual. Ello da una idea del encajamiento de la red fluvial sobre el sustrato rocoso durante el Cuaternario.

Cuaternario (5-0 millones de años): encajamiento de la red fluvial

Desde final del Terciario (Plioceno) hasta la actualidad, el río Martín y sus afluentes han excavado cañones y valles sobre las zonas aplanadas previas. Los depósitos cuaternarios se encuentran dispersos a lo largo de todo el Parque. Los depósitos fluviales incluyen las acumulaciones actuales de gravas y cantos rodados en los lechos de los ríos, así como los limos y las arcillas decantados en sus vegas después de las avenidas. Depósitos del mismo origen, pero originados en el transcurso del Cuaternario, forman terrazas elevadas algunos metros sobre los cauces actuales. Por ejemplo, en el entorno de la Ermita de la Virgen de Arcos el curso del río Martín se encontraba unos 50 metros por encima del cauce actual hace poco más de un millón de años. Otros sedimentos acarreados por flujos acuosos son los glacis, que son cubiertas de gravas que tapizan pendientes suavemente inclinadas, y que pueden enlazar lateralmente con las terrazas fluviales. Además, a lo largo de todo el Parque, se reconocen depósitos de origen gravitacional, que forman acumulaciones en algunas laderas. La mayoría son canchales formados por cantos angulosos de caliza, originados durante las etapas frías del Cuaternario, que favorecieron la rotura física de las rocas.

El encajamiento y la erosión producida por el río Martín determinó el descubrimiento de las páginas del libro en la que está escrita la dilatada historia geológica de la región. La cicatriz abierta en las rocas es relevante, ya que permite el acceso a una información geológica que, de otro modo, habría permanecido enterrada.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Existe un volumen de trabajos muy importante publicados en revistas especializadas sobre diversos aspectos de la Geología de la zona abarcada por el Parque. De entre ellos, además del libro específico sobre lo mencionado en el texto, destacamos las tres obras de síntesis sobre geología de la Cordillera Ibérica turolense más completas:

- **Aurell, M., Bádenas, B., Casas, A. & Alberto, S.,** 2001. *La Geología del Parque Cultural del río Martín.* Asociación Parque Cultural del Río Martín (Ed.), 171 pp.
- **Gutierrez Elorza, M. & Meléndez, A. (editores),** 1991. *Introducción a la Geología de la provincia de Teruel.* Instituto de Estudios Turolenses, Dip. Prov. Teruel, 158 pp.
- **Instituto Tecnológico Geominero de España (Editor)** (1991): *Mapa Geológico de España Escala 1: 200.000 Daroca,* ITGE ed., Madrid, 239 pp.
- **Simón, J. L. (coordinador)** (1998): *Guía del Parque Geológico de Aliaga.* Ayuntamiento de Aliaga, CEDEMATE y Dpto. de Geología Univ. Zaragoza Eds., 155 pp.