

6

**POR EL VALLE
MEDIO DEL JARAMA,
ENTRE HOCES
Y CÁRCAVAS**

PARQUE NATURAL DE LA SIERRA NORTE DE GUADALAJARA

EL PARQUE
NATURAL ABARCA
UN EXTENSO
TERRITORIO
DE RELIEVE
ESCARPADO
UBICADO
GEOGRÁFICAMENTE
EN EL SISTEMA
CENTRAL, JUSTO EN
SU ZONA DE ENLACE
CON EL SISTEMA
IBÉRICO Y EL SECTOR
NORESTE DE LA
CUENCA DEL TAJO.

El Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara se sitúa al norte de la provincia, limitando al Oeste con Madrid y al Norte con Segovia. El relieve del Parque Natural es muy accidentado y conforma un conjunto montañoso que incluye diversos macizos y sierras, como los del Lobo-Cebollera, La Tornera-Centenera, Buitrera, Alto Rey, Ocejón, o Sierra Gorda. En total se cuentan más de veinte cimas que superan los dos mil metros de altitud, un grupo que lidera el Pico del Lobo que, con 2.274 metros de altitud, es el techo del Parque y de Castilla-La Mancha.

Estas montañas son el origen de los tres ríos que vertebran el territorio: el Jarama, el Sorbe y el Bornova, que forman largos valles de dirección Norte-Sur que condicionan el paisaje y la vida en el Parque. Esta red fluvial a su vez cuenta con numerosos afluentes como son los ríos Ermito, Berbellido, Veguillas, Jaramilla, Lillas, Zarzas, Sonsaz, Cristóbal o Pelagallinas, que han servido como punto de partida para el diseño de los itinerarios de las geo-rutas.

El Parque Natural abarca un extenso territorio de relieve escarpado ubicado geográficamente en el Sistema Central, justo en su zona de enlace con el Sistema Ibérico y el sector Noreste de la Cuenca del Tajo. Esta conjunción explica la notable diversidad de rocas que afloran en el Parque Natural y que son responsables de su singular fisonomía. En el área del Parque Natural predominan las rocas metamórficas como pizarras, esquistos y gneises, sobre las que se forman cuchillares, crestones, valles encajados, cañones fluviales, canchales, escarpes con espectaculares saltos de agua y, en las zonas de mayor altitud, circos glaciares y restos de antiguas morrenas. Pero también hay calizas y dolomías que han dado lugar a “ciudades encantadas”, hoces y cuevas. En la zona Suroeste son características las extensas rañas rojizas, donde se desarrollan imponentes cárcavas. Esta gran diversidad geológica configura paisajes muy diferentes que ofrecen contrastes muy acusados en muy poco espacio.



GEORUTAS

PARQUE NATURAL DE LA SIERRA NORTE DE GUADALAJARA

La red de geo-rutas del Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara incluye seis itinerarios autoguiados que permiten descubrir sus enclaves geológicos más singulares, pero también su relación con la biodiversidad y riqueza cultural. Las geo-rutas están diseñadas para ser recorridas en vehículo, aunque incluyen numerosos paseos complementarios para acceder a las paradas que no están a pie de carretera. Así, algunas de las rutas pueden ser largas incluso para ser recorridas en una única jornada si se realizan todos los paseos propuestos. Los itinerarios utilizan los principales cursos fluviales como eje vertebrador.

1 POR LOS RELIEVES APALACHANOS DEL JARAMA Y JARAMILLA

- **Punto de inicio:**
El Cardoso de la Sierra.
- **Punto final:** Puerto de la Quesera.

CARACTERÍSTICAS

Recorre la cabecera del valle del Jarama, remontando el curso de varios de sus afluentes, los ríos Berbellido, Jaramilla y Veguillas, en el extremo noroccidental del Parque Natural y de la provincia de Guadalajara.



2 SIGUIENDO EL SORBE POR LOS DOMINIOS DE LA CUARCITA

- **Punto de inicio:**
Galve de Sorbe.
- **Punto final:** Almiruete.

CARACTERÍSTICAS

Largo recorrido que visita enclaves geológicos del entorno del río Sorbe y lugares emblemáticos del Parque Natural como el castillo de Diempures en Cantalojas y la chorrera de Despeñalagua en Valverde de los Arroyos



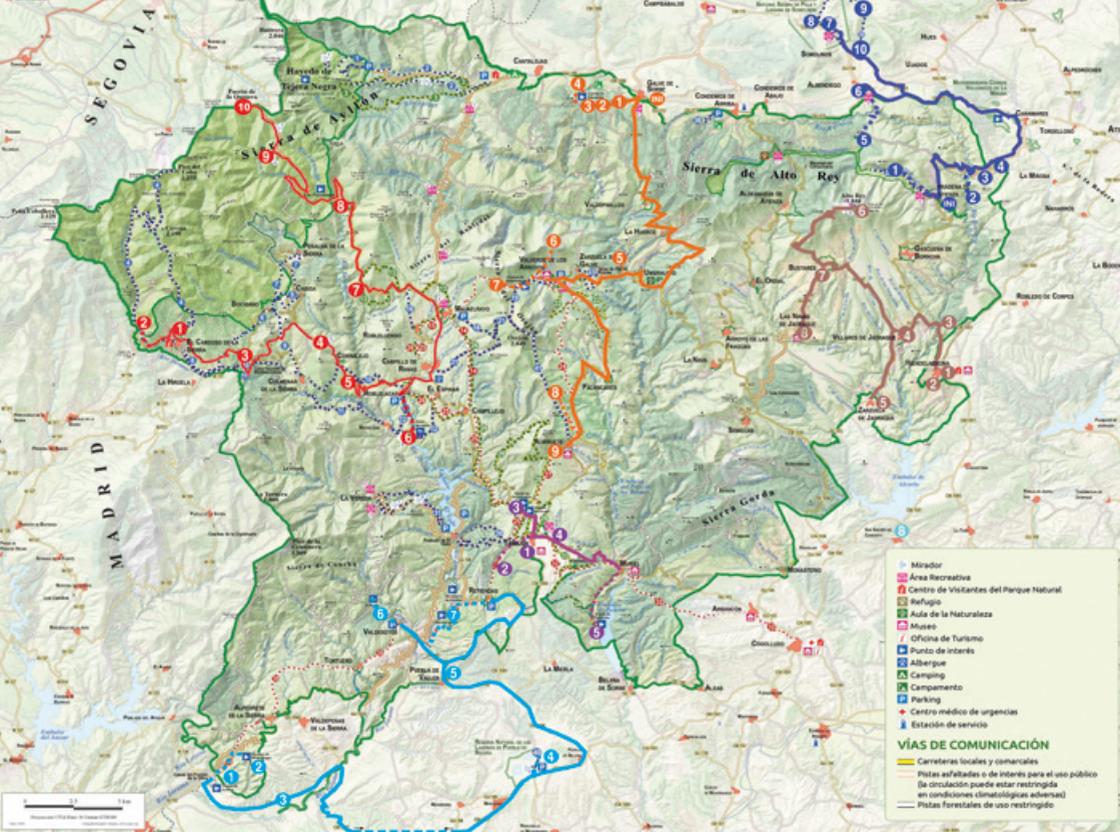
3 GEOLOGÍA EN EL CONTACTO ENTRE LOS SISTEMAS CENTRAL E IBÉRICO

- **Punto de inicio:**
Prádena de Atienza.
- **Punto final:** Somolinos.

CARACTERÍSTICAS

Itinerario a los pies de la Sierra de Alto Rey que conecta el Parque Natural con otros dos espacios naturales protegidos cercanos de gran interés geológico: la Microrreserva de los Cerros Volcánicos de La Miñosa y el Monumento Natural Sierra de Pela y Laguna de Somolinos.





4 EL USO DE LOS RECURSOS GEOLÓGICOS AL PIE DEL ALTO REY

- **Punto de inicio:**
Hiendelancina
- **Punto final:** Las Navas de Jadraque

CARACTERÍSTICAS

Recorre la vertiente meridional de la Sierra del Alto Rey, donde el uso de los recursos geológicos durante siglos refleja muy bien la relación entre geología, cultura y usos tradicionales, condicionando la vida de las personas.



5 LA GEODIVERSIDAD DE TAMAJÓN

- **Punto de inicio:**
Tamajón.
- **Punto final:** Ermita de Peñamira (Muriel).

CARACTERÍSTICAS

Ruta formada por varios ramales que recorren enclaves geológicos del municipio de Tamajón, como el Centro de Interpretación Paleontológica y Arqueológica, la famosa "ciudad encantada", cabalgamientos, lagunas, etc.



6 POR EL VALLE MEDIO DEL JARAMA, ENTRE HOCES Y CÁRCAVAS

- **Punto de inicio:**
Pontón de la Oliva
- **Punto final:** Retiendas

CARACTERÍSTICAS

Recorre el extremo suroccidental del Parque Natural y visita enclaves singulares como cárcavas, cañones fluviales sobre rocas cuarcíticas y calcáreas, y lagunas temporales. Además, se visita uno de los más importantes cabalgamientos del lado meridional del Sistema Central.



HISTORIA GEOLÓGICA DE LA SIERRA NORTE DE GUADALAJARA

La larga historia geológica de la Sierra Norte de Guadalajara puede explicarse en cinco episodios que reflejan los mayores acontecimientos que han sucedido en esta zona. Son, de más antiguo a más moderno:



Detalle de un gneis.

EPISODIO 1

(hace entre 550-370 Millones de años):

Durante buena parte del Paleozoico, toda esta región estuvo cubierta por un profundo mar en el que se acumularon miles de metros de sedimentos. Su posterior compactación, litificación y metamorfismo (en la siguiente etapa) daría lugar a las pizarras, cuarcitas y esquistos, que son las rocas mayoritarias del Parque Natural. En las fases iniciales de esta etapa (hace 495-480 Ma), tuvo lugar el emplazamiento de rocas volcánicas, cuyo posterior metamorfismo en el siguiente episodio daría lugar a los característicos gneises glandulares que aparecen en la región.



Pizarras

EPISODIO 2

(hace entre 370-265 Millones de años):

Hace alrededor de 370 Ma, en la denominada Orogenia Varisca, el choque de dos grandes continentes (Gondwana y Laurussia) y el cierre del océano que existía entre ellos (Rheico) generó el levantamiento de grandes relieves montañosos. Durante 50 millones de años, el relieve de la zona cambió totalmente y surgió una gran cordillera. Las condiciones de alta presión y temperatura generadas por la orogenia provocarían el metamorfismo en las rocas sedimentadas en la etapa hace 335-320 Ma. Con el tiempo, la cordillera sería casi totalmente arrasada por la erosión, de manera que hoy en día solo vemos los cimientos de aquella cadena montañosa en forma de rocas metamórficas. En una fase final (295-265 Ma), circularían diversos fluidos a favor de fallas propiciando mineralizaciones de plata y plomo.



Pliegues originados durante la orogenia Varisca



Conglomerados y calizas formados en el episodio 3

EPISODIO 3

(hace entre 265-45 Millones de años):

La región quedaría sometida a la erosión y sedimentación continental durante buena parte del Mesozoico, suavizando aún más los relieves, hasta que, hace alrededor de 100 Ma, una progresiva inundación cubriría la región con rocas marinas: calizas, margas y dolomías. El nivel del mar siempre fue poco profundo y alcanzó su máximo ya en el Cretácico, cuando hace alrededor de 80-90 Ma se formaron zonas litorales y amplias plataformas marinas con arrecifes de rudistas. El mar se retiraría bruscamente hace alrededor de 70 Ma y se acumularían enormes espesores de yesos.

EPISODIO 4:

(hace entre 35-3,5 Millones de años):

Una nueva orogenia, denominada Alpina, afectaría a todo el territorio ibérico, plegando y fracturando las rocas. Daría lugar a las actuales cordilleras, entre ellas el Sistema Central, cuya etapa principal de formación se prolongó entre hace 35 y 25 Ma. Tan pronto como los relieves empezaron a formarse, la erosión actuó sobre ellos, transportando grandes cantidades de sedimentos al interior de la cuenca situada al Sur de la cadena montañosa, donde se acumularon miles de metros de sedimentos, como conglomerados, arcillas y yesos. Un nuevo pulso tectónico, más moderado que el anterior y que se inició hace alrededor de 9 Ma, rejuveneció los relieves y volvió a producir una intensa erosión sobre ellos. Así, la cuenca recibió otra vez una gran cantidad de sedimentos, colmatándose hace alrededor de 6 Ma.



Calizas plegadas por el efecto de la orogenia alpina

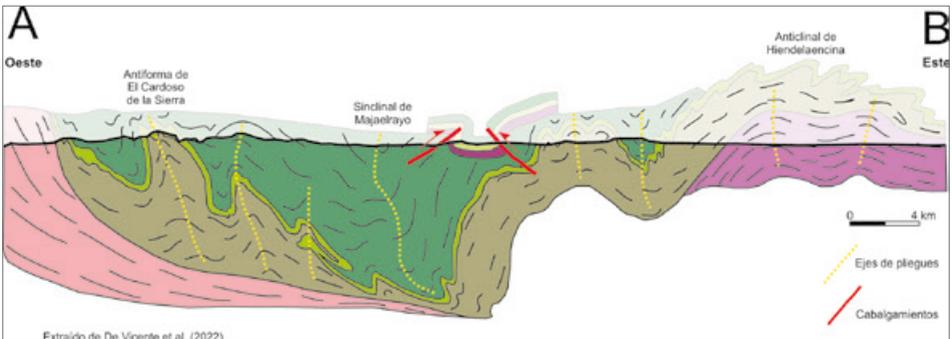
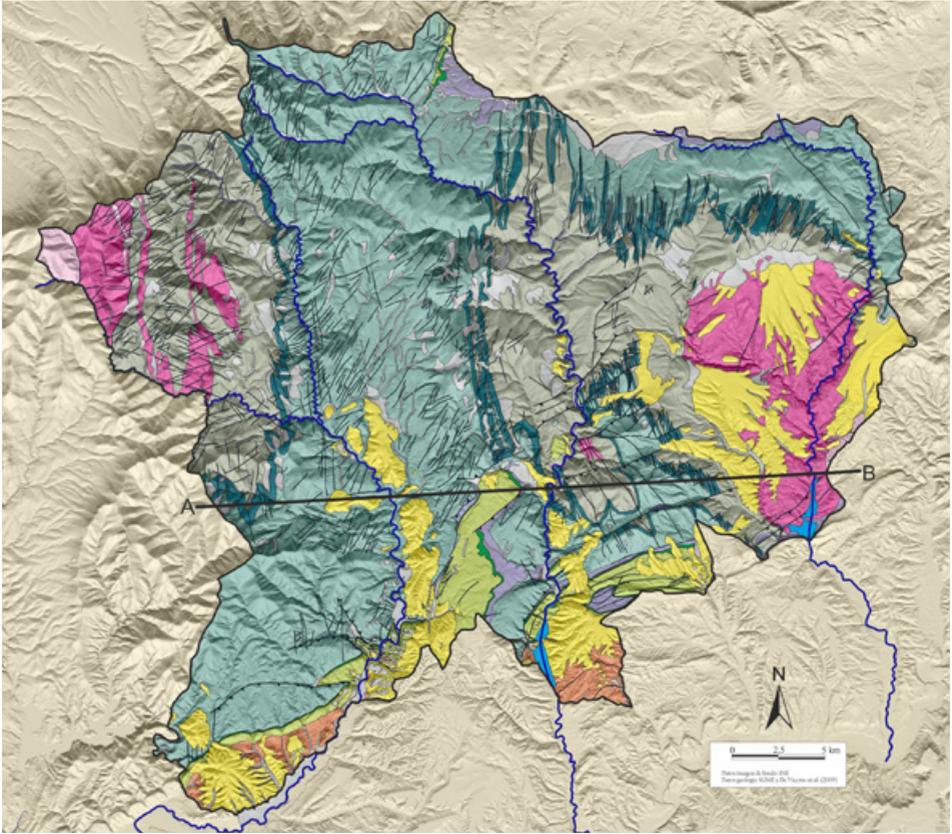


Los procesos generadores del modelado actual se desarrollaron en el episodio 5, como la karstificación (izquierda), cárcavas (centro) y el encajamiento de la red fluvial (derecha)

EPISODIO 5 (3,5 Ma-actualidad):

Desde la colmatación de la cuenca sedimentaria, la red fluvial ha ido desarrollándose y encajándose, desde hace 5 Ma. La cuenca sedimentaria era endorreica, pero hace unos 3,5 Ma se abrió al mar. Se inició así un brutal proceso de erosión y vaciado de la misma por parte del río Tajo y sus tributarios, formando la actual red fluvial. También, en función de factores climáticos, tendrían lugar la karstificación y glaciario. El paisaje que vemos actualmente quedó configurado durante este episodio.

MAPA GEOLÓGICO DEL PARQUE NATURAL SIERRA NORTE DE GUADALAJARA





LEYENDA DEL MAPA GEOLÓGICO

CENOZOICO	CUATERNARIO		Gravas, arenas y arcillas
	NEÓGENO	PLIOCENO	Conglomerados y arenas
		MIOCENO	Arenas y limos
	PALEOGENO	OLIGOCENO	Arenas, conglomerados, limos, margas y yesos
		EOCENO	
		PALEOCENO	
MESOZOICO	CRETÁCICO		Calizas y dolomías
	TRIÁSICO		Arenas caoliníferas. "Arenas de Utrillas"
PALEOZOICO	SILÚRICO		Conglomerados, areniscas, limos, arcillas y yesos
	ORDOVÍCICO	SUPERIOR	
		MEDIO	Pizarras. Alternancia de pizarras y cuarcitas y esquistos
		INFERIOR	Cuarcitas. Cuarcita Armoricana o de Alto Rey
	CÁMBRICO		Pizarras. Alternancia con cuarcitas y esquistos
			Gneises. Gneis Ollo de Sapo
		Gneises	



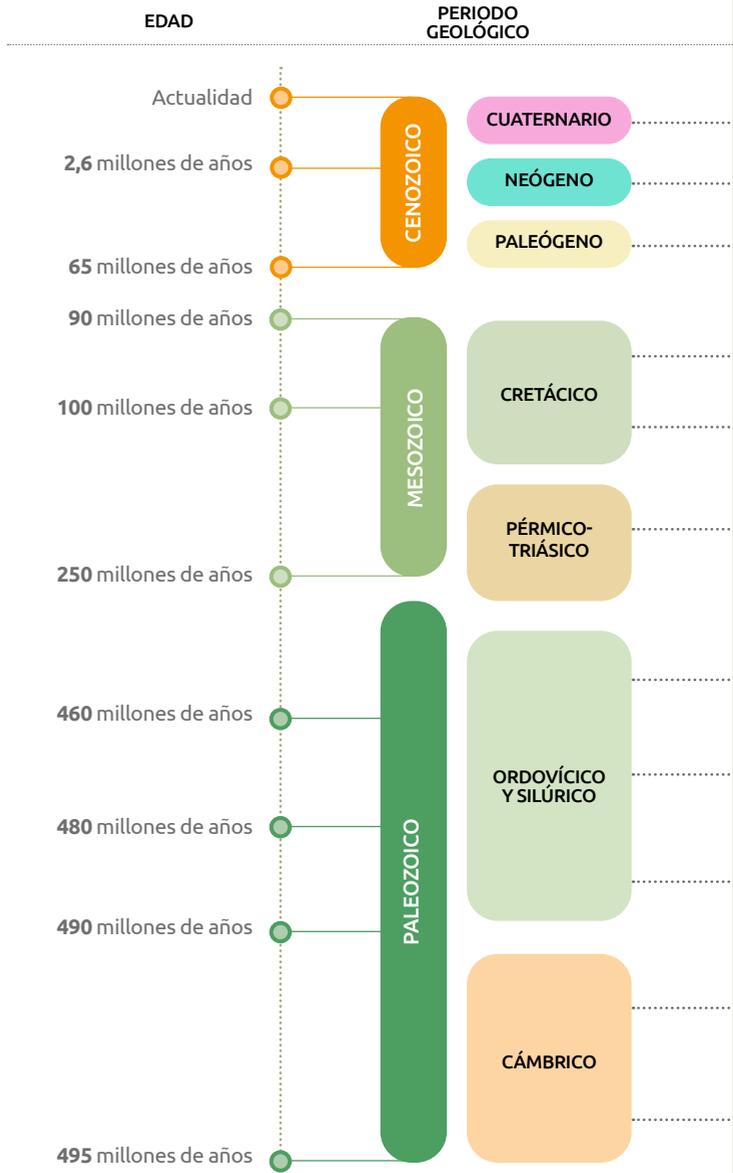
Este mapa representa la edad y los diferentes tipos de rocas del Parque Natural. Su disposición está condicionada por las estructuras tectónicas, que también están representadas en el mapa. Para entender mejor esa configuración tectónica, se incluye también un corte que muestra cómo es

esa estructura en profundidad. En el mapa se aprecia cómo las rocas del Paleozoico son mayoritarias, formando un gran sinclinal en la zona central rodeado de dos anticlinales a cada lado. Las rocas del Mesozoico, representadas en tonos verdosos, se limitan a una banda de

anchura variable en la zona Sur (y un pequeño afloramiento en la zona Norte). Por último, las rocas del Cenozoico, representadas en color amarillo, naranja y gris, aparecen en la zona meridional y oriental, por donde se extienden amplia y mayoritariamente ya fuera del Parque Natural.

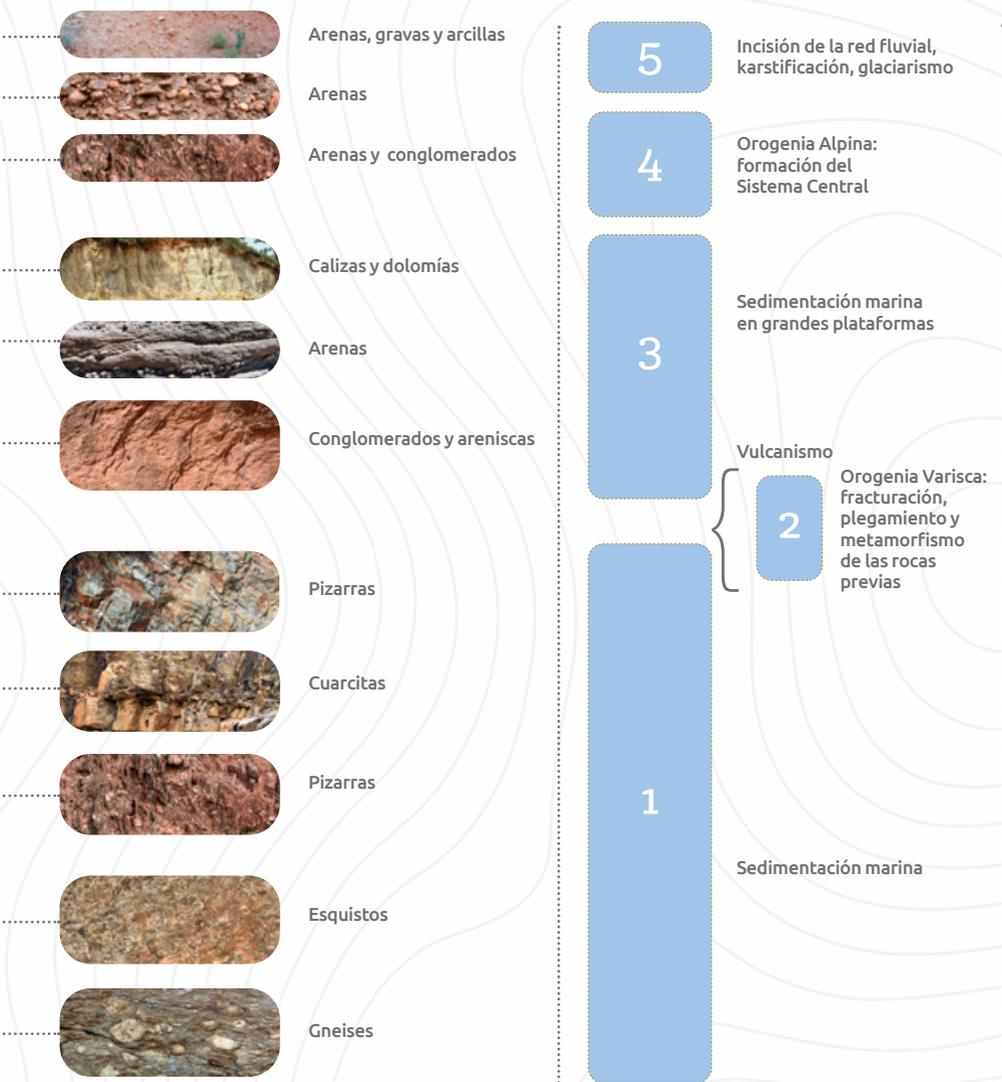
COLUMNA GEOLÓGICA DEL PARQUE NA

Esta columna sintetiza de manera esquemática la sucesión ideal de las rocas que encontramos en la Sierra Norte de Guadalajara, desde las más antiguas (situadas en la parte inferior de la columna) a las más modernas. En la columna se han representado los tipos de rocas más comunes de las distintas unidades geológicas que se pueden identificar. El espesor no está a escala y, por tanto, tampoco lo está la duración de los episodios: es una guía visual que ayuda a entender las rocas que aparecen en el Parque Natural y su edad aproximada. Diferentes factores como los movimientos tectónicos, cambios en la génesis de las rocas o la erosión, hacen que a veces esta sucesión esté incompleta o sea algo diferente.



TURAL SIERRA NORTE DE GUADALAJARA

EPISODIOS



6 POR EL VALLE MEDIO DEL JARAMA, ENTRE HOCES Y CÁRCAVAS

Pontón de la Oliva-Puebla de Beleña-Retiendas

● **Punto de inicio:** Aparcamiento del Pontón de la Oliva

■ **Punto final:** Hoz de Retiendas.

□ **Resumen de la geo-ruta:** El itinerario recorre el extremo suroccidental del Parque Natural y visita enclaves singulares como espectaculares cárcavas, lagunas temporales y cañones fluviales sobre rocas cuarcíticas y calcáreas. Además, se visita uno de los más importantes cabalgamientos del lado meridional del Sistema Central.

La geo-ruta incluye cuatro recorridos a pie:

- **Parada 2:** desde el Pontón de la Oliva hasta las cárcavas de Mingo Negro: 1,5-2h (i+v)
- **Parada 4:** visita a las lagunas de Puebla de Beleña: 1h (i+v)
- **Parada 6:** desde Valdesotos hasta El Chorro: 1h (i+v)
- **Parada 7:** desde Retiendas por la Hoz del Jarama: 2h (i+v)

● INICIO Y PARADA 1-A : Presa del Pontón de la Oliva



Cómo llegar: El aparcamiento del Pontón de la Oliva se sitúa justo al pie de la presa del mismo nombre. Para llegar a ella es necesario seguir la carretera M-102, que une Patones de Abajo y El Atazar. A unos 500 m pasado el desvío a la GU-123 en dirección Valdepeñas de la Sierra, en el lado derecho de la carretera, justo antes de una marcada curva, está indicado el desvío al Pontón de la Oliva. El aparcamiento tiene capacidad para una docena de vehículos. Existe otro aparcamiento más espacioso, pero ya situado en Madrid, a 300 m de este, indicado también en los carteles. Ambos tienen alta afluencia los fines de semana.



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89, 40°52'57,4"N, 3°26'28,4"W";

UTM: 462824, 4525821.

Aparece en Google Maps con la etiqueta:

"Aparcamiento Pontón de la Oliva"

○ El punto de inicio de esta geo-ruta se sitúa justo en el límite entre las provincias de Madrid y Guadalajara. El río Jarama marca el límite entre Madrid y Castilla-La Mancha, de manera que cada margen del río y sus correspondientes escarpes están en una comunidad autónoma diferente (Fig.1-1). Dos carteles informativos del Parque Natural marcan el lu-



Figura 1-1 Presa del Pontón de la Oliva. Los escarpes visibles en la imagen se sitúan en la provincia de Madrid, la foto está tomada desde el margen de Guadalajara.



Mapa del recorrido y ubicación de las paradas de la Geo-ruta 6. En línea discontinua, los recorridos a pie.



Figura 1-2 Esquema de acceso a la parada 1.

gar de inicio (Fig.1-2). La presa fue construida a mediados del siglo XIX y fue inaugurada en 1858. En su construcción

trabajaron 1.500 presos de las guerras carlistas y cerca de 200 obreros. Con 27 metros de altura y 72 de anchu-

ra, cierra artificialmente el cañón que el río Lozoya excava en el Pontón de la Oliva, dejando a ambos lados ➤

► escarpes calcáreos, muy apreciados por los escaladores. Esta presa se sitúa a poca distancia aguas arriba de la confluencia entre el Lozoya y el Jarama. Se construyó para represar agua y abastecer a la ciudad de Madrid mediante el primer sistema de conducción de aguas del Canal de Isabel II, si bien nunca llegó a cumplir adecuadamente este propósito, porque ya durante su construcción se detectaron filtraciones debidas a las características geológicas del emplazamiento. El lugar elegido para instalar la presa está formado por una sucesión de rocas del Cretácico superior de composición principalmente cal-

cárea, entre las que destacan dolomías intensamente karsificadas, es decir, que han sufrido procesos de disolución que han generado conductos subterráneos por donde se filtra el agua. De hecho, muy cerca (en la Comunidad de Madrid), se sitúa la Cueva del Reguerillo que, con casi nueve kilómetros de conductos subterráneos, es la de más desarrollo de la zona centro peninsular (ver Fig.2-7). El resultado fue que, aunque la presa retuviera agua, esta se infiltraba por las rocas del fondo y los laterales, haciéndola ineficaz. Durante los siguientes años se construyeron obras accesorias para reducir las pérdidas de

agua, pero no fue suficiente y en 1904 se decidió abandonar su uso hidráulico. La falta de estudios geológicos previos provocó la elección de tan mal emplazamiento. En cualquier caso, desde el punto de vista de su construcción, constituye una importante obra de ingeniería del siglo XIX. Actualmente es propiedad del Canal de Isabel II y está prohibido acceder al interior de sus instalaciones. En el entorno podremos ver otras infraestructuras hidráulicas como las grandes conducciones de los canales de La Parra, Jarama y El Atazar, todas ellas empleadas para abastecer de agua potable a Madrid. ■

• PARADA 1-B: FÓSILES DE RUDISTAS Y PLIEGUES



Cómo llegar: *Unas decenas de metros más adelante del aparcamiento, siguiendo la pista asfaltada cuesta arriba, cruzaremos un puente sobre un canal del aliviadero de la presa. Seguiremos unos pocos metros más y veremos a la izquierda una pista que sube. La seguiremos hacia un pequeño escarpe donde destacan unas rocas de color ocre (Fig. 1-3). Debemos tener especial precaución los días de lluvia porque las planchas de roca sobre las que hay que caminar pueden estar muy resbaladizas.*

○ En este escarpe veremos cómo las calizas están afectadas por un llamativo pliegue (Fig. 1-4). Pero si miramos con algo más de perspectiva veremos que, en realidad, es un conjunto de pliegues y fallas más complejo. Además, si miramos con atención las planchas de roca que hay al lado y al pie de los pliegues, veremos



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89, 40°53'00"N 3°26'27.2"W;

UTM: 462846, 4525895;

Google Maps:

40.883364, -3.440877.



Figura 1-3 Vista del afloramiento de la parada 1-B según se sube hacia él.

que tienen unas curiosas marcas de forma circular y de varios centímetros de diámetro, incluso a veces más de diez. Se trata de fósiles de rudistas (ver fig.1-5), unos bivalvos hoy en día extintos, que habitaron en los mares tropicales de finales del Jurásico y durante el Cretácico.

Al ser bivalvos, estaban formados por dos conchas o valvas: la inferior tenía forma de cucurucho para adaptarse al sustrato y la superior, circular y mucho más



Figura 1-4 Pliegues y fallas en el Pontón de la Oliva. Es interesante observar que hay estructuras a varias escalas.



Figura 1-5 Planchas con fósiles de rudistas, identificables por ser circulares. Como formaban colonias arrecifales, es lógico entender que haya tantos ejemplares, a veces de color oscuro y otras de color claro.



Figura 1-6 Fotografía de un fósil de rudista. Su concha inferior es cónica y su parte superior más pequeña y plana.

pequeña, hacía “de tapa”. En estos estratos podemos observar la abertura circular de la valva inferior (el círculo del cucurucho), enterrada en los sedimentos carbonáticos.

Los rudistas formaban arrecifes en los mares tropicales como lo hacen en

la actualidad los corales. Necesitaban aguas turbias y bien oxigenadas, con menos de 5 metros de profundidad. Tendían a agruparse para formar la colonia y entre los individuos se acumulaban sedimentos que reforzaban el arrecife, por eso es lógico encontrar

tantos ejemplares.

Estos fósiles nos confirman que durante el Cretácico superior, hace alrededor de 80 millones de años, se formaron arrecifes justo en el momento en que el mar alcanzó mayor desarrollo en esta zona (ver episodio 3, pág.7) ■



Figura 2-1 Esquema de la ruta de acceso a los miradores de la parada 2.

• PARADA 2: CÁRCAVAS DE MINGO NEGRO



Cómo llegar: Volvemos a la carretera que pasa al pie de la presa y seguimos las marcas del sendero de gran recorrido GR 10 (líneas blancas y rojas) que discurren por la pista asfaltada que, de manera ascendente, se dirige hacia el Este (Fig.2-1). Se pasa por una cancela que prohíbe el paso de vehículos y, 250 metros más adelante, justo donde la pista traza una marcada curva a la izquierda, seguiremos una senda que sale a la derecha, siguiendo el GR 10. Unos cien metros más adelante sale, de nuevo, una senda a la derecha por la que bajaremos al fondo de un barranco. Desde allí, diversas sendas que se separan y juntan suben por una acusada pendiente hacia lo alto de la colina donde, en unos 40 minutos de paseo desde la parada anterior, encontraremos dos miradores que nos permitirán contemplar las cárcavas.

En Google Maps está indicado con la etiqueta "Las cárcavas", pero no se recomienda ir a esa ubicación ya que no dirige al mirador, sino al interior de la zona abarrancada, que es peligroso y no permite tener una vista panorámica de las cárcavas. Es peligroso acercarse al borde de las cárcavas por el riesgo de caída y de que se desprenda la parte alta de la cornisa. Es preciso mantener en todo momento una distancia de, al menos, tres metros al borde.



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89, 40°53'16.5"N, 3°25'24.5"W

UTM: 464325, 45265402

Google Maps

40.887925, -3.423465.

ATENCIÓN: Es peligroso acercarse al borde de las cárcavas y también adentrarse en ellas, porque el terreno es muy inestable y puede derrumbarse. Por ello, se recomienda precaución a la hora de acercarse a las cárcavas incluso desde los miradores, y nunca hacerlo desde el cauce del arroyo.



Figura 2-2 Vista general de las cárcavas de Mingo Negro.



Figura 2-3 Vista aérea de las cárcavas de Mingo Negro. Los puntos rojos señalan la ubicación de los miradores. Fotografía: Juanjo Bolaños.

Las cárcavas se forman sobre sedimentos detríticos poco consolidados en laderas con fuerte pendiente y desprovistas de vegetación, donde se encaja la red fluvial en numerosos cauces que se van dividiendo y por donde discurre el agua de manera esporádica. El resultado es una alta densidad de regueros que aumentan hacia la parte superior de la colina y que están separados por crestas afiladas (Figs. 2-2 y 2-3). Se forman por la acción combinada de dos procesos: la erosión provocada por la escorrentía superficial (durante las lluvias y tormentas), que se encaja linealmente formando los regueros; y por los deslizamientos superficiales, al tratarse de sedimentos poco consolidados que se “desmoronan” al desestabilizarse por efecto de la erosión. Durante los episodios torrenciales, la cantidad ➤

Estas cárcavas son uno de los paisajes más conocidos de la zona y reciben numerosas visitas debido a la espectacularidad de su relieve y a su llamativo color rojizo. Aunque en algunos lugares figuran como “cárcavas de Patones” o “cárcavas de Madrid”, en realidad pertenecen al municipio de Valdepeñas de la Sierra (Guadalajara) y son las cárcavas de Mingo Negro.

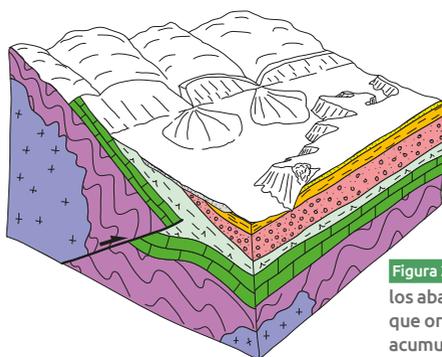


Figura 2-4 Esquema de los abanicos aluviales que originarían la acumulación de conglomerados sobre los que se formarían las cárcavas.

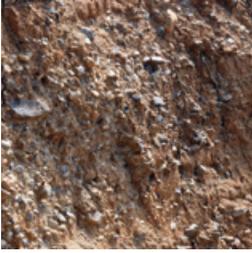
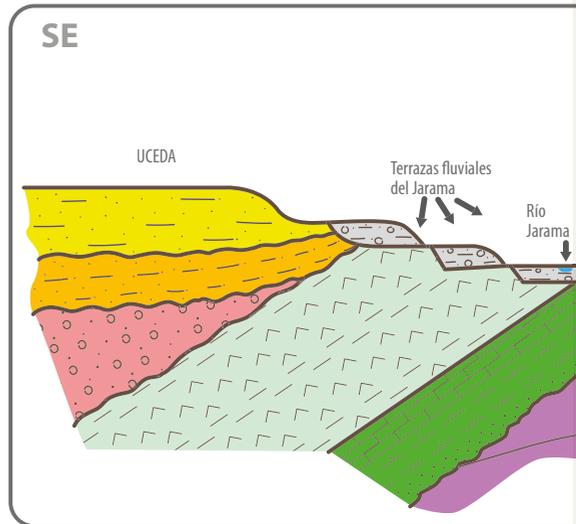


Figura 2-5 Detalle de los conglomerados, con cantos de cuarzita en la matriz arenosa.



de agua y de sedimentos va aumentando hacia la parte inferior al irse juntando los diferentes cauces, sedimentándose la carga donde disminuye la pendiente. Las cárcavas necesitan de un substrato geológico específico y se suelen desarrollar con más eficacia en zonas con clima árido o semi-árido, como es el caso, en los que la lluvia se concentra en pocos episodios torrenciales y la vegetación no está muy desarrollada. Desde el mirador 2, y debido a su posición elevada sobre el paisaje circundante, pueden realizarse otras interesantes observaciones geológicas que ayudan a entender mejor el relieve. En un día claro, al fondo se divisan las cumbres del Cerro de San Pedro y de la Sierra de Guadarrama, en la provincia de Madrid. Más



LEYENDA	CUATERNARIO	Gravas, arenas y arcillas
	NEÓGENO	Arenas Arenas y cantos
	PALEÓGENO	Conglomerados y arenas Yesos y arcillas
	CRETÁCICO	Arenas, margas, calizas y dolomías
	PALEOZOICO	Pizarras
		Rocas graníticas

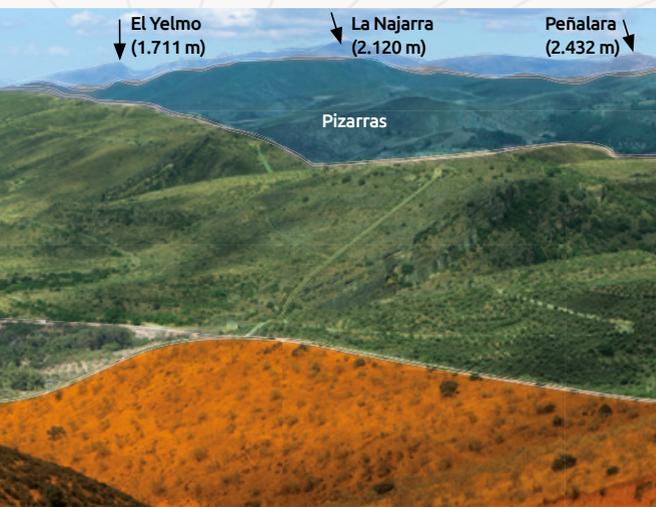


Figura 2-6 Detalle de las cuestas calcáreas del entorno del Pontón de la Oliva. Las unidades son las mismas que las señaladas en la Fig.2-7.

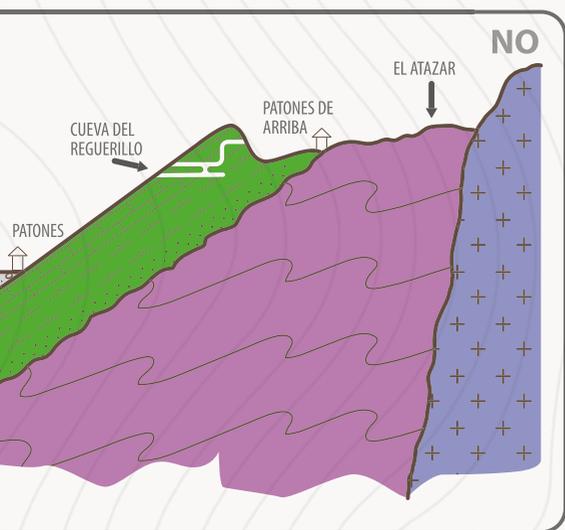


Figura 2-7 Esquema de la estructura geológica del valle del Jarama cerca de su confluencia con el río Lozoya. Las "cuestas", el rasgo más característico del relieve, están formadas por rocas resistentes del Cretácico superior, en su mayoría calcáreas. Basado en Pérez-González y Portero (1991).

cerca, se sitúa el valle del Jarama, con dos márgenes muy contrastadas (Fig.2-7). En la margen izquierda se aprecian los niveles aplanados y escalonados que corresponden con las terrazas fluviales del Jarama y la meseta sobre la que se ubica la población de Uceda. En cambio, a la derecha, el relieve se caracteriza por unas "cuestas" que desde el Pontón de la Oliva se suceden hasta llegar a Torrelaguna, formadas sobre capas resistentes de calizas y dolomías. Estas son las que forman los escarpes del cañón del Lozoya donde se ubica la presa del Pontón de la Oliva (descritas en la parada 1). Al Oeste de ellas (derecha en la imagen y paisaje) se sitúan las pizarras que dan lugar a relieves alomados irregulares. ■



Figura 3-1 Paisaje característico en yesos visto desde el apartadero de la parada 3.

• PARADA 3: YESOS DE PEÑAS BLANCAS



Cómo llegar: Desde las cárcavas volvemos andando hasta el aparcamiento del Pontón de la Oliva. Desde allí, ya en vehículo, retrocederemos 1 km en dirección a Patones de Abajo para desviarnos hacia la carretera CM-1052 en dirección a Valdepeñas de la Sierra, cruzando el río Lozoya por un estrecho puente. A unos dos kilómetros tras cruzar el río, entre los pk. 14 y 13 se sitúan a la derecha varios pequeños apartaderos con capacidad para un par de coches cada uno.



El paisaje ha cambiado desde que cruzamos el río, debido a que afloran rocas muy distintas a las que se habían visto en las paradas anteriores. En realidad, ni siquiera hace falta pararse en este apar-

tadero para darse cuenta, ya que el color, el relieve y la topografía son muy diferentes. A la izquierda de la carretera afloran yesos y arcillas que la erosión ha dejado al descubierto, mientras que a la derecha de la



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89, 40°51'50.2"N, 3°25'55.6»W

UTM: 463583, 4523744

Google Maps

0.863956, -3.432123

carretera aparecen casi siempre erosionados y cubiertos por otros materiales más modernos relacionados con la actividad del río Jarama (Fig.2-7). El topónimo del lugar hace referencia a los yesos que afloran



Figura 3-2 Vista de los niveles de yesos en las arcillas (arriba) y detalle de los mismos (abajo).

en esta zona ya que, por una parte, la mayor dureza de los yesos ha generado un escarpe pronunciado con pequeñas peñas que se diferencian del entorno, donde predominan los paisajes alomados y suaves y, por otra, la presencia de este mineral da un color singular blanquecino. Los afloramientos de yesos son esca-

sos en el Parque Natural, estando situados únicamente en esta zona y en los alrededores de Cogolludo y Aleas. Las arcillas son predominantemente de color pardo y rojizo, mientras que los yesos destacan por su llamativo color blanco (Fig. 3-2). La erosión de estos materiales da lugar a relieves ondulados de característico

color blanco, solo aptos para el cultivo de olivos. La escorrentía suele formar numerosos barrancos que aíslan las diferentes peñas. Por encima de esta unidad de yesos se encuentra la misma que vimos en la anterior parada donde se formaron las cárcavas de Mingo Negro. Aquí, aunque de menor tamaño y peor acceso, también aparecen unas muy espectaculares.

Esta unidad de yesos y arcillas es muy frecuente en toda la cuenca del Tajo y en algunos lugares tiene más de mil metros de espesor, de manera que debió formarse en un ambiente sedimentario activo durante mucho tiempo. En otros afloramientos equivalentes a estos se han conservado fósiles de plantas y gasterópodos. Gracias a ese contenido paleontológico sabemos que el conjunto de la unidad se formó durante un largo periodo de tiempo comprendido hace entre 40 y 35 millones de años, en amplias llanuras de inundación con formación de lagos esporádicos bajo un clima muy árido.

Las plantas que aquí habitan están adaptadas a vivir en unas condiciones especiales de gran aridez y sustratos cargados en sales. Muchas de ellas son endemismos y especies protegidas y se denominan plantas gipsícolas: del griego *gypsum* (yeso) y del latín *incola* (habitante). ■



Figura 4-1 Laguna Grande en otoño, tras lluvias intensas.

• PARADA 4: LAGUNAS DE PUEBLA DE BELEÑA



Cómo llegar: Se retoma la marcha en vehículo por la CM-1052 con dirección a Casa de Uceda y, en la intersección con la CM-1001, se toma esta carretera con dirección a Puebla de Beleña. Antes de llegar, en el pk 15,200 sale un desvío a mano derecha (Norte) indicado por un cartel que señala el acceso a las Lagunas. A 150 m se sitúa un aparcamiento donde se debe estacionar el vehículo. A partir de ahí, se sigue la pista ya a pie. El paseo completo lleva 1 h.

La Reserva Natural de las Lagunas de Puebla de Beleña incluye dos lagunas (Grande y Chica) y varias charcas más situadas en la Campiña Alta de Guadalajara. Estos humedales estacionales son parada anual tradicional para cientos de grullas. Por eso se recomienda la visita

especialmente desde mediados de febrero a mediados de marzo, que es el periodo de concentración migratoria de estas aves. En verano y en las épocas prolongadas sin lluvias están totalmente secas y la visita puede ser un poco decepcionante. También recalcan en la laguna en sus periodos



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89; 40°52'58,6"N;
3°14'50,3"W
40.882944, -3.247306

UTM: 479164, 4525793

Google Maps

Aparece con la etiqueta:
"Parking Parque Lagunas
de Puebla de Beleña"

migratorios la garza imperial, cigüeña blanca, cigüeña negra, espátula, cerceta carretona, pato colorado, chorlito chico, zarapito trinador, zarapito real y



Figura 4-2 Refugio observatorio de aves en la Laguna Grande.

otras especies de aves acuáticas.

Para visitar las lagunas lo mejor es seguir dos sencillos senderos que, en conjunto, tienen una longitud de 3,5 km, con dos observatorios de aves. Desde el aparcamiento se continúa a pie por la pista 500 m hasta llegar a un cruce de caminos. Se toma el de la izquierda y 400 m más adelante se llega al observatorio de aves de la

Laguna Grande, equipado con paneles. Posteriormente, se regresa al cruce anterior y se continúa por el camino que seguíamos, para llegar 900 m más adelante al observatorio de la Laguna Chica. Es importante evitar acercarse a la orilla para no molestar a las aves, especialmente durante el período de nidificación.

La cubeta donde se acumula el agua y originan las lagu-

nas se formó por la disolución de los niveles de yesos infrayacentes, generando pequeños sinclinales en la formación superior. Al margen de su interés botánico y faunístico, desde el punto de vista geológico hay dos aspectos interesantes de estas lagunas. Por un lado, el origen de la llanura sobre la que se ubica, y por otro el propio proceso de encharcamiento que las origina.

Sobre el primer tema, las lagunas se sitúan sobre la más alta y, por tanto, más antigua, de las terrazas del río Jarama. A priori, esto podría sorprender, porque están ubicadas a 190 m por encima del actual curso del río, pero la formación de terrazas y el encajamiento es un proceso habitual en la evolución de los ríos. La historia de encajamiento y formación de terrazas del Jarama se inicia hace alrededor de 2,3 millones de años, cuando el río se empezó a encajar sobre la super- ➤

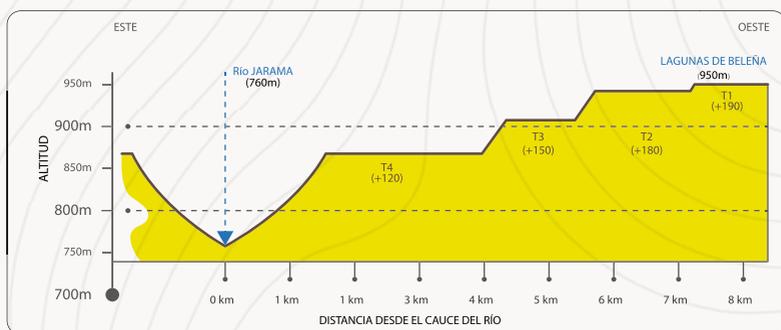


Figura 4-3 Corte topográfico ideal desde las lagunas de Puebla de Beleña (parada 4) hasta el cauce del río Jarama, indicando los niveles de terrazas fluviales y su altitud sobre el curso actual. El río llega a generar 20 niveles de terrazas.

► ficie de la raña. Desde entonces, y hasta la actualidad, ha dejado 20 niveles de terrazas a lo largo de sus 155 km. Con una dirección predominante N-S, cruza toda la comunidad de Madrid para desembocar en el Tajo cerca de Aranjuez, a una cota de 550 m.

Las terrazas fluviales son antiguas llanuras de inundación del río que han quedado abandonadas durante el encajamiento del río, y que forman depósitos sedimentarios con una superficie plana. En su evolución, el río puede ganar capacidad erosiva y encajarse en su propia llanura aluvial como consecuencia de variaciones en el nivel de base o en el clima, dejando “colgados” los antiguos niveles de la llanura fluvial, es decir, las terrazas, que quedan escalonadas unas con respecto a otras. Así que cada nivel de terraza nos indica un estadio en la evolución del río, de manera que las terrazas más altas son las más antiguas. El río Jarama presenta aún un perfil fluvial juvenil, muy lejos de su madurez. Así que, a pesar de sus 20 niveles de terrazas, aún le falta mucho para llegar a su equilibrio.

El agua que inunda las lagunas procede de la escorrentía superficial, siendo la precipitación media anual de 650 mm. Al situarse sobre ese nivel de terraza fluvial, el sustrato sobre el que se



Figura 4-3 En verano, las lagunas suelen estar secas y se presentan como suaves depresiones cubiertas de carrizo

apoyan las lagunas está formado por arenas, conglomerados y arcillas. Precisamente la zona se encharca al quedar retenida el agua por un nivel arcilloso de baja permeabilidad situado en el subsuelo, a poca profundidad. Las arcillas están formadas por partículas microscópicas de minerales con forma laminar. Ese nivel arcilloso casi impermeable se forma porque el agua de lluvia, al infiltrarse, moviliza la arcilla de los niveles superiores del suelo a otros más profundos. Al alcanzar un nivel del suelo más profundo y seco, el agua contenida en las arcillas es succionada por capilaridad por los microporos, creando finas películas de arcilla que revisten los granos minerales y las paredes de los poros, rellenando los huecos. Dicho de otro modo, al migrar hacia el subsuelo, las arcillas revisten los huecos macro y

microscópicos contenidos en el sedimento y los obstruyen, formando una película impermeable que impide que se infiltre el agua, generando los encharcamientos estacionales.

Actualmente la profundidad de las lagunas, cuando están a su máximo nivel, no supera los 80 cm, pero hace décadas era mayor. Incluso existió un embarcadero en la laguna Grande y una casetta donde se otorgaban licencias para pescar carpas. Sin embargo, el laboreo de las tierras circundantes, dedicadas al cultivo de cereal y al pastoreo, ha ido produciendo un paulatino relleno de las cubetas de las lagunas, por el arrastre de material desde las orillas. Por todos estos motivos, este lugar está incluido en el Inventario Nacional de Lugares de Interés geológico (IELIG, <http://info.igme.es/ielig/>). ■

• PARADA 5: CÁRCAVAS DE PUEBLA DE VALLES



Cómo llegar: Desde la parada anterior deberemos seguir conduciendo hasta enlazar con la carretera GU-1065 y llegar a Puebla de Valles. Nada más llegar al pueblo, debemos tomar un desvío a la derecha en dirección a Valdesotos. La carretera remonta unas cuestas mediante varias curvas y justo a la altura del pk1, junto a una torreta de electricidad, se sitúa un apartadero en el lado izquierdo. Debemos tener cuidado al cruzar la carretera para entrar en el aparcamiento dado que la visibilidad es reducida.



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89, 40°55'53.2"N,
3°18'05.7"W;

UTM: 474610, 4531189;

Google Maps

40.931434, -3.301584.

Desde el desvío hacia Puebla de Valles comienzan a aparecer en los taludes de la carretera los materiales rojizos donde se forman las cárcavas. Están compuestos por materiales detríticos finos (arenas y limos arcillosos) con numerosos niveles intercalados de conglomerados con cantos incluidos en esta misma matriz más fina (Fig.5-1). Al estar este pueblo rodeado por este tipo de materiales, las cárcavas prácticamente rodean la localidad en todas las direcciones y, aunque las primeras que se observan al acercarnos al pueblo son las que se encuen- ➤



Figura 5-1 Detalle de los materiales sobre los que se desarrollan las cárcavas. Arriba: vista del talud de la carretera que lleva a Puebla de Valles; izquierda: detalle en las propias cárcavas



Figura 5-2 La población de Puebla de Valles y las cárcavas situadas al Norte de la localidad. Al Sur, desde donde está tomada esta fotografía, se sitúan las de la fig. 5-3.



Figura 5-3 Detalle de las cárcavas situadas al sur de Puebla de Valles. Los niveles más claros dibujan un suave pliegue sinclinal.

▶ tran al norte (Fig.5-2), las más espectaculares son las que se encuentran al sur (Fig.5-3). Estos materiales arenoso-arcillosos con gran cantidad de cantos y gravas intercaladas son equivalentes a los descritos en las

cárcavas de Mingo Negro (parada 2), aunque algo más recientes. Se formaron en procesos análogos, es decir, también en abanicos aluviales de gran extensión que se formaban al pie de los relieves recién generados por la

actividad tectónica. De esta manera, corrientes de gran energía, denominados flujos de lodo, arrastrarían una mezcla de arcillas, arenas, cantos y agua a zonas de menor altitud. Si nos acercamos a verlos de cerca, observaremos que, frente a los de la parada 2, estos muestran mayor presencia de cantos y gravas gruesas de cuarcitas y pizarras, que se disponen apiladas unas sobre las otras generalmente orientadas en la dirección de la corriente que lo arrastró, lo que indica una gran energía del caudal (Fig.5-3). Los niveles de cantos alternan con otros donde predominan las arenas o incluso lutitas (arcillas y limos), que representan momentos de menor energía.

Estos depósitos se conocen como piedemonte de Somosierra ya que se corresponden con los últimos (y por tanto más jóvenes) episodios de sedimentación y relleno final de la Cuenca del Tajo (episodio 5 de la pág.7). Además, desde este mirador es posible observar que las capas que forman la estructura interna del depósito están ligeramente plegadas, en forma de un sinclinal muy tendido (ver Fig. 5-3). Esta geometría es la consecuencia de que en tiempos recientes la tectónica ha permanecido activa, aunque solo con capacidad de plegar ligeramente la geometría de las capas. ■

• PARADA 6: CABALGAMIENTO DE VALDESOTOS Y EL CHORRO



Cómo llegar: Desde la parada anterior se sigue la carretera GU-195 que lleva hasta la población de Valdesotos en unos diez minutos. Justo a la entrada del pueblo hay un aparcamiento a la derecha donde se debe dejar el vehículo. De hecho, una barrera impide el paso motorizado a los no residentes. Para ir a El Chorro se debe atravesar el pueblo y seguir la pista junto al río, siguiendo las señales, para tomar una senda que en 30 minutos lleva hasta la cascada.



Figura 6-1 Las calizas presentan gran cantidad de oquedades, abrigos e incluso cuevas que en ocasiones albergan yacimientos arqueológicos y paleontológicos.

• PARADA 6-A: CABALGAMIENTO DE VALDESOTOS

Valdesotos es un pequeño y bonito pueblo situado en un lugar muy interesante geológicamente por varios motivos. Por un lado, ya antes de llegar al pueblo, habremos apreciado que la carretera baja trazando varias curvas pronunciadas y atraviesa un tramo del cañón del Jarama con escarpes calcáreos que forman la Hoz de Retiendas (ver parada siguiente). En ellos hay numerosas cuevas

y abrigos rocosos de pequeño tamaño (Fig.6-1). En uno de ellos, llamado Valdesotos VI, se sitúa un importante yacimiento arqueológico y paleontológico, con varios miles de restos líticos de una de las últimas poblaciones de neandertales del centro peninsular hace 50.000 años. Además, también han aparecido restos fósiles de macro y micro mamíferos, aves, reptiles, anfibios y peces. La cueva



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89, 40°57'24.2"N,
3°19'37.7"W

UTM: 472467, 4533994

Google Maps

40.95673, -3.32713

no es visitable y no es la única con restos, ya que son frecuentes en todo el curso alto del Jarama este tipo de yacimientos que en algunos casos incluyen también arte rupestre. Por todo ello, este yacimiento es de relevancia internacional.

Por otro lado, más cerca del pueblo, justo al lado del casco urbano, se encuentra un rasgo geológico de gran importancia, pero de difícil observación directa en el terreno. Se trata del cabalgamiento de Valdesotos, que pone las pizarras (más antiguas, del Ordovícico, ver columna estratigráfica pág.11) directamente sobre las arenas del Cretácico. Lo normal es que una serie geológica tenga más abajo las rocas antiguas, sobre las que se superponen otras más modernas. Pero en este caso, es al revés. Estos cabalgamientos, que tienen relación con la formación y levantamiento del Sistema Central, se pueden observar en varios lugares del Parque Natural, aunque suele hacer falta cierta ➤



Figura 6-2 Disposición del cabalgamiento visto desde el puente.

► “intuición geológica” para descubrirlos en el paisaje.

Para ello atravesaremos el pueblo, pasando junto a la fuente, para ir hacia el Chorro de Valdesotos, una famosa cascada que es el destino final de esta parada. A los cinco minutos de salir del pueblo, cruzaremos un puente metálico. Desde ahí, si miramos a nuestra izquierda y hacia atrás, en la ladera de en-

frente podremos deducir el cabalgamiento (Fig.6-2). A lo lejos veremos que en la parte alta de la ladera aparecen unas manchas blancas de arenas acarreadas, que también se ven al pie de la ladera, cerca del río. Por encima de ellas, aunque casi tapadas por la vegetación, se sitúan las pizarras, delatadas por sus colores grises verdosos, en orden invertido de lo que debería ser la disposición

normal. Las pizarras son del Ordovícico medio, es decir, tienen una edad de aproximadamente 450 millones de años, y reposan sobre areniscas del Triásico (aproximadamente 250 millones de años) y arenas del Cretácico (alrededor de 110 millones de años). Una disposición así de las unidades geológicas solo se explica mediante la presencia de un cabalgamiento. Para entender



Figura 6-3 Detalle del cabalgamiento de Valdesotos.

el significado de este cabalgamiento es necesario ampliar el punto de mira y en el contexto del Sistema Central como conjunto. Esta cadena montañosa, que atraviesa el centro peninsular desde Guadalajara hasta Portugal, se elevó durante el Cenozoico, en la orogenia Alpina, fundamentalmente en dos pulsos diferentes (ver historia geológica: episodio 4, página 7). El empuje de la placa tectónica africana hacia el Norte provocó que la placa Ibérica, situada entre esta y la Europea, fuera aprisionada entre ambas. La acumulación de los esfuerzos compresivos dió como re-

sultado en la zona centro de la placa una elevación del sustrato de casi 5 km, formando el actual Sistema Central y generando en sus bordes las cuencas sedimentarias del Duero y del Tajo (Fig.6-4). Esta elevación se produjo hace entre 35 y 25 millones de años por medio de una serie de fallas inversas de gran entidad que se denominan cabalgamientos. En el borde sur del Sistema Central, dentro del Parque Natural, podemos encontrar varios de estos cabalgamientos, como los de Almiruete, Tamajón, Tortuero o Valdesotos. Se estima que el acortamiento de la corteza

que asumieron estos cabalgamientos es de 8 kilómetros (Fig.6-4). Aunque estas fallas permanecieron activas durante millones de años, hay que entender que no produjeron la elevación de manera continua y progresiva, sino mediante episodios bruscos, es decir, terremotos. Así que la elevación del Sistema Central se produjo por la acumulación de esfuerzos compresivos que generaron cabalgamientos donde se liberó la energía mediante terremotos que levantaron el terreno. A día de hoy, los cabalgamientos del Sistema Central están inactivos, excepto los del extremo occidental de Portugal. ■

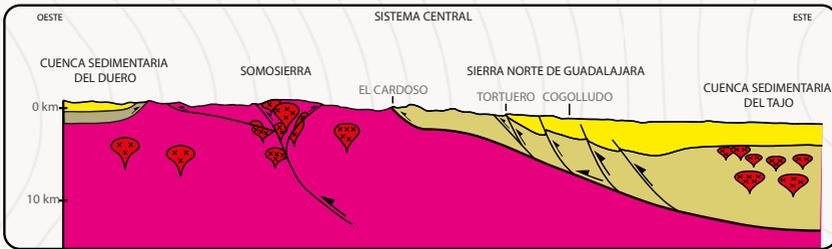


Figura 6-4 Esquema del Sistema Central y significado de los cabalgamientos desarrollados durante la Orogenia Alpina en el borde sur, muchos de ellos situados en el Parque Natural de la Sierra Norte de Guadalajara. Basado en De Vicente et al. (2022)

• **PARADA 6-B: El Chorro de Valdesotos**



Cómo llegar: Si seguimos caminando por la pista, esta desemboca en una senda que va junto al arroyo que, según la época del año, incluso habrá que cruzar alguna vez. Al final, a unos 40 minutos desde Valdesotos, siguiendo la senda principal llegaremos al Chorro de Valdesotos.

El Chorro de Valdesotos está formado en un encajonamiento del arroyo Gazachuela, formando una llamativa cascada y una poza en su base. Este salto de agua, a pesar de no ser muy alto, es muy atractivo y recibe muchas visitas, especialmente en verano. Se forma porque las pizarras presentan una esquistosidad vertical y una estratificación casi horizontal, favoreciendo que la erosión genere relieves escalonados.

La estratificación es la laminación que tenía la roca original, compuesta por sedimentos detríticos finos, en el momento de su sedimentación, y que aún conserva de forma difusa. La esquistosidad se generó como consecuencia de las presiones a que esas rocas originales fueron sometidas por los esfuerzos tectónicos (episodio 2 de la página 6). Esto provocó que los cristales minerales se orientaran o crecieran según unas direcciones perpendiculares a la compresión y generaran un conjunto de planos paralelos a partir de los cuales la pizarra se desgaja en láminas finas. Esa propiedad que tienen las

pizarras las ha hecho muy útiles en construcción, sobre todo para tejados, ya que origina láminas grandes y finas de roca. En este caso, genera planos de debilidad casi verticales que la erosión aprovecha para atacar con más intensidad a la roca. Al conjunto de procesos generados por estos



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89, 40°58'01.0"N
3°20'00.1"W

UTM: 471949, 4535141

Google Maps

40.966948, -3.333364

esfuerzos sobre la roca en forma de cambios de presión y temperatura se les denomina metamorfismo, y en el caso de las pizarras del Chorro fue de grado medio. ■



Figura 6-5 Chorro de Valdesotos, salto de agua en pizarras.



Figura 7-1
Monasterio
cisterciense de
Bonaval.

• PARADA 7: HOZ DE RETIENDAS



Cómo llegar: desde Valdesotos retrocedemos hasta Puebla de Valles para volver a la CM-1004 y girar hacia la izquierda, en dirección a Tamajón para, antes de llegar a esta localidad, desviarnos hacia Retiendas por la GU-188. Los navegadores puede que nos propongan ir de Valdesotos a Retiendas por el Pantano de El Vado, pero esa carretera es propiedad privada del Canal de Isabel II y es de acceso restringido, lo cual está señalizado.

Desde Retiendas, justo antes de cruzar el puente que hay a la entrada del pueblo, sale una pista asfaltada hacia el Oeste. Debe dejarse el vehículo en el aparcamiento que hay al inicio de la pista, pues unos 500 metros más adelante deberemos tomar un desvío por otra pista que sale a la izquierda y que se encuentra ya cerrada por una barrera que impide el paso de vehículos a motor. Esta pista que tomaremos siguiendo las indicaciones que nos llevan al Monasterio de Santa María de Bonaval, va paralela al Barranco del Bustar. Una vez que lleguemos a las proximidades del Monasterio, unos 20 minutos tras pasar la barrera, seguiremos un camino estrecho que nos irá introduciendo a la Hoz del Jarama. Será necesario hacer el recorrido de ida y vuelta a no ser que se pueda realizar una combinación de vehículos y se deje uno al otro lado de la hoz. De hecho, este mismo recorrido se puede hacer en sentido contrario desde cerca de Valdesotos, pero en el apartadero solo hay espacio para un par de vehículos y puede ser complicado aparcar. El recorrido por la hoz coincide con el del sendero GR 10, señalizado con marcas blancas y rojas. En total, 2h (i+v).



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89, 40°58'04.6"N
 3°16'47.7"W

UTM: 476446, 4535236

Google Maps

40.967947, -3.279919



Esta parada recorre la hoz del Jarama aguas abajo de Retiendas, una excursión que por sí sola justifica visitar esta zona y que puede llevar buena parte de una mañana o una tarde. Por ello, puede ser incluso un fin en sí misma. Casi no tiene desnivel (unos 100 metros) y una longitud de unos 11 km (ida y vuelta).

La pista se adentra en un bosque de quejigos y ➤



Figura 7-2 Señales del GR justo en el desvío al Monasterio de Bonaval.

➤ encinas. A los 20 minutos sale a la derecha un desvío que lleva al Monasterio de Santa María de Bonaval, visible desde el cruce. Se trata de las ruinas de un monasterio cisterciense fundado en el año 1164 y declarado Bien de Interés Cultural en 1992. Aunque en reconstrucción y vallado en todo su perímetro, es

posible visitarlo y merece la pena consultar los horarios de apertura.

Se desvíe uno al monasterio o no, se debe seguir por la pista que se estrecha y se convierte progresivamente en una senda con las marcas rojas y blancas del GR 10. El río se sitúa a la derecha de la senda.

Media hora más adelante la

senda se estrecha aún más y el paisaje cambia y los escarpes que forman el cañón empiezan a estar cada vez más cerca y el cauce del río cada vez más encajado. A nuestra izquierda los paredones llegan prácticamente al cauce del río y dibujan una curva típica de estas hoces en el tramo más espectacular del cañón. El río describe un curso meandriforme, como consecuencia del encajonamiento de su cauce. Esta hoz es un buen ejemplo de un cañón formado en rocas calcáreas, donde la incisión fluvial se une a procesos kársticos que disuelven las calizas y proporcionan esas formas tan características a los escarpes. De hecho, las cuevas y abrigos rocosos que aparecen colgados en los escarpes reflejan la evolución geológica del río en su encajamiento.

La vegetación en las laderas es la característica de sus tratos calizos, con especies



Figura 7-3 Los escarpes de la Hoz del Jarama.



Figura 7-4 Detalle de los escarpes de la Hoz del Jarama.

arbóreas como quejigos y arces de Montpellier, que prefieren suelos básicos o neutros.

En las paredes del cañón pueden observarse cuevas como las citadas en la parada anterior (fig.6-1), en las cuales se encuentran yacimientos paleontológicos y arqueológicos de gran interés. Estas cuevas se han formado a favor de la estratificación, es decir, aprovechando las discontinuidades entre los estratos de las calizas y dolomías. Como estos se disponen de manera horizontal, las cavidades también tienen ese desarrollo, formando niveles superpuestos conectados por pozos con profundidades que rara vez superan los diez metros.

A la salida de la hoz los escarpes pierden bruscamente su entidad y la hoz se difumina. Desde este lugar podemos dar la vuelta, o bien seguir, se

puede seguir hasta llegar a la carretera y acceder a Valdesotos siguiendo el GR 10, en función de dónde tengamos el vehículo para volver ■

BIBLIOGRAFÍA

• De Vicente, G., Díez Fernández, R., Olaiz, A., Muñoz-Martín, A. (2022). Variscan Inheritance Induces Alpine Upper Crustal Delamination in East Spanish-Portuguese Central System. *Tectonics*, 41, e2022TC007315.

• Jordá, J.F, Molina, J., Maximiano, A.M., Barcia, C., Acevedo, C., Alonso, M., Álvarez-Alonso, D., Díez Fernández-Lomana, C., Díez-Herrero, A., Farjas, M., Garrrote, J., Hernández Orgaz, A., Hernández Ruiz, M., Kehl, M., Romero, A., Sánchez Moya, Y., Schramm, T., Sopena, A. (2021). Visibilizando lo oculto. Reconstrucción digital y análisis espacial del registro geoarqueológico del Pleistoceno superior del LIG del abrigo rocoso de Jarama VI en el cañón del Jarama (Valdesotos, Guadalajara, España). *Cuaternario y Geomorfología*, 35 (1-2) 5-38.

• Karampaglidisa, T., Benito-Calvo, A., Rodesc, A., Braucher, R., Pérez-González, A., Paresb, J., Stuart, F., Di Nicolac, L., Bourlesd, D. (2020). Pliocene endorheic-exhoreic drainage transition of the Cenozoic Madrid Basin (Central Spain). *Global and Planetary Change* 194,103295.

• Olaiz, A., De Vicente, G., Vegas, R., González Casado, J.M., Muñoz, A., Álvarez, J. (2004). El cabalgamiento de Valdesotos: consecuencias de la acomodación del acortamiento cenozoico en el zócalo del Sistema Central. *Geo-Temas* 6(5), 237-240.

• Pérez-González, A. y Portero, M. (Coords.) (1991) Valdepeñas de la Sierra, Mapa geológico de España 1:50.000, 485. Instituto Geológico y Minero de España. 84 p.

• Silva, P.G., Roquero, E., López-Recio, M., Huerta, P., Martínez-Graña, A.M. (2017). Chronology of fluvial terrace sequences for large Atlantic rivers in the Iberian Peninsula (Upper Tagus and Duero drainage basins, Central Spain). *Quaternary Science Reviews* 166, 188e203.



Figura 7-5. Hoz del Jarama vista desde el aire.
Foto: José Antonio Vallejo.



GEO
rutas



PARQUE NATURAL
SIERRA NORTE
DE GUADALAJARA



DESCARGA AQUÍ
TODA LA INFORMACIÓN
DE LA GEO-RUTA 6



PARQUE
NATURAL
SIERRA NORTE
DE GUADALAJARA
Red de Áreas
Protegidas de CLM



Castilla-La Mancha