

2

**SIGUIENDO
EL SORBE
POR LOS
DOMINIOS
DE LA CUARCITA**

PARQUE NATURAL DE LA SIERRA NORTE DE GUADALAJARA

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 fisionomía. 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.

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.



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



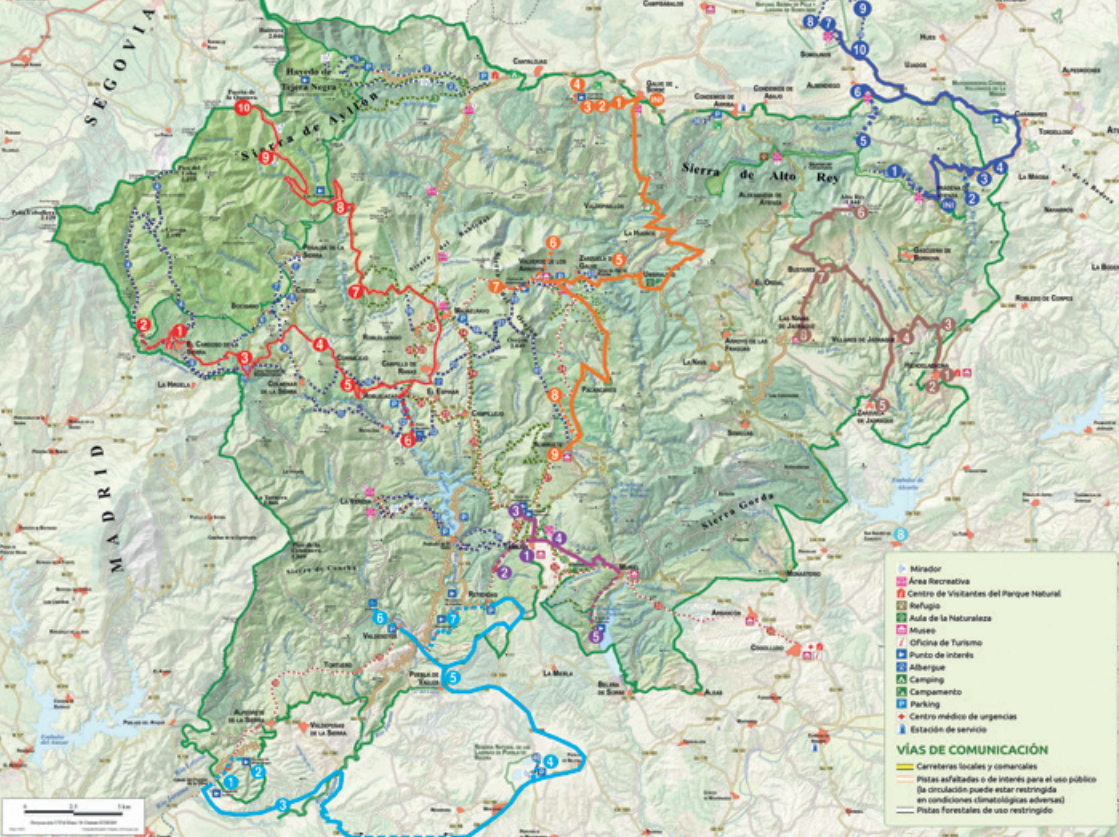
3 GEOLOGÍA EN EL CONTACTO ENTRE LOS SISTEMAS CENTRAL E IBÉRICO

- **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 de 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 Laurrusia) 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.

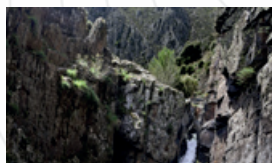
EPISODIO 4:

(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

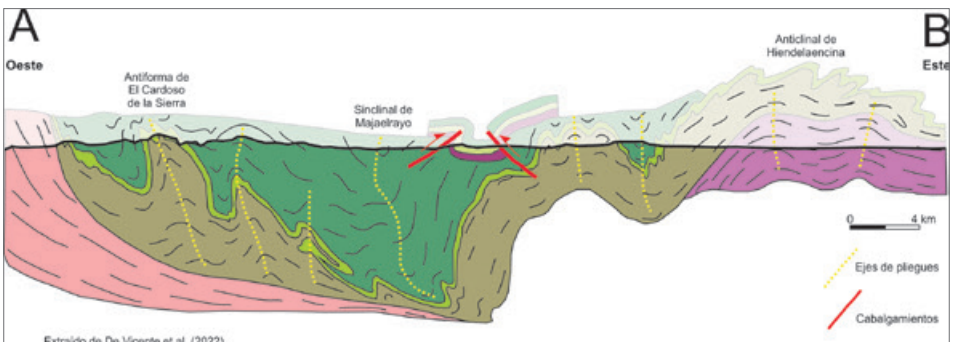
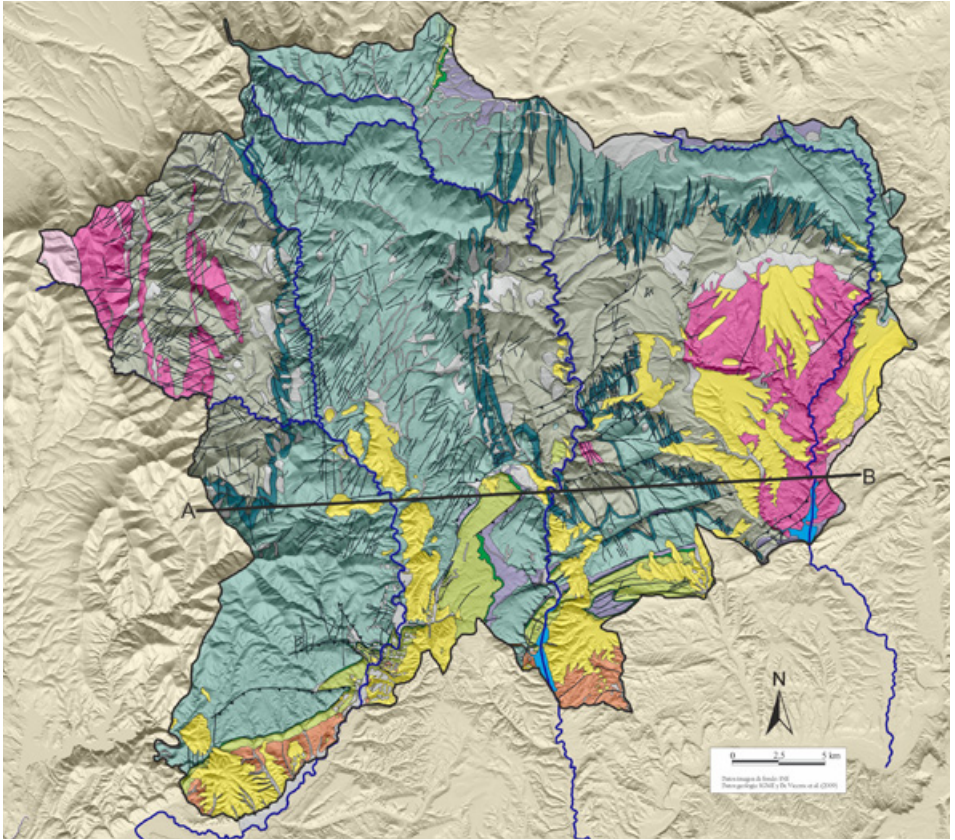


Los procesos generadores del modelado actual se desarrollaron en el episodio 5, como la karstificación (izquierda), cárcavas (centro) y el encajamiento de la red fluvial (derecha)

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 glaciarrismo. 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
	ORDOVÍCIO	SUPERIOR	Pizarras. Alternancia de pizarras y cuarcitas y esquistos
		MEDIO	
		INFERIOR	
	CÁMBRICO		Cuarcitas. Cuarcita Armoricana o de Alto Rey
		Pizarras. Alternancia con cuarcitas y esquistos	
		Gneises. Gneis Olla de Sapo	
		Gneises	



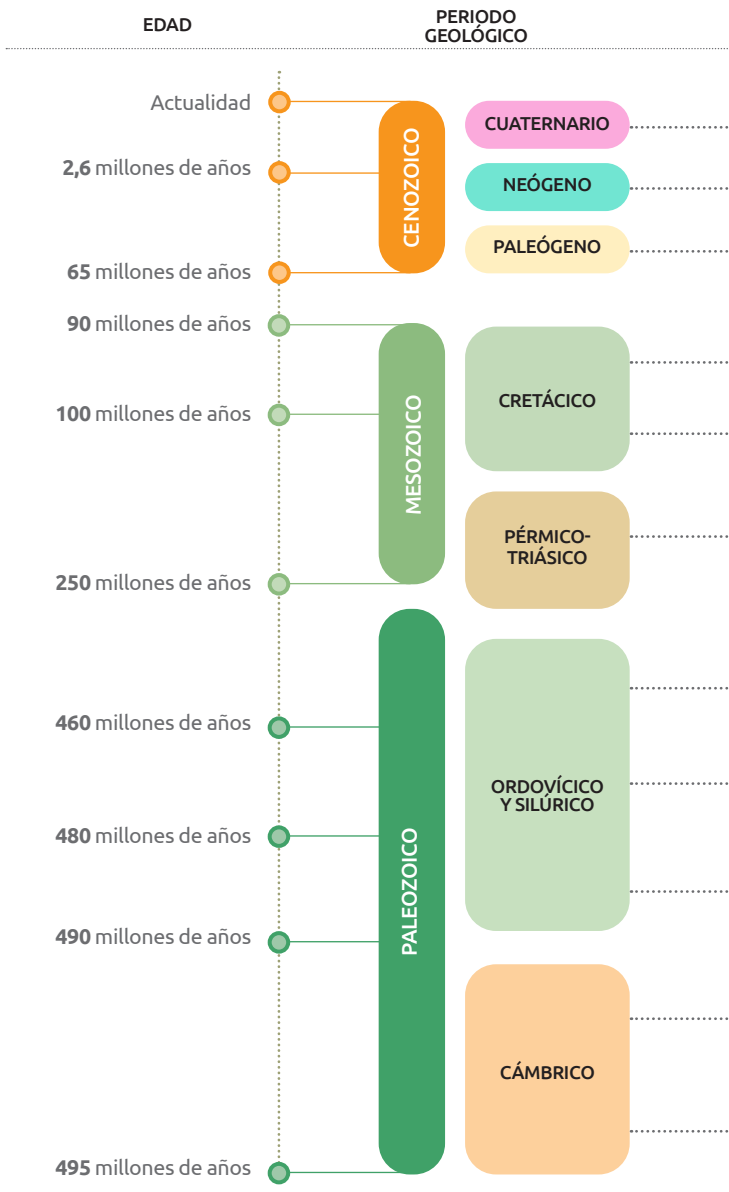
Este mapa representa la edad y los diferentes tipos de rocas del Parque Natural. Su disposición está condicionada por las estructuras tectónicas, que también están representadas en el mapa. Para entender mejor esa configuración tectónica, se incluye también un corte que muestra cómo es

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 extiende amplia y mayoritariamente ya fuera del Parque Natural.

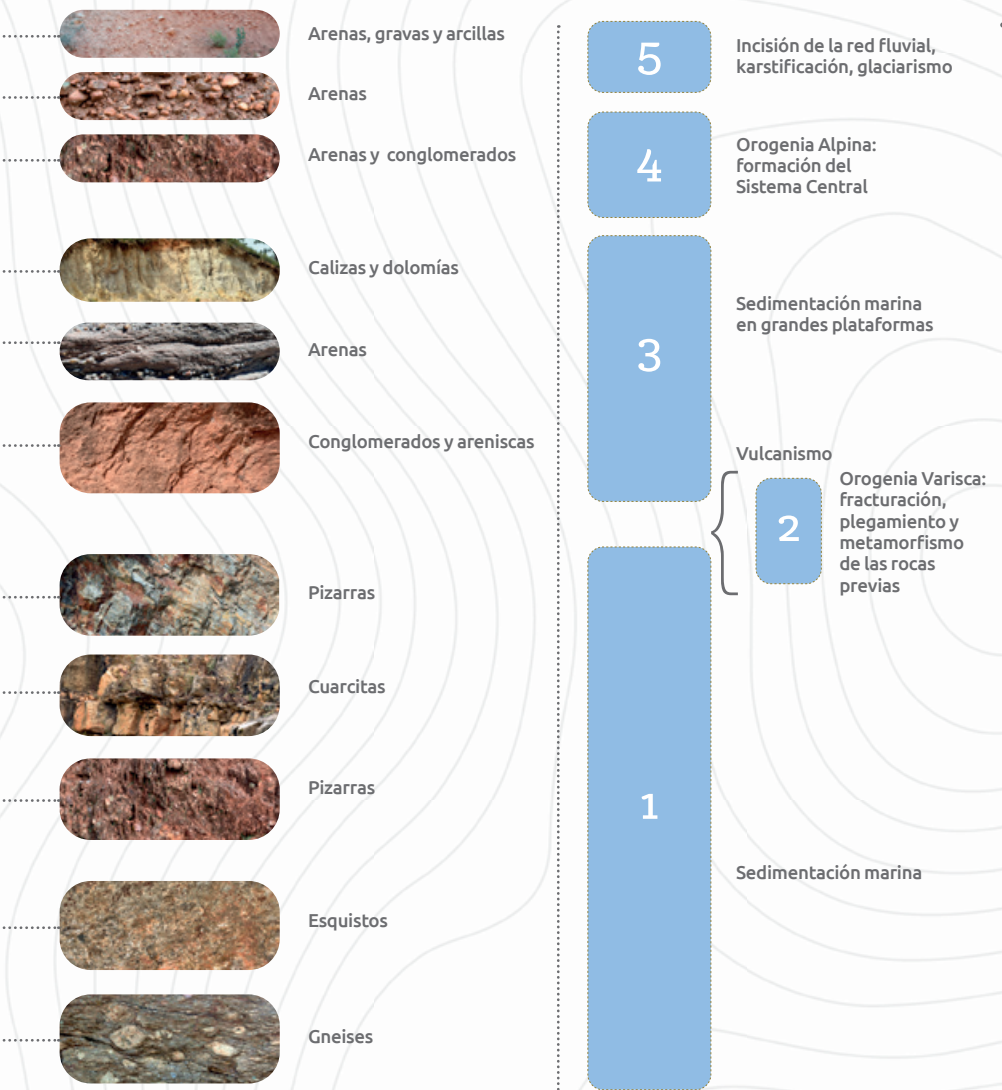
COLUMNA GEOLÓGICA DEL PARQUE NA

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



2 SIGUIENDO EL SORBE POR LOS DOMINIOS DE LA CUARCITA

Galve de Sorbe-Almiruete

● **Punto de inicio:** Galve de Sorbe.

■ **Punto final:** Almiruete.

□ **Resumen de la geo-ruta:** Esta ruta visita enclaves geológicos situados en el entorno del río Sorbe, en un largo recorrido norte-sur que lleva a lugares emblemáticos del Parque Natural, como el castillo de Diempures en Cantalojas y la Chorrera de Despeñalagua en Valverde de los Arroyos. Las cuarcitas, esas duras rocas que suelen dar lugar a resaltes y crestones, son las protagonistas en la mayoría de las paradas, de manera que, recorriendo la ruta, entenderemos por qué afloran una y otra vez y el origen de los espectaculares pliegues que les afectan.

La geo-ruta está compuesta de 9 paradas y se realiza en coche por carreteras y pistas con buen firme. El acceso a cada lugar de interés se realiza a pie desde el aparcamiento indicado en cada una de las paradas. En la mayoría de ellas se realizan cortos paseos a pie de 10-15 minutos, aunque los casos descritos a continuación incluyen recorridos más largos:

- **Paradas 1 a 3:** Paseo de 10 km (i+v) y tres horas de duración, siguiendo el GR 167.3, desde Galve de Sorbe hasta el Molino de La Malecilla.
- **Parada 4:** Paseo de 3 km (i+v) de una hora de duración hasta las ruinas del Castillo de Diempures. La vuelta se realiza por la misma senda.
- **Parada 5:** paseo de 2 km (i+v) desde el aparcamiento junto al molino de Umbralejo hasta "La Varisca"
- **Parada 6:** Paseo de 7 km (i+v) de dos horas de duración hasta el Alto de La Porrilla desde Valverde de los Arroyos. El recorrido de ida salva un desnivel de subida de 230 m.
- **Parada 7:** Paseo de 4 km (i+v) de una hora y cuarto de duración y 160 m de desnivel hasta el pie de la Chorrera de Despeñalagua.
- **Parada 8:** Paseo de 1,4 km (i+v) de unos 40 minutos de duración y 120 m de desnivel de subida, siguiendo el GR 60 en las cercanías de Almiruete.

• INICIO Y PARADA 1: GALVE DE SORBE- RÍOS DE BLOQUES DE GALVE DE SORBE

El inicio de esta ruta se sitúa en la localidad de Galve de Sorbe. Encontrarás un panel junto al Hostal y el Centro de Salud de esta localidad.

• PARADA 1-A: Río de bloques oriental



Cómo llegar: Desde el panel de inicio de la Geo-ruta, situado en la Travesía de las Eras junto al Hostal y el Centro de Salud, seguiremos las señales blancas y rojas del GR 167.3 hasta llegar a un poste que indica la dirección a seguir para llegar a la parada 1-A. Siguiendo las balizas de la Geo-ruta unos 350 m, llegaremos a la cabecera del río de piedras (Fig. 1-1).



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89: 41°13'22.3"N 3°11'39.4"W

UTM: 483.718, 4.563.513

Google Maps:

41.222845, -3.194243



Mapa del recorrido y ubicación de las paradas de la Geo-ruta 2. Las líneas discontinuas indican los recorridos a pie. Mapa de fondo: IGN.

Desde el aparcamiento remontamos aguas arriba el vallejo que queda a nuestra izquierda, oculto por el bosque. Para ello seguimos el inicio de la pista, pero la abandonamos a los 50 metros hacia la izquierda para ir paralelos al barranco (Fig. 1-1). Según avanzamos, la vegetación se va aclarando hasta desaparecer los árboles, momento en el que tendremos una mejor vista del río de bloques. Es recomendable ➤



Figura 1-1 Esquema de la ubicación de la parada 1A y de los elementos visibles en ella. La línea roja discontinua indica la ruta a pie. Imagen de fondo: IGN.



Figura 1-2 Vista del río de bloques.

➤ subir hasta su cabecera para tener una visión de conjunto (punto de observación):

-  **Coordenadas**
- **Geográficas:**
- **ETRS89, 41°13'21.1"N 3°11'43.8"W**
- **UTM: 483614, 4563477**
- **Google Maps:**
- **41.222517, -3.195485**

Estamos junto a un río de bloques, que es una acumulación de grandes fragmentos de roca que se disponen de manera alargada a lo largo de una vaguada o valle. En las laderas de los picos más altos de la Sierra Norte de Guadalajara es frecuente encontrar acumulaciones de bloques de rocas, generalmente de pizarras

y cuarcitas. Popularmente se denominan canchales, pedreras o pedrizas. Estas acumulaciones de rocas se deben a la caída o desprendimiento directo de grandes fragmentos desde los crestos rocosos próximos, o a la presencia de bloques de roca que han sufrido un cierto transporte por gravedad y que terminan por depositarse al pie de los relieves. Cuando estos bloques se desplazan rodando o deslizando hasta la parte más baja de un valle estrecho de montaña se forman los llamados ríos de bloques o corrientes de bloques, popularmente conocidos también como "ríos de piedras". El proceso de formación de estos depósitos de rocas es relativamente fácil de entender y tiene lugar en

dos pasos. El primero es el que genera los bloques y el segundo el que produce su acumulación. El agua de lluvia se infiltra y acumula en las grietas de la roca formadas a partir de fracturas y planos de estratificación. Al caer la noche y descender la temperatura, el agua se congela y aumenta de volumen. Esto produce enormes presiones que, con el tiempo (repetidas a diario cada invierno), llegan a romper la roca. Este proceso se conoce como 'gelifracción' (rotura por el hielo) o 'crioclastia' (fragmentación por el frío). También se puede producir rotura por las contracciones que originan los descensos bruscos de temperatura, o por la gran oscilación térmica entre el día y la noche, que producen



Figura 1-3 Remanente de uno de los escarpes de cuarcita de donde proceden los bloques del río de rocas.

alternativamente la dilatación y la contracción de la roca que llegan a “agotarla”, produciendo la rotura. Este proceso se conoce con el nombre de agrietamiento (*cracking*) y, repetido miles de veces, provoca que pasemos de tener un escarpe de cuarcitas a tener uno de menor relieve con un depósito de bloques a sus pies. En esta parada, los bloques proceden en su mayoría de los escarpes ya bastante suavizados que había al norte y, sobre todo, al sur del río de bloques (Figs. 1-1 y 1-3).

Respecto a su acumulación, los ríos de bloques son resultado de la combinación de procesos gravitacionales y periglaciares que se suelen formar durante los periodos en que la tem-

peratura media anual está por debajo de -5°C y la precipitación es relativamente escasa (entre 250 y 400 mm/año). Cuando la precipitación es mayor se forman glaciares rocosos, en los que el hielo ocupa de manera permanente el núcleo del depósito. Y, si esa temperatura media fuera aún menor, se originarían glaciares. Así que los ríos de bloques se originan en condiciones específicas de precipitación y temperatura.

Este río de rocas está inactivo, lo que significa que los procesos que lo formaron y permitieron su desarrollo ya no operan con la suficiente eficacia como para mantener su dinámica. Las temperaturas medias hoy en día son más altas y ya no permiten el desarrollo de

los procesos gravitacionales y periglaciares que originan un depósito de rocas como este. Se trata, por tanto, de un elemento geológico relicto, testigo de unas etapas ambientales diferentes a las actuales, con periodos más fríos (glaciaciones) que hubo en el Pleistoceno.

Los ríos de rocas no suelen ser muy “profundos”, y el espesor suele oscilar entre 1 y 3 metros. En este caso, oscila entre medio metro y un metro de espesor. Son muy frecuentes en cuarcitas, porque es una roca que suele tener diferentes tipos de planos de discontinuidad por los que la gelifracción puede progresar, aislando bloques. En la provincia de Guadalajara existen ejemplos similares e incluso de mayores dimensiones en el Alto Tajo.



Figura 1-4 Río de bloques junto al campamento de Los Molinos.

• PARADA 1-B: Río de bloques y turbera junto al campamento de Los Molinos



Cómo llegar: Regresamos al poste direccional para continuar nuestro paseo por el GR 167.3. Siguiendo las balizas y las marcas blancas y rojas durante aproximadamente media hora, llegaremos a la parada 1-B junto al campamento de Los Molinos.



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89, 41° 13' 31.7" N, 3° 12' 25.4" W

UTM: 482.646, 4.563.806

Google Maps:

41.225460, -3.207043

Desde este lugar tenemos vista de un nuevo río de bloques. En este caso lo vemos delimitado por el pinar, pero hacia ambos lados (norte y sur) también hay fuertes escarpes de los que proceden los bloques. ¿Por qué el río de bloques no es continuo desde la parada anterior hasta esta? Simplemente, porque no hubo escarpes que aportaran los bloques de cuarcita. Entre medias encontramos una zona llana y sobre ella se sitúa una zona de pra-

dos y turbera, que cubre el fondo del valle, dejando ver algunos bloques sueltos de cuarcita que se han acumulado aquí. Se trata, por tanto, de dos ríos de bloques distintos. Los líquenes que cubren la parte superior de los bloques denotan que hace mucho tiempo que apenas tienen movimiento. Las turberas son zonas permanente o estacionalmente encharcadas en las que se acumulan restos vegetales parcialmente descompues-

tos (Fig. 1-6). La materia orgánica, debido a unas especiales condiciones físico-químicas, no se descompone completamente, sino que se va transformando por acción de las bacterias en un tipo de carbón poco evolucionado que recibe el nombre de turba. La turba es uno de los primeros resultados del proceso por el que los restos vegetales se transforman en carbón mineral. Su estudio permite reconstruir las condiciones cli-



Figura 1-5 Detalle de uno de los escarpes laterales del río de piedras, de donde proceden los bloques, que se encuentra parcialmente ocultos por el pinar.

máticas del pasado, ya que la materia orgánica en las turbas no se ha transformado totalmente, por lo que se conservan granos de polen, esporas y otros restos de las plantas que allí crecieron. Una vez identificadas las especies a las que pertenecían los restos y datadas las diferentes capas de turba, se pueden deducir cambios en la vegetación y, de manera indirecta, las condiciones climáticas y ambientales de los últimos milenios. Las turberas son también enclaves de gran interés botánico, con una flora adaptada a un medio con condiciones ecológicas muy particulares. La formación de esta turbera está muy relacionada con la del río de bloques. En los periodos fríos en los que se acumularon los bloques, en la zona intermedia entre las dos paradas (1-A y 1-B)



Figura 1-6 Detalle de la turbera entre las paradas 1-A y 1-B.

y de pendiente muy escasa, también se acumularon fragmentos más pequeños de rocas y sedimentos en el fondo de valle, dificultando la escorrentía del agua, que se estancó formando charcas en las que creció vegetación pantanosa. Se formó así un humedal alargado con acumulación de materia orgánica (más de un 30%)

proveniente de las plantas vasculares, musgos y líquenes típicos de los climas fríos. En este tipo de áreas frías, saturadas de agua y con poca oxigenación, la materia orgánica se descompone muy lentamente, originándose la turba y preservando fósiles indicadores de las condiciones originales de formación. ■



Figura 2-1 Capas de cuarcitas con dirección norte-sur y buzamiento (inclinación) al oeste, que el río Sorbe ha cortado perpendicularmente (de derecha a izquierda en la imagen).

• PARADA 2: PLIEGUES EN LAS CUARCITAS



Cómo llegar: *Volvemos a la pista y continuamos por ella nuestro paseo, siguiendo el GR 167.3 en dirección al Molino de La Malecilla. Antes de llegar a él, a un kilómetro de la parada anterior, la pista alcanza un alto con un resalte rocoso a la derecha muy característico.*

Desde este lugar, hacia el norte, se tiene una buena vista del río Sorbe (en algunos mapas indicado como Arroyo de La Dehesa), que discurre encajado entre fuertes escarpes de cuarcitas. Abajo a la izquierda, junto al cauce y casi fuera de la vista, se ubican las ruinas del molino de Cantalojas. El río corta aquí de manera perpendicular una capa de cuarcitas que se dispone

en dirección norte-sur e inclinación hacia el oeste. En realidad, esta capa es parte de una sucesión de pliegues anticlinales-sinclinales que repiten el paquete de cuarcitas cada 500 metros más o menos hacia el este y el oeste. Se trata de la misma capa que originó los resaltes y, por tanto, los escarpes que proporcionaban los bloques para los ríos de bloques que vimos en las paradas ante-



Coordenadas

Geográficas:

ETRS89, 41° 13' 25.1" N, 3° 12' 59.7" W

UTM: 481.846, 4.563.605

Google Maps:

41.223631, -3.216590

rios 1-A y 1-B. Desde aquí es difícil adivinar la estructura de los pliegues, pero volveremos a verla en las siguientes paradas. Esta misma capa de cuarcitas, si la prolongamos hacia el sur varios kilómetros, es la que originará el salto de la Chorrera de Despeñalagua, que veremos en la parada 7. ■



Figura 3-1 Esquema del acceso a las paradas 3 y 4. Imagen de fondo: IGN.

• PARADA 3: MOLINO DE LA MALECILLA Y ESTRECHO DE VALDICIMBRIO



Cómo llegar: Continuamos por la pista y bajamos hasta el Molino de la Malecilla o de Lázaro, donde se ubica una gran explanada donde acaba la pista, junto al río Sorbe. Desde aquí, siguiendo las indicaciones de las balizas, llegaremos a la parada 3 (Fig. 3-1).



Figura 3-2 Detalle del desvío a la parada 3, siguiendo una senda poco marcada.

Desde la explanada junto al molino, nos acercaremos al río y nos dirigiremos aguas abajo (sin cruzar al otro lado), hacia el sureste. Allí veremos un

árbol con una marca blanca (Fig. 3-2). Remontaremos entonces el arroyo que confluye desde nuestra izquierda un centenar de metros. Es posible que haya que cru-



Coordenadas del aparcamiento

Geográficas:

ETRS89, 41° 12' 59.7" N, 3° 13' 14.6" W

UTM: 481497, 4.562.822

Google Maps:

41.216570, -3.220723



Coordenadas de la parada 3

Geográficas:

ETRS89, 41°12'58.0"N 3°13'10.4"W

UTM: 481594, 4562769

Google Maps:

41.216096, -3.219565

zar el arroyo un par de veces para encontrar la senda más fácil. Llegaremos a un estrechamiento muy característico en las cuarcitas en el pinar.

Estamos en un estrecho cañoncito que el arroyo aprovecha para atravesar ➤

➤ las cuarcitas, con una cascada al fondo. Se trata de la misma capa que vimos en la parada anterior, pero su continuación hacia el sur, así que forman parte del mismo flanco (o lado) de un anticlinal. Lo curioso es que, si miramos las capas (Fig. 3-3), parece que están inclinadas en sentido contrario a las de la parada 2 (Fig. 2-1), que buzaban hacia la izquierda, lo cual no es lógico si son parte del mismo flanco del pliegue. La realidad es que lo que vemos en este lugar no son planos de estratificación



Figura 3-3 Estrecho de Valdicimbrio. Aunque pudiera parecer que las capas están inclinadas hacia la derecha, lo están hacia la izquierda (Fig. 3-4) y lo que se observa aquí es el diaclasado.



Figura 3-4 Esquema de la disposición de la estratificación de las capas (líneas rojas) y de las diaclasas (líneas blancas) en Valdicimbrio.



Figura 3-5 Esquema de las diaclasas formadas en un pliegue: (1) Se acumulan sedimentos en diferentes estratos y se forman las rocas como consecuencia de diferentes procesos geológicos. Los más antiguos se sitúan abajo y son cubiertos por otros nuevos; (2) Al someterlos a una compresión tectónica, las capas se pliegan y se forman planos de debilidad porque el material se estira

en unos lugares y se comprime en otros, siendo más frecuentes la compresión en las zonas internas del pliegue o núcleo y la distensión en las zonas externas. (3) Visto en tres dimensiones, se observa que las diaclasas pueden tener diferentes direcciones en función de la dirección del esfuerzo que generó el plegamiento.

ción, sino un tipo de planos de rotura de la roca llamados diaclasas, creados por los esfuerzos tectónicos que sufrieron las cuarcitas. La inclinación real de las capas (estratificación) es hacia la izquierda (lo podemos ver bien si nos alejamos un poco

del estrecho), y el arroyo se ha encajado avanzando por los planos de diaclasas perpendiculares a la estratificación hasta crear un estrecho cañón (Fig. 3-4). Así, hay diaclasas de tensión (T), de rumbo (R) y conjugadas (C) (Fig.3-5). Las que

vemos en Valdicimbrío (Fig. 3-4) son de tensión. En la explicación de la siguiente parada veremos a qué pliegue están vinculadas estas diaclasas de tensión por las que el arroyo discurre, creando un estrecho cañón con varios saltos de agua. ■



Figura 4-1 El Castillo de Diempures se sitúa sobre un resalte de cuarcitas y pizarras que le proporcionaba protección y un carácter casi inexpugnable.



Figura 4-2 Entrada norte de las ruinas del castillo de Diempures.

• PARADA 4: CASTILLO DE DIEMPURES



Cómo llegar: Volvemos a la explanada y cruzamos el río Sorbe por el puente de lajas de pizarra. Bordeamos el recinto vallado del Molino de La Malecilla siguiendo las marcas y blancas rojas hasta llegar a un poste direccional en el entronque con el sendero de gran recorrido GR 167 (Fig. 3-1). Siguiendo por este, en dirección a Cantalojas, llegaremos a una loma donde se sitúa el castillo de Diempures. Atravesamos bajo el arco y nos dirigimos a la zona plana del fondo, junto a unas rocas, donde disfrutamos de una buena vista del entorno.



Coordenadas del aparcamiento

- **Geográficas:**
- ETRS89, 41° 13' 13.7" N 3° 13' 27.9" W
- UTM: 481188, 4.563.255
- **Google Maps:**
- 41.220469, -3.224425, etiquetado como "Ruinas del Castillo de Diempures".

Las ruinas de este castillo medieval, del s. XIII, se sitúan sobre un cerro elevado que facilitaba su protección defensiva. Solo se conserva la entrada norte, parte del foso y algunos muros con saeteras,

pero merece la pena su visita. El castillo tenía la particularidad de estar construido con pizarras y cuarcitas, algo muy poco frecuente en las fortificaciones. Se ubica sobre un montículo también de cuarcitas y piza-

rras que tiene unas excelentes vistas del entorno. Desde este lugar, hacia el este, podemos ver las crestas de cuarcitas de la parada 2 y su continuación hacia el sur, dando lugar a los paredones de la espectacular



Figura 4-3 Vista de la Peña del Osar, formada por la capa de cuarcitas altamente resistentes a la erosión.

Peña del Osar (1.531 m) (Fig-4-3). Observando estas paredes de cuarcita, comprobamos que están formadas por varios bancos o estratos y que están inclinadas hacia el oeste, como las que vimos en las paradas 2 y 3. De hecho se trata, en todos los casos, de la misma unidad o formación geológica. ¿Cómo puede ser, si la capa va en dirección norte-sur y las paradas están casi alineadas en dirección este-oeste? Para entenderlo necesitamos un corte geológico, que es un esquema simplificado que muestra la distribución idealizada de las rocas y estructuras geológicas en ➤

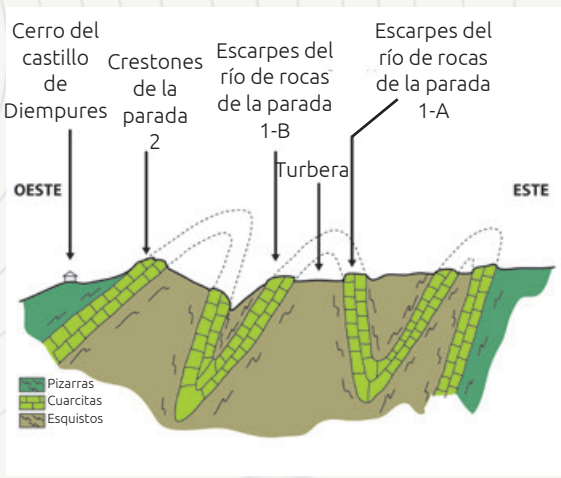


Figura 4-4 Esquema de los pliegues y elementos de las paradas 1-A y 1-B, 2 y 3. En azul oscuro las cuarcitas, en verde las pizarras. Basado en IGME (2005).

➤ el subsuelo (Fig. 4-4), y así veremos que el relieve de la zona está condicionado por las rocas y la estructura geológica. Como las cuarcitas son más resistentes a la erosión que las pizarras, dan lugar a resaltes, y como es-

tán plegadas, la misma capa aflora (aparece en superficie) una y otra vez repetida. Si hiciéramos un corte desde el Castillo de Diempures, donde nos encontramos, hacia el este, es decir, hacia Galve de Sorbe, veríamos

que es el mismo nivel de cuarcitas el que origina los crestones de la parada 2 y los escarpes que proporcionan los fragmentos de rocas para que se formen los ríos de bloques de las paradas 1-A y 1-B (Fig. 4-4).



Figura 5-1 Peñas Rubias: escarpes en cuarcitas sobre el río Sorbe, con abundantes nidos de buitres leonados que aprovechan para anidar las repisas originadas en los planos de debilidad sub-horizontales debidos a la estratificación de la roca.

• PARADA 5: “LA VARISCA”



Cómo llegar: Regresamos a Galve de Sorbe siguiendo el GR 167.3 (unas dos horas de paseo) y emprendemos ahora un largo tramo en vehículo. Continuaremos por la carretera CM-1006 hacia el sur, en dirección a Valdepinillos, La Huerce y Umbralejo. Antes de llegar a esta última población, tomaremos la GU-211 en dirección a Valverde de los Arroyos. Ya en esta carretera, pasado el desvío a Umbralejo y unos 4 kilómetros más adelante, aparcaremos en un amplio ensanchamiento a la derecha en el PK 29, 1, antes de cruzar el río Sorbe.



Coordenadas del aparcamiento

Geográficas:

ETRS89, 41° 07' 55.7" N, 3° 11' 38.6" W

UTM: 483.712, 4.553.445

Google Maps:

41132150, -3.194053

En el trayecto pasaremos junto al precioso pueblo de Umbralejo, abandonado en los años 70 y hoy restaurado y destinado a la educación ambiental (Programa PRUEPA).

Una vez en el aparcamiento de esta parada, justo al otro lado de la carretera sale la senda que conduce al Molino de Umbralejo, pero no iremos en esa dirección. Al contrario, avanzaremos caminando con cuidado junto a la carretera unos 100 metros en la misma dirección que llevábamos, hasta encontrar una pista que sale a mano derecha cuesta arriba, justo en el PK 29. La pista discurre paralela al río Sorbe, dando muy buena vista de los escarpes en cuarcitas de Peñas Rubias, similares a los que vimos en las paradas anteriores (Fig. 5-1). En este caso, las diaclasas verticales y la estratificación horizontal originan multitud de repisas, perfectas para que aniden los buitres leonados.

Continuamos por la senda hasta que, a unos 800 metros desde el inicio de la pista, lleguemos a una zona más amplia donde aparecen afloramientos de rocas. Una de ellas, de gran tamaño, destaca frente a nosotros por su particular aspecto (Fig. 5-2). Esta roca es una parada en la ruta que realizan los educadores ambientales de Umbralejo por la zona, y la conocen como "La Varisca".



Figura 5-2 . "La Varisca", una roca que permite observar el intenso plegamiento sufrido por estos materiales geológicos durante la orogenia que le da nombre.

 **Coordenadas**

Geográficas:

ETRS89, 41° 08' 14.3" N, 3° 11' 30.9" W

UTM: 483.892, 4.554.018

Google Maps:

41.137314, -3.191925

En realidad, desde que iniciamos la senda es fácil ver los pliegues que afectan a las capas de pizarras que rodean el camino, pero en este lugar es mucho más evidente. Esta roca y las que se sitúan un poco por encima de ella, están absolutamente plegadas, siendo fácil observar las curvas que tienen las capas. Durante toda la ruta, incluidas las paradas anteriores y las que siguen,

se van a visitar pliegues de gran escala en cuarcitas. Estos pliegues son tan grandes que condicionan totalmente el relieve de la zona y originan escarpes que, por ejemplo, dan lugar a ríos de bloques (parada 1), cañones (paradas 2, 3 y 5), relieves acastillados (parada 4) y saltos de agua (parada 7), entre otros. Pero, en realidad, el plegamiento que sufrieron estas rocas se presenta a todos los niveles, desde la macroescala (kilómetros y cientos de metros) hasta el nivel microscópico (milímetros y micras). Si observáramos estas rocas en el microscopio, veríamos cómo la deformación de la roca afectó incluso a los minerales que las componen. ➔

➤ En esta parada tenemos excelentes ejemplos de los pliegues a escala métrica y centimétrica, que son los más fáciles de ver. Como se cuenta en la historia geológica (pág. 6), estas rocas sufrieron los efectos de la orogenia Varisca. En aquel proceso geológico de formación de relieves como

consecuencia de una gran colisión continental lenta y gradual, las rocas preexistentes fueron sometidas a intensas presiones y temperaturas, lo que las fracturó, plegó y metamorfizó. En concreto, las rocas de toda esta zona sufrieron una intensa deformación hace entre 355 y 270 millones de

años, concentrados principalmente en cuatro periodos, llamados fases orogénicas. Cada periodo añadía una nueva deformación y metamorfismo que afectaba a la anterior. El resultado fue la transformación del conjunto de rocas tal y como lo podemos observar hoy en día en lugares como éste. ■



Figura 6-1 Sinclinal colgado de Robledo La Mata, visto desde el mirador de La Porrilla.

• PARADA 6: MIRADOR DE LA PORRILLA



Cómo llegar: Seguimos por la carretera GU-211 y nos dirigimos hacia Valverde de los Arroyos, situado a unos 6 km. Nada más entrar en el pueblo y pasar a nuestra izquierda la ermita de la Virgen de Gracia, tomaremos una calle en rampa mediante un giro a la derecha muy cerrado siguiendo la indicación de aparcamiento. El espacio habilitado es amplio y con capacidad para varias decenas de coches, y se sitúa unos 100 metros más arriba por esa calle hacia las afueras del pueblo. Este será el punto de salida de esta parada y la siguiente.



Coordenadas del aparcamiento

Geográficas:

ETRS89, 41° 07' 52.2" N, 3° 13' 55.3" W

UTM: 480.497, 4.553.428

Google Maps:

41.131156, -3.232018; etiquetado

"aparcamiento de Valverde de los Arroyos"

Desde el aparcamiento indicado salimos caminando en dirección norte, es decir, cuesta arriba y en dirección contraria al centro del pue-

blo, por una pista que sube en dirección al Alto de La Porrilla. A los 2 km de iniciar la ascensión se llega a un alto en el que la pista se

ensancha y desde donde parte otra que sube hacia la izquierda, que deberemos seguir 1,5 km más, hasta llegar a un alto o collado si-

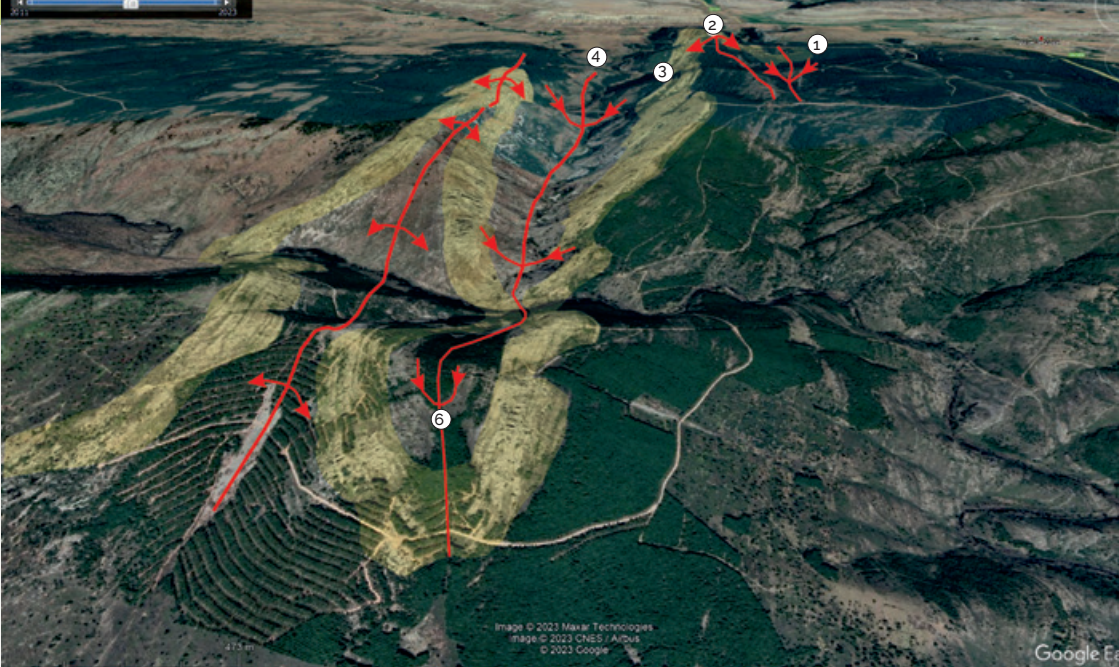


Figura 6-2 Distribución tridimensional de la formación de cuarcitas (amarillo). En rojo se indican los ejes de los pliegues anticlinales (flechas hacia afuera) y sinclinales (flechas hacia dentro) de dirección norte-sur. Los números indican la posición de las correspondientes paradas, excepto la 6, que indica lo que se ve desde esta parada (el pliegue, correspondiente al de la Fig. 6-1). La perspectiva distorsiona ligeramente la geometría de algún rasgo. Imagen de fondo: Google Earth.

tuado a 1.510 m de altitud llamado La Porrilla. Hasta aquí habremos salvado 230 m de desnivel desde el aparcamiento en una hora aproximadamente de excursión.

Coordenadas

- Geográficas:
- ETRS89, 41° 09' 07.6" N, 3° 14' 05.6" W
- UTM: 480.291, 4.555.669
- Google Maps:
- 41152107, -3.234888

Desde este lugar hacia el norte divisamos varios pliegues de gran tamaño que hemos podido ir viendo durante el trayecto de ascenso, en especial el de Ro-

bledo La Mata (Fig. 6-1). Las cuarcitas que forman este pliegue sinclinal, del que aquí vemos su continuación hacia el sur, son la misma capa que vimos en las paradas 1, 2, 3 y 4. Esto quiere decir que, a lo largo de toda la geo-ruta, estamos viendo la misma formación geológica que, al estar plegada, se repite en el paisaje (Fig. 4-4)) y es cortada por el relieve en diferentes lugares hacia el norte y hacia el sur. De nuevo, es difícil entender que estemos viendo otra vez la misma capa de cuarcitas que visitamos en las paradas 1 a 4. La cuestión es que la formación, al estar plegada en sucesivos

anticlinales y sinclinales de dirección norte-sur, en función de cómo es seccionada tridimensionalmente por el relieve, muestra diferentes secciones de estas estructuras (Fig. 6-2). Estos pliegues de grandes dimensiones se formaron, tal y como se explicó en la parada anterior, durante la orogenia Varisca. En concreto, durante la primera gran etapa de deformación que afectó a esta región, que ocurrió hace entre 355 y 345 millones de años (Fig. 6-3). El orden de los eventos geológicos fue el siguiente: (1) Hace entre 490 y 465 millones de años se produjo la ➤

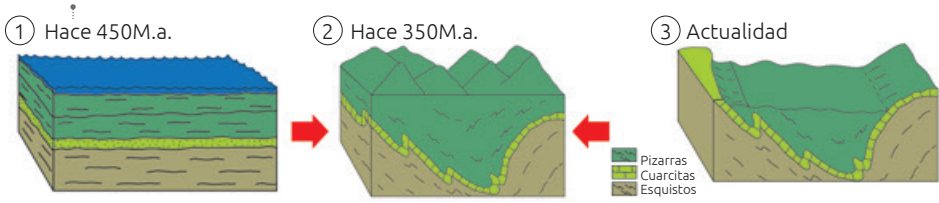


Figura 6-3 Etapas en la formación del relieve apalachiano. Explicación en el texto.

➤ sedimentación de niveles alternantes de arcillas y de arenas en un fondo marino. (2) En plena orogenia Varisca, las rocas fueron sometidas a altas presiones y temperaturas, lo que produjo fracturación, plegamiento y metamorfismo. Los sedimentos finos se convirtieron en pizarras, y las arenas en cuarcitas. Se produjeron también a varios kilómetros por debajo de la superficie terrestre grandes pliegues que hoy vemos alineados de norte a sur. (3) Muchos millones de años después, posiblemente desde hace unos 3 millones de años, la erosión

dejó al descubierto aquellos pliegues que, en su día, estaban a gran profundidad en la corteza terrestre, generando el relieve que vemos, condicionado por el tipo de rocas y su resistencia a la degradación y la erosión (Fig. 6-3). El resultado actual es un paisaje de crestas, valles, escarpes y depresiones, condicionados por el tipo de roca y su disposición en la estructura tectónica. A este tipo de relieve se le llama apalachiano o apalacheense, porque uno de los lugares del mundo que mejor lo representa es la cordillera de Los Apalaches, en Estados

Unidos. En España es un relieve característico de una parte importante de la mitad oeste peninsular donde afloran estas mismas unidades geológicas, con buenos ejemplos en lugares como Despeñaperros (Jaén), Sierra de la Culebra (Zamora), Monfragüe (Cáceres), Cabañeros (Toledo y Ciudad Real) o Villuercas (Cáceres), entre muchos otros. Desde este lugar, además de los ya citados pliegues, podemos ver un buen número de los elementos que definen el paisaje apalachiano, como son escarpes, pliegues, pedreras y crestas (Fig. 6-4). ■



Figura 6-4 Panorámica desde el Alto de la Porrilla, con muchos de los elementos típicos del relieve apalachiano.

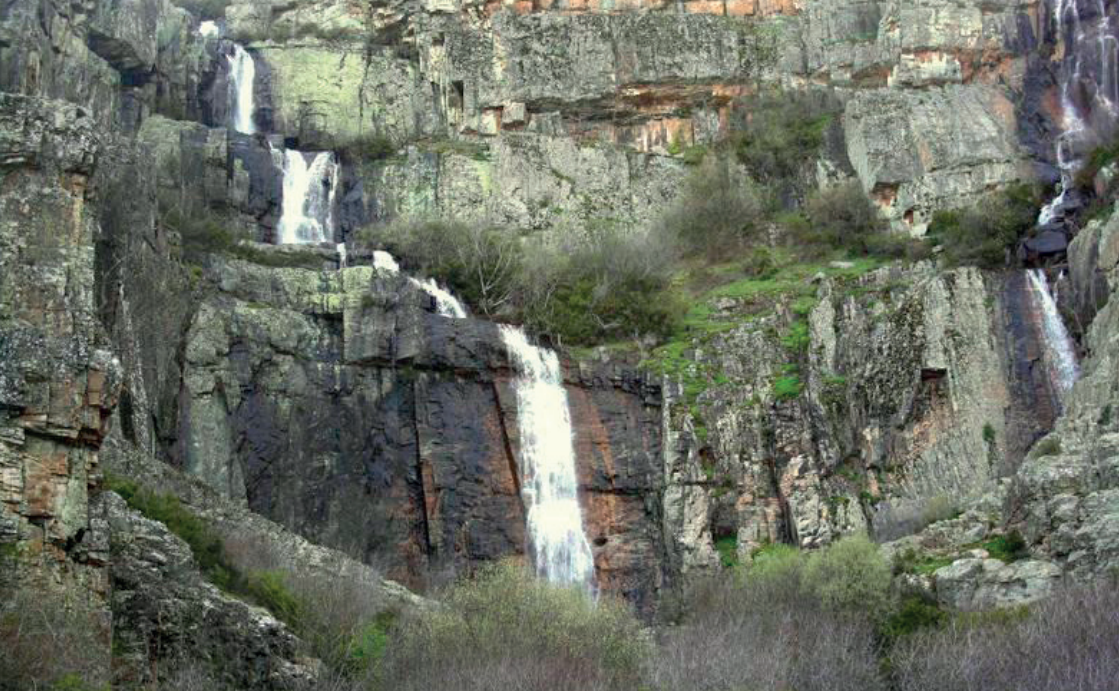


Figura 7-1 La espectacular Chorrera de Despeñalagua, formada por un salto de agua en cuarcitas.

• PARADA 7: CHORRERA DE DESPEÑALAGUA



Cómo llegar: Desde el aparcamiento de Valverde de los Arroyos (el mismo que en la parada anterior) salimos andando en dirección al pueblo y seguimos las indicaciones a la Chorrera. Para ello, atravesamos el campo de fútbol situado en la era y tomamos una pista que termina convirtiéndose en una senda que, en 45 minutos aproximadamente, lleva hasta el pie de la cascada. La senda es sencilla, pero requiere calzado adecuado para andar por montaña ya que, especialmente si está mojada, puede ser resbaladiza. En total son algo más de 4 km de recorrido (i+v) y 160 m de desnivel. La vuelta se realiza por el mismo camino. Es una de las excursiones a pie más populares de la provincia de Guadalajara.

La Chorrera de Despeñalagua es uno de los lugares más icónicos del Parque Natural. Se trata de una espectacular cascada formada porque el arroyo de La Chorrera se precipita por una sucesión de escarpes rocosos que forman diferentes

saltos que salvan unos 120 m de desnivel. Aunque suele tener agua todo el año, es más espectacular en época de lluvias (Fig. 7-1). El salto de agua de la Chorrera se debe, una vez más, a la presencia de las duras cuarcitas que, como hemos visto en



Coordenadas del aparcamiento

Geográficas:

ETRS89, 41° 07' 37.8" N, 3° 15' 15.5" W

UTM: 478.638, 4.552.889

Google Maps:

41127153, -3.254305; Etiquetado "Chorreras de Despeñalagua"

paradas anteriores, condicionan el relieve de la zona. Estas rocas forman parte de un pliegue anticlinal, generando un escarpe que da lugar al salto de agua. El pliegue anticlinal es bien visible de camino a la Chorrera, donde se puede ➤



Figura 7-2 Vista de los pliegues desde el camino a la Chorrera. En primer plano los estratos de cuarcita inclinados hacia el oeste, por los que discurre el camino. En el núcleo de ambos pliegues afloran las pizarras.

➤ apreciar la traza de un anticlinal y un sinclinal volcados hacia el este (Figuras 7-2 y 7-3). Decimos que un pliegue está volcado cuando ambos lados o flancos

están inclinados hacia el mismo lado. Como se puede ver, en la zona donde afloran las pizarras se originan relieves más suaves, laderas más

homogéneas e incluso vauadas. Por el contrario, las cuarcitas generan escarpes verticalizados originando, por ejemplo, el salto de agua de la Chorrera. ■

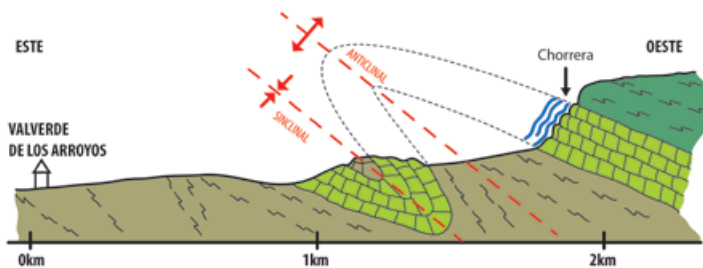


Figura 7-3 Esquema geológico del pliegue que origina el salto de agua de la Chorrera de Despeñalagua. Se corresponde con la figura 7-2. Leyenda igual que la Fig.6-3 basado en IGME (2005).



Figura 8-1 Tres planos de discontinuidad en las cuarcitas, que condicionan cómo les afecta la erosión. Uno está inclinado (es la estratificación original), otro es horizontal y otro vertical. Por la perspectiva de la fotografía puede parecer que no hay paralelismo entre algunos planos, pero se cumple siguiendo esas tres direcciones e inclinaciones.

• PARADA 8: PEÑAS DE ALMIRUETE



Cómo llegar: Nos dirigimos hacia la localidad de Almiruete. Para ello seguiremos la GU-211 unos 15 kilómetros. Antes de llegar a la población, muy cerca del PK 8 hay un apartadero en el lado contrario de la carretera (precaución) de donde salen también el GR 60 en dirección a Valverde de los Arroyos y el PR-GU 19 en dirección al Ocejón. Un poste y las correspondientes señales indican el lugar de inicio de la ruta.

Cruzamos la carretera y seguimos las indicaciones de los postes que marcan la dirección del sendero hacia el pico Ocejón con marcas blancas, rojas y amarillas. Se trata de una fuerte cuesta por la que subiremos unos 20 minutos hasta llegar a un replano. En el camino

de subida irán apareciendo, a ambos lados del mismo, cada vez más afloramientos de cuarcita, la misma que estamos viendo durante toda la ruta, pero esta vez más al sur (ver mapa, pág. 8). En este lugar se pueden observar muy bien los tres planos de discontinuidad que ➤



Coordenadas del aparcamiento

Geográficas:

41° 07' 37.8" N, 3° 15' 15.5" W

UTM: 478.638, 4.552.889

Google Maps:

41.127153, 41.051267, -3.221863



Coordenadas

Geográficas:

41° 03' 25.4" N, 3° 13' 26.1" W

UTM: UTM: 481.183, 4.545.115

Google Maps: 41.057061, -3.223923

➤ tienen estas rocas, uno de ellos debido a la estratificación y otros dos debidos a diaclasas, tal y como se ve también en la parada 3. Estos planos de discontinuidad son importantes porque por ellos progresa la erosión con mayor eficacia, propician-

do relieves ortogonales y generando bloques como se vio en la parada 1. De esta manera, a lo largo de las paradas de la geo-ruta, puedes observar cómo la capa de cuarcitas condiciona totalmente el paisaje de la zona, en función de cómo

esté plegada y fracturada. Esta misma capa es la que forma las cumbres de la sierra de Alto Rey, por lo que la formación geológica es conocida entre los geólogos como "Cuarcita de Alto Rey" aunque estemos lejos de la sierra que le da nombre. ■

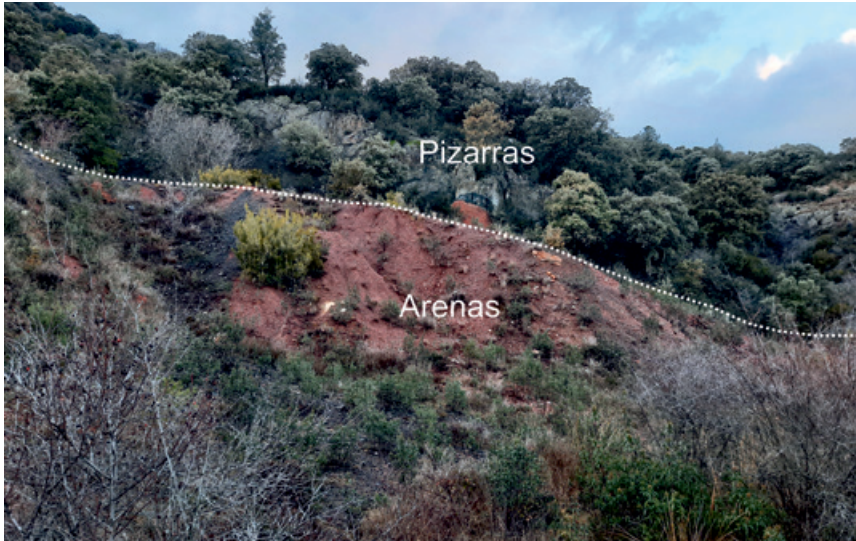


Figura 9-1 Escarpe que marca el cabalgamiento de Almiruete. Por encima se sitúan las pizarras del Ordovícico y, por debajo, las arenas del Cretácico.

• PARADA 9: CABALGAMIENTO DE ALMIRUETE



Cómo llegar: Nos dirigimos hacia la localidad de Almiruete. La cruzamos y tomamos una pista que se dirige hacia el cementerio, localizado en la parte alta del pueblo. Un centenar de metros antes de llegar al cementerio, hay un apartadero en una suave curva hacia la izquierda, donde debemos aparcar.

Desde este lugar avanzamos unos 30 m siguiendo a lo largo de un muro de piedra hasta ver, a nuestra derecha (según veníamos circulan-

do), una roca con una marca de GR (blanca y roja). De ella parte una pequeña senda que asciende por la ladera unos 30 metros hasta ver



Coordenadas del aparcamiento

Geográficas:

41° 02' 44.1" N, 3° 13' 48.6" W

UTM: 480.655, 4.543.843

Google Maps:

41.045591, -3.230171. El lugar

está a escasos metros del etiquetado como "cementerio municipal de Almiruete"

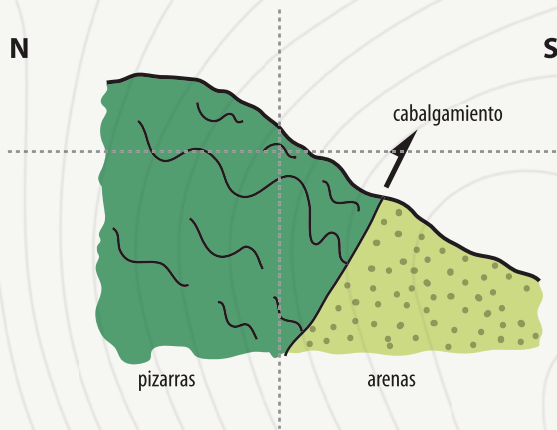


Figura 9-2 Esquema del cabalgamiento, que pone las pizarras sobre las arenas.

un escarpe de color gris (Fig. 9-1).

Ese escarpe muestra unas pizarras de color gris apoyadas sobre unas arenas de color rojizo. La diferencia de colores hace que sea muy fácil distinguir ambas unidades geológicas. Lo interesante es que las pizarras son rocas mucho más antiguas, pues son del Ordovícico medio, formadas hace alrededor de 460 millones de años y, sin embargo, las arenas tienen una edad del Cretácico medio y se formaron hace alrededor de 100 millones de años. Esta disposición es totalmente anómala, ya que una regla de la geología es que, si nada ha modificado el orden, las rocas antiguas se sitúan por debajo de las más modernas. En este caso, lo que ha producido esta inversión en el orden es un cabalgamiento.

Los cabalgamientos son un tipo de falla formada en zonas que han sufrido compresión. En este tipo de estructuras se produce un desplazamiento relativo que permite que las rocas del bloque inferior se superpongan sobre las del superior, alterando el orden normal de la sucesión geológica (Fig. 9-1). Las rocas estratigráficamente inferiores, más antiguas, son empujadas hacia arriba, por encima de otras rocas más recientes. Aquí se puede deducir la existencia de un cabalgamiento porque las pizarras del Paleozoico se superponen a las arenas del Mesozoico (Figs. 9-1 y 9-2). Para entender el significado de este cabalgamiento es necesario ampliar el punto de mira, en el contexto del Sistema Central como conjunto. Esta cadena monta-

ña, 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).

El empuje de la placa tectónica africana hacia el norte provocó que la placa ibérica, situada entre ésta y la europea, fuera aprisionada entre ambas. La acumulación de los esfuerzos compresivos dio como resultado una elevación del sustrato de casi 5 km en la zona centro de la península, formando el actual Sistema Central y generando en sus bordes las cuencas sedimentarias del Duero y del Tajo (Fig. 9-4). 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 (Fig. 9-4). Se estima que el acortamiento de la corteza que asumieron estos cabalgamientos es de 8 kilómetros. 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



Figura 9-3 Traza del cabalgamiento de Almiruete visto desde la carretera de acceso a la localidad.

Central se produjo por la acumulación de esfuerzos compresivos que generaron cabalgamientos que levantaron el terreno y donde se liberó la energía mediante terremotos. Hoy en día, los cabalgamientos del Sistema Central están inactivos, excepto los del extremo occidental de Portugal.

BIBLIOGRAFÍA

De Vicente, G. (2009). Guía ilustrada de los cabalgamientos del

Sistema Central Español. *Reduca (Geología). Serie Geología Regional.* 1 (1): 1-51, 2009. 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. IGME. (2005). Tamajón. Mapa geológico de España Escala 1:50.000. Hoja 459. Instituto Geológico y Minero de España. 2 mapas + 161 pp.

Rubio Pascual, F.J. (2013). Evolución tectonotermal varisca del Sistema Central en Somosierra-Honrubia. Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 350pp. Valverde-Vaquero, P., Dunning, G., Hernáiz, Huerta, P.P., Escuder Viruete, J. y Rodríguez Fernández, R. (1996). La extensión sin-colisional en la Zona Centro Ibérica: restricciones temporales impuestas por edades U-Pb en monacitas del sector de Somosierra, Sistema Central Español. *Geogaceta*, 20, 4, 883-886.

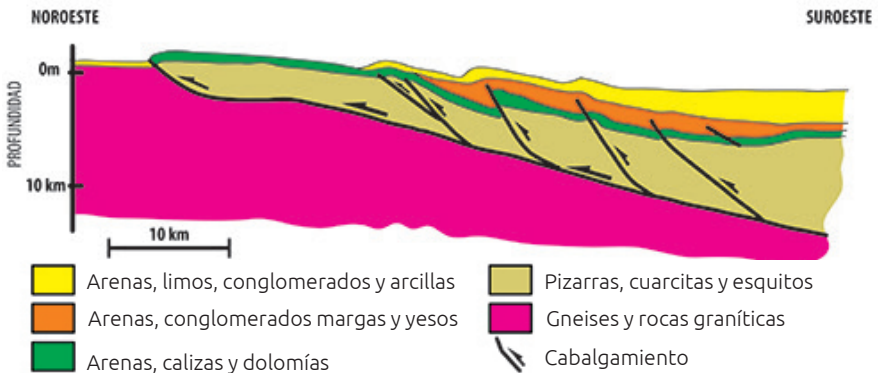


Figura 9-4 Esquema de los cabalgamientos en el Sistema Central. Basado en De Vicente et al (2022).



Chorrera de Despeñalagua, uno de los principales atractivos de la geo-ruta.

GEO
rutas



PARQUE NATURAL
SIERRA NORTE
DE GUADALAJARA



DESCARGA AQUÍ
TODA LA INFORMACIÓN
DE LA GEO-RUTA 2



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



Castilla-La Mancha