

# INTRODUCCIÓN AL PATRIMONIO GEOLÓGICO DE INTERÉS TURÍSTICO DE LA RED ESPAÑOLA DE RESERVAS DE LA BIOSFERA



MINISTERIO  
PARA LA TRANSICIÓN ECOLÓGICA

ORGANISMO  
AUTÓNOMO  
PARQUES  
NACIONALES



Organización  
de las Naciones Unidas  
para la Educación,  
la Ciencia y la Cultura



Red  
Española de  
Reservas de  
la Biosfera

**La presente publicación se debe citar de la siguiente manera:**

Monge-Ganuzas, M., Martínez-Jaraíz, C., Martínez-Rius, A., Agradados, L., Belmonte, A., Brilha, J., Carcavilla, L., Coello, J., Castaño de Luis, R., Díaz-Martínez, E., Díez-Herrero, A., Fernández-Martínez, E., García de Celis, A., Gómez, L., Jiménez, R., Martínez-Graña, A., Ramil-Rego P., Roldán, F. J., Salazar, A., Sanz de Galdeano, C., Obrador, A., Pérez, A.B., Villalobos, M. En: M. Monge-Ganuzas, C. Martínez-Jaraíz, A. Martínez-Rius (eds). 2018. *Introducción al patrimonio geológico de interés turístico de la Red Española de Reservas de la Biosfera*. OAPN, Madrid.161 p.

Diseño Gráfico y Maquetación:  
Roberto Quintana. No Media Estudio.

Dibujos:  
A.Martínez-Rius.

Impresión y Encuadernación:  
Aries Grupo de Comunicación.

Foto de portada:  
Autor: Alejandro Sanz

*Los picos desde Asiego, una bonita panorámica de Picos de Europa*  
Finalista del concurso de fotografía *100 años de picos y ordesa* (LUIKE editores y Asociación EN el Medio)

Edición:  
Organismo Autónomo de Parques Nacionales (OAPN).

Primera edición: Diciembre 2019

ISBN: 978-84-8014-927-3  
Depósito legal : M-35408-2019  
NIPQ: 650-19-016-5



# PRÓLOGO

En las reservas de la biosfera se aplican los principios del Programa MaB "Persona y Biosfera" de la UNESCO. Es un programa científico intergubernamental, destinado a establecer una base teórica y práctica para mejorar la relación entre los seres humanos y el medio ambiente. Ecosistemas terrestres, costeros o marinos pueden constituir la base territorial de las reservas de la biosfera que son lugares de aprendizaje para el desarrollo sostenible, donde se prueban enfoques interdisciplinarios para comprender y manejar las interacciones entre sistemas sociales y ecológicos, y se promueven soluciones para conciliar la conservación de la biodiversidad con el desarrollo socioeconómico sostenible de las poblaciones que viven en estos territorios.

La Red Española de Reservas de la Biosfera está constituida, en 2018, por 49 sitios que ocupan el 11% del territorio y suponen un espacio común, donde tiene lugar una intensa actividad de colaboración e intercambio de conocimientos y experiencias. En nuestro país, la coordinación del Programa MaB de la UNESCO y de la Red Española de Reservas de la Biosfera, está encomendada al Organismo Autónomo Parques Nacionales del Ministerio para la Transición Ecológica.

Las reservas de la biosfera ofrecen al visitante o al estudioso numerosas opciones para disfrutar del singular patrimonio de estos espacios, tanto en lo natural como en lo cultural. Podríamos decir que esto es similar a lo que encontraría un viajero en otros lugares de la geografía española. Sin embargo, las reservas de la biosfera son mucho más que lugares con un gran valor de biodiversidad o paisajes atractivos para hacer turismo, son lugares comprometidos que llevan a la práctica su compromiso, a través de un Plan de Acción que pone plazos al cumplimiento de los objetivos establecidos por el Programa MaB. En cada una de ellas, las soluciones encontradas para alcanzar ese desarrollo sostenible son particulares y son las que la población del lugar ha generado, a lo largo de los años, para adaptarse a las condiciones específicas del territorio.

Esta publicación pretende contribuir a difundir los valores del patrimonio geológico de las reservas de la biosfera españolas entre todos los públicos, presentando algunos de los lugares y paisajes más espectaculares que podemos encontrar en España. La excelente información que se muestra en la presente edición, ha sido el resultado de un fructífero trabajo realizado entre las reservas de la biosfera españolas y los autores de la publicación que, han contado también con la valiosa colaboración de numerosos geólogos y expertos que trabajan en estos territorios.

Además, la excelente información científica que se expone en los textos de esta publicación va acompañada de magníficas imágenes, gráficos y esquemas que ayudan al lector a interpretar y comprender los asombrosos procesos geológicos que, a lo largo de los siglos, han modelado formaciones geológicas tan espectaculares e interesantes como las que se presentan en este libro.

Quiero aprovechar, estas líneas para agradecer a los autores, gestores, ilustradores y a todos los que han contribuido con su esfuerzo a la preparación de esta publicación que, sin duda, ayudará a conocer y, poner en valor, el magnífico patrimonio geológico de las reservas de la biosfera españolas. Con ello, damos cumplimiento a la consecución de nuestros objetivos, que se basan en la búsqueda y logro de alianzas, para que la defensa y protección del medio ambiente alcancen el éxito que todos deseamos.

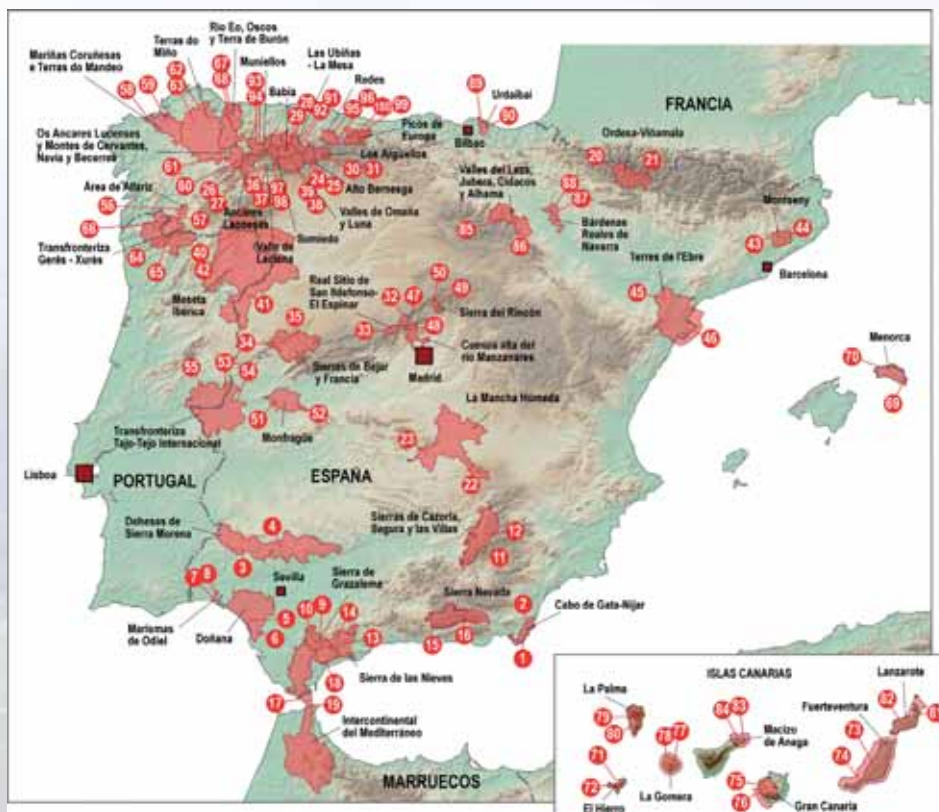
**Juan José Areces Maqueda**  
Director del Organismo Autónomo Parques Nacionales



# INTRODUCCIÓN AL PATRIMONIO GEOLÓGICO DE INTERÉS TURÍSTICO DE LA RED ESPAÑOLA DE RESERVAS DE LA BIOSFERA

*"Comprender las cosas que nos rodean es la mejor preparación para  
comprender las cosas que hay más allá"*

**Hipatia de Alejandría**



Mapa de la Red Española de Reservas de la Biosfera y Lugares de Interés Geológico.

# ÍNDICE

INTRODUCCIÓN .....	06
CABO DE GATA-NÍJAR .....	07
DEHESAS DE SIERRA MORENA .....	10
DOÑANA .....	13
MARISMAS DEL ODIEL .....	16
SIERRA DE GRAZALEMA .....	19
SIERRAS DE CAZORLA, SEGURA Y LAS VILLAS .....	22
SIERRA DE LAS NIEVES .....	25
SIERRA NEVADA .....	28
INTERCONTINENTAL DEL MEDITERRÁNEO .....	31
ORDESA-VIÑAMALA .....	35
LA MANCHA HÚMEDA .....	38
ALTO BERNESGA .....	41
ANCARES LEONESES .....	44
BABIA .....	47
LOS ARGÜELLOS .....	50
REAL SITIO DE SAN ILDEFONSO - EL ESPINAR .....	53
SIERRAS DE BÉJAR Y FRANCIA .....	56
VALLE DE LACIANA .....	59
VALLÉS DE OMAÑA Y LUNA .....	62
TRANSFRONTERIZA MESETA IBÉRICA .....	65
MONTSENY .....	69
TERRES DE L'EBRE .....	72
CUENCA ALTA DEL RÍO MANZANARES .....	75
SIERRA DEL RINCÓN .....	78
MONFRAGÜE .....	81
TRANSFRONTERIZA TAJO-TEJO INTERNACIONAL .....	84
ÁREA DE ALLARIZ .....	88
MARIÑAS CORUÑESAS E TERRAS DO MANDEO .....	91
OS ANCARES LUCENSES Y MONTES DE CERVANTES, NAVIA Y BECERREÁ .....	94
TERRAS DO MIÑO .....	97
TRANSFRONTERIZA GERÉS-XURÉS .....	100
RÍO EO, OSCOS Y TERRAS DE BURÓN .....	104
MENORCA .....	107
EL HIERRO .....	110
FUERTEVENTURA .....	113
GRAN CANARIA .....	116
LA GOMERA .....	119
LA PALMA .....	122
LANZAROTE .....	125
MACIZO DE ANAGA .....	128
VALLÉS DEL LEZA, JUBERA, CIDACOS Y ALHAMA .....	131
BARDENAS REALES DE NAVARRA .....	134
URDAIBAI .....	137
LAS UBIÑAS - LA MESA .....	140
MUNIELLOS .....	143
REDES .....	146
SOMIEDO .....	149
PICOS DE EUROPA .....	152
EPÍLOGO .....	155
BIBLIOGRAFÍA .....	156

# INTRODUCCIÓN

Esta publicación se ha realizado con el objetivo de describir el origen y formación de una buena parte del patrimonio geológico de interés turístico de la Red Española de Reservas de la Biosfera para que éste sea conocido y pueda ser utilizado como motor de desarrollo económico local.

La necesidad de dar a conocer este sorprendente patrimonio natural de la Red española de Reservas de Biosfera fue constatada por su Consejo de Gestores que encargó el trabajo a su Consejo Científico.

La publicación tiene la vocación de ser accesible para todos los públicos. Sin embargo, parte de un trabajo bibliográfico profundo abordado con una rigurosa metodología científica. Es además el fruto de una continua colaboración de los editores con las personas gestoras de las Reservas de la Biosfera españolas, así como, con varios miembros de su Consejo Científico asesor.

## Los autores

# CABO DE GATA-NÍJAR

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera de Cabo de Gata presenta costas paradisíacas. Playas con dunas encajadas en grandes acantilados. Se trata de un paisaje semiárido, fruto de las condiciones climáticas y de su sustrato volcánico que, con grandes pendientes y suelos muy pobres, determina la práctica ausencia de árboles.

Su clima, mediterráneo sub-desértico, da lugar a una vegetación de tipo arbustivo y espinoso. Son comunes los azufaifos, los palmitos y los pastizales. El progresivo avance de la desertificación convierte al matorral en tomillar y a éste, en zonas cubiertas con esparto. Paradójicamente, esta reserva de la biosfera incorpora el mayor humedal oriental de Andalucía: Las Salinas. Este vergel favorece la presencia de casi un centenar de especies de aves acuáticas. Sobresalen por su vistosidad los flamencos. Fuera de las zonas húmedas se pueden contemplar ejemplares de águila perdicera, búho real además de diversas aves esteparias.

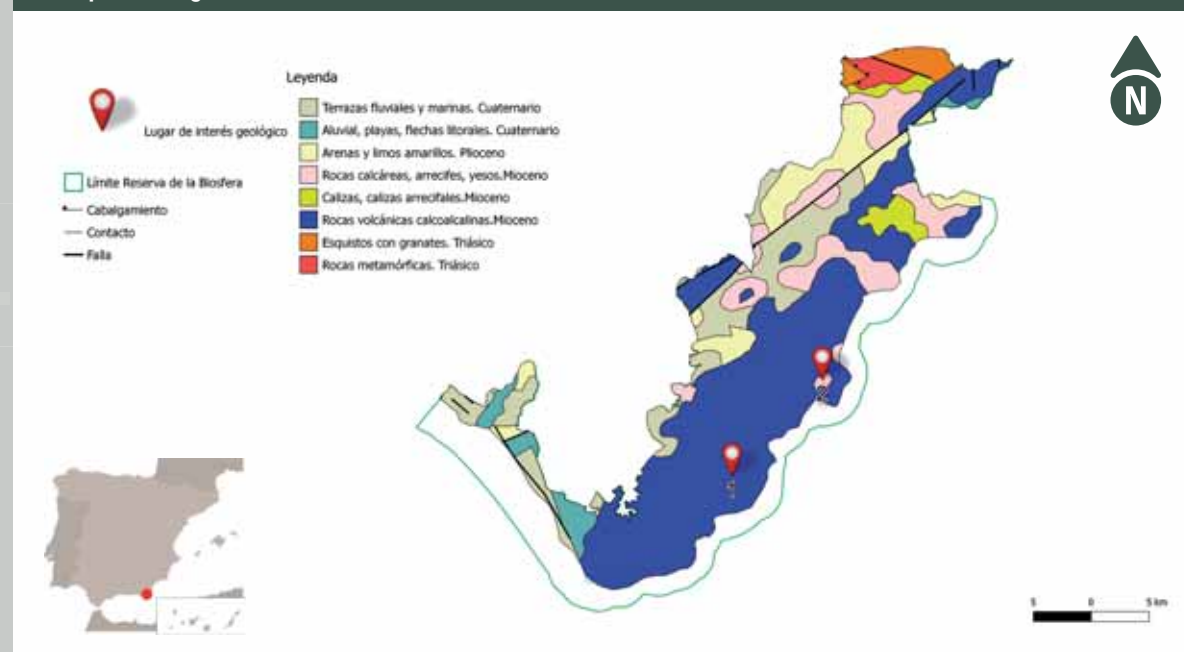
La escasa población existente en el territorio, se ha dedicado históricamente a las explotaciones tradicionales de pesca, agricultura y ganadería. Además, también a la minería, destacan las explotaciones de Rodalquilar y Las Salinas. Actualmente, está en auge el turismo sostenible, junto con la agricultura ecológica, la pesca y la acuicultura.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La rocas volcánicas de Cabo de Gata se empezaron a formar al final del proceso de formación de las montañas originadas por la orogenia alpina hace unos 15 millones de años y están relacionadas con el levantamiento de la cordillera Bética. Constituyen una porción de una gran masa volcánica que se extiende por el estrecho de Alborán hasta el norte de África. Las fuerzas que comprimieron las placas de África y Europa determinaron la formación de una gran y profunda fractura: la falla de Carboneras que, en dirección noreste-suroeste, se extiende a lo largo de más de 30 kilómetros. Por esta fractura se sucedieron emisiones submarinas de lava que han dado lugar a los relieves actuales. En estos materiales volcánicos existen minerales como la galena argentífera y la piritita y metales como el oro, el plomo, el zinc y el hierro.

Entre los domos volcánicos que se iban construyendo y que acabaron configurando grupos de islas en medio del mar, se sedimentaban materiales procedentes de la erosión del continente. Sobre los fondos marinos más someros, en un clima subtropical, se desarrollaron arrecifes coralinos que actualmente se presentan en el paisaje como rocas calizas. El origen volcánico de la Reserva de la Biosfera Cabo de Gata - Níjar queda patente en la multitud de formas apreciables en el paisaje. Destacan los conos, las calderas, las chimeneas y las coladas basálticas. También se pueden observar rocas sedimentarias como es el caso del llamativo arrecife de la Mesa Roldán.

## Mapa Geológico.



Javier Navarro Pastor

# DOMOS VOLCÁNICOS DE LOS FRAILES

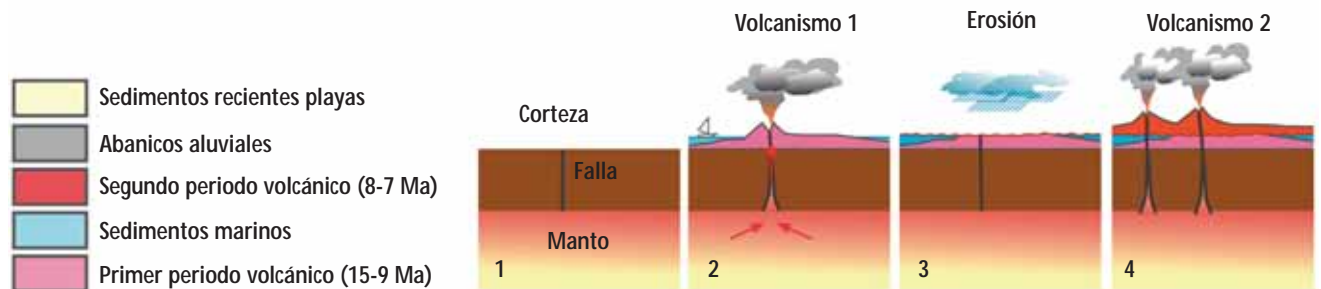
Dos volcanes hechos frailes.

La parte sur de la cordillera Bética es una zona con una notable actividad sísmica. ¡Hay volcanes! Esto ocurre porque las placas tectónicas de Europa y África están lentamente chocando entre ellas. Estos movimientos entre placas dan lugar a rupturas de la superficie de la Tierra, esto es, a fallas profundas que conectan la corteza terrestre con el manto que está debajo. Las rocas fundidas del manto que están a altas temperaturas, pueden ascender a la superficie a través de las fallas y alcanzar de esta manera la superficie de la Tierra en forma de volcanes. Un bello ejemplo de este proceso lo muestran los domos volcánicos de los Frailes en el Cabo de Gata de Almería.

Como observamos en la ilustración, estos domos volcánicos empezaron a formarse hace unos 15 millones de años. Dos periodos volcánicos se sucedieron en el tiempo, uno entre 15 y 9 millones de años, (color rosa) y otro entre 8 y 7 (color rojo). Los domos volcánicos de los Frailes se formaron en el segundo periodo. Durante este último periodo, las rocas fundidas atravesaron las rocas volcánicas previas (las de color rosa) a través de chimeneas volcánicas construidas a favor de las zonas de fractura, de las fallas. Así, se originaron dos cráteres que conformaron los cerros de los Frailes. La forma de estos dos relieves conserva la estructura casi original correspondiente a dos conos volcánicos. La resistencia a la erosión de estas rocas duras, ha permitido que los domos hayan permanecido casi intactos desde hace 7 millones de años.

## 01. Domos volcánicos de Los Frailes

Estos cerros se han utilizado como atalayas vigías para controlar la llegada de piratas y en ellos se han encontrado minas de oro (Rodalquilar).





# LA PLATAFORMA DE LA MOLATA DE LAS NEGRAS

## Los arrecifes tropicales.

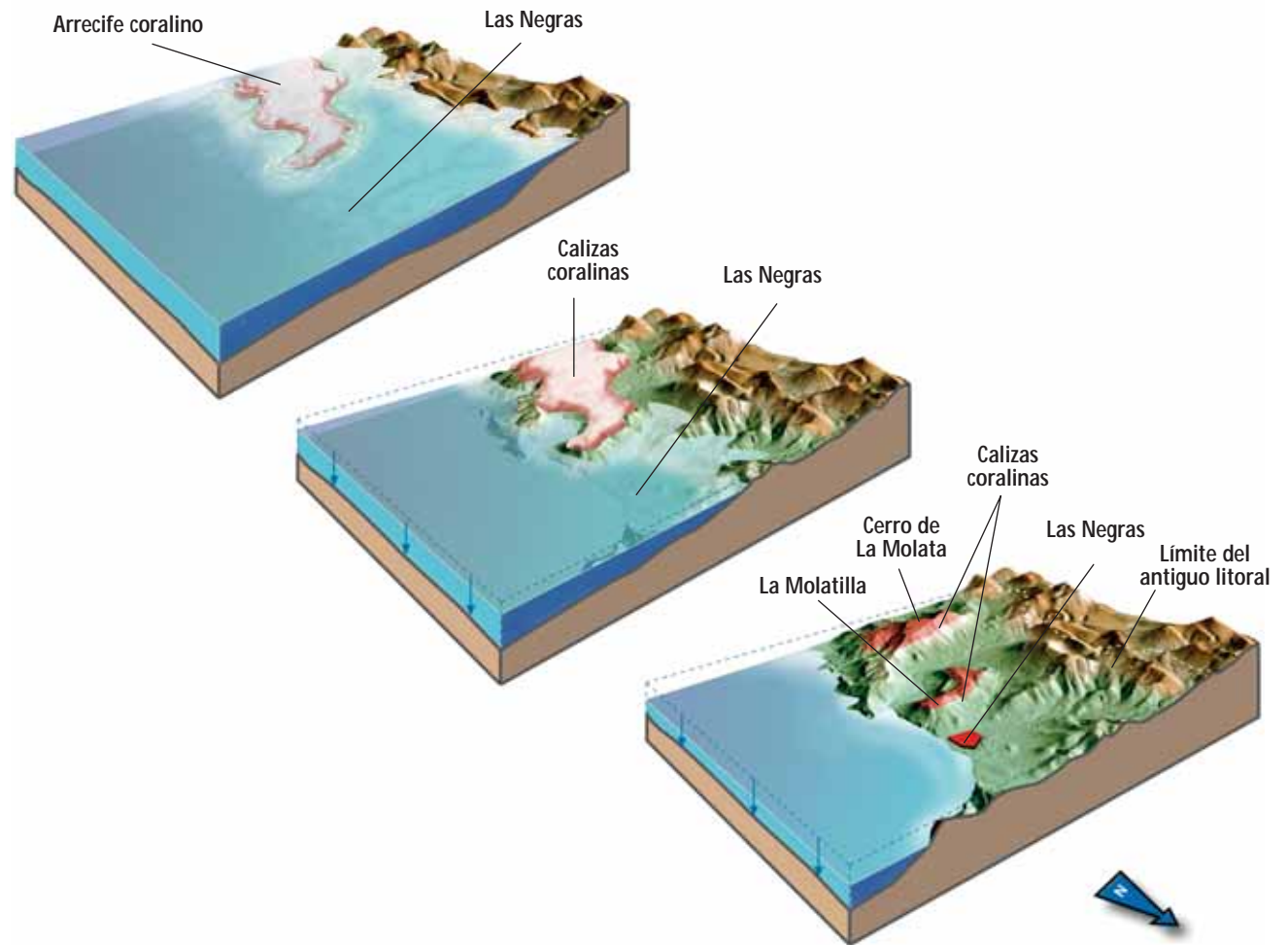
Cuando cesó la actividad volcánica en el cabo de Gata, hace unos 7 millones de años, el mar Mediterráneo bañaba los acantilados costeros de esta parte de Almería. El clima tropical existente condicionó la temperatura del agua marina que era cálida. En este contexto, la vida marina explotó y surgieron arrecifes de coral y otros organismos, casi parecidos a los que hoy encontramos en Australia o en el Mar Rojo. Estos arrecifes permanecen como testigos fósiles de aquella explosión de vida, tapizando los relieves volcánicos preexistentes.

En la ilustración se muestra el proceso de formación de estos arrecifes marinos situados en la plataforma marina adyacente al litoral. La actividad biológica en los arrecifes propició la acumulación de sedimentos ricos en carbonato ( $\text{CaCO}_3$ ) hace 6 millones de años. Cuando el mar comenzó a retirarse por el levantamiento de la Cordillera Bética generado por la colisión entre las placas de África y Europa, los arrecifes afloraron sobre las aguas.

Tal y como se interpreta en la ilustración, las diferentes alturas a las que se encuentran los arrecifes, dan pistas acerca de cómo se produjo la retirada progresiva del nivel del mar. ¡Estas rocas nos enseñan las consecuencias del cambio climático que se produjo hace 7 millones de años!. La posterior erosión marina de los relieves emergidos ha destruido una gran parte de los arrecifes fósiles.

## 02. La Plataforma de La Molata de las Negras

La vestimenta de las mujeres de los marineros fallecidos en la mar dio nombre a "Las Negras". Aquí se han rodado varias películas: "Un día sin fin" y "Los gallos de la madrugada".



# DEHESAS DE SIERRA MORENA

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

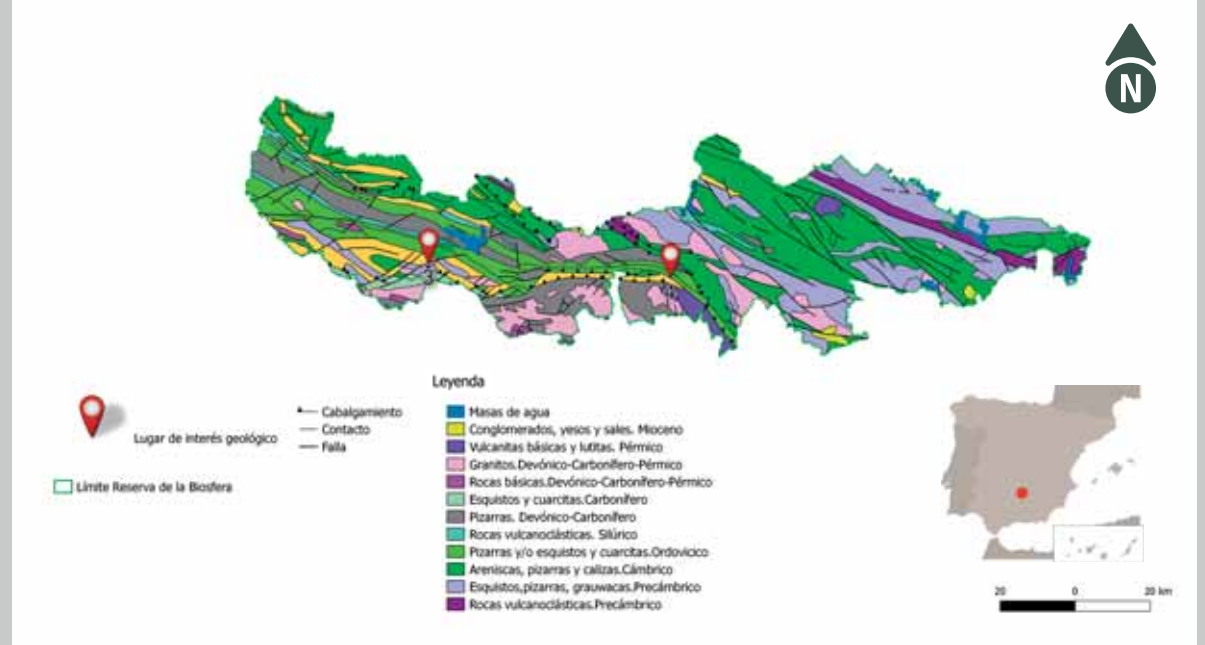
Este territorio de casi 450.000 ha constituye el nexo natural del valle del Guadalquivir con el resto de la Península Ibérica y es un claro ejemplo del paisaje tradicional conocido como "la dehesa". Un paisaje formado por extensos pastizales sombreados por encinas, quejigos, rebollos y alcornoques. Esta estructura arbórea permite reducir al máximo los efectos de la insolación mediterránea a la par que optimizar la producción de bellotas para el ganado. La dehesa se configura así como un modelo de desarrollo único que permite el aprovechamiento múltiple de los recursos naturales y combina los usos agrícolas con los ganaderos, cinegéticos y forestales. Las Dehesas de Sierra Morena se han ido formando a lo largo del tiempo gracias a un manejo humano basado en el conocimiento profundo de su funcionamiento ecológico. Las formas de vida tradicionales han desembocado en las actuales buenas condiciones ambientales y culturales de este territorio manifestadas en un patrimonio de primer orden, natural, monumental, arqueológico y, sobre todo, etnológico. Las Dehesas de Sierra Morena cuentan también con zonas apenas transformadas de bosques de castaños, montes mediterráneos y bosques en galería que recorren los numerosos cauces fluviales. Este conjunto de paisajes se traduce en una elevadísima biodiversidad que incluye algunas de las especies más emblemáticas de los ecosistemas mediterráneos como el lince ibérico, el águila imperial ibérica o el buitre negro.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La denominación de Sierra Morena parece radicar en su apariencia oscura, morena, derivada de la combinación entre el color de sus materiales (cuarcitas y pizarras) y su vegetación, dominada por especies de hoja perenne. Estas montañas son el fruto de la erosión de una antigua montaña originada mediante un gran plegamiento de la superficie terrestre ocurrido hace unos 380 millones de años, a finales del Devónico, esto es, la orogenia Varisca; y de un posterior repliegue producido hace al menos 66 millones de años, durante la orogenia Alpina.

La Sierra Morena, se puede considerar como el escalón final de la Meseta ibérica. Sus materiales tal y como vemos en su mapa geológico, presentan una disposición en bandas en la dirección dominante Noroeste-Sureste. El sector de la izquierda está compuesto por pizarras, areniscas y grauwacas de la era Paleozoica (hace 541-252 millones de años) e incluso del eón Precámbrico. Sobre los materiales calizos de esta zona se producen fenómenos de disolución que dan lugar a interesantes cavidades. La zona central está orientada en direcciones contrapuestas y presenta rocas ígneas graníticas. La parte de la derecha presenta una relativa homogeneidad siendo sus materiales principalmente pizarras, areniscas, esquistos y conglomerados, sobre los que resaltan las bandas de calizas, dolomías y cuarcitas más resistentes a la erosión y, por tanto, con las altitudes más elevadas de este sector. Existen en esta zona restos fósiles de la vegetación de épocas pretéritas, destacando la del Pérmico.

## Mapa Geológico.



# GRUTA DE LAS MARAVILLAS

La cueva de colores.

En la localidad de Aracena, al norte de la provincia de Huelva, está enclavada una de las cuevas más bellas y visitadas de Andalucía: la Gruta de las Maravillas. La gruta está labrada sobre rocas carbonatadas (CaCO<sub>3</sub>) formadas hace 541-485 millones de años, durante el Cámbrico.

Como vemos en la ilustración, la gruta presenta un desarrollo horizontal distribuido en tres niveles, el más bajo está actualmente inundado de agua. Al no existir agua permanente en los dos niveles superiores, se han podido desarrollar dentro de la cavidad formas kársticas llamadas espeleotemas que se forman mediante procesos químicos de precipitación de carbonato (Ca-MgCO<sub>3</sub>). Estas interesantes formas se pueden encontrar a lo largo de las salas y galerías de la cueva. ¡Realmente son bellísimas! Algunas de ellas son agujas pegadas al techo (estalactitas) que tienen un tubito en su centro, por donde discurren las gotas de agua que las generan. Otras, en cambio, están pegadas al suelo (estalagmitas); sobre ellas, paulatinamente caen las gotas de agua que escuchamos o nos caen sobre la cabeza al pasear por la cueva. A veces, estas dos formas se unen y se construyen columnas que unen el techo y el suelo de la gruta. Cuando el agua se desliza de forma laminar por una superficie de la roca se generan mantos ondulados. Otras veces, las precipitaciones parecen bustos, como si hubieran sido esculpidas por un artista griego, en fin, se podría decir que la gruta y sus espeleotemas son un paraíso para la imaginación.

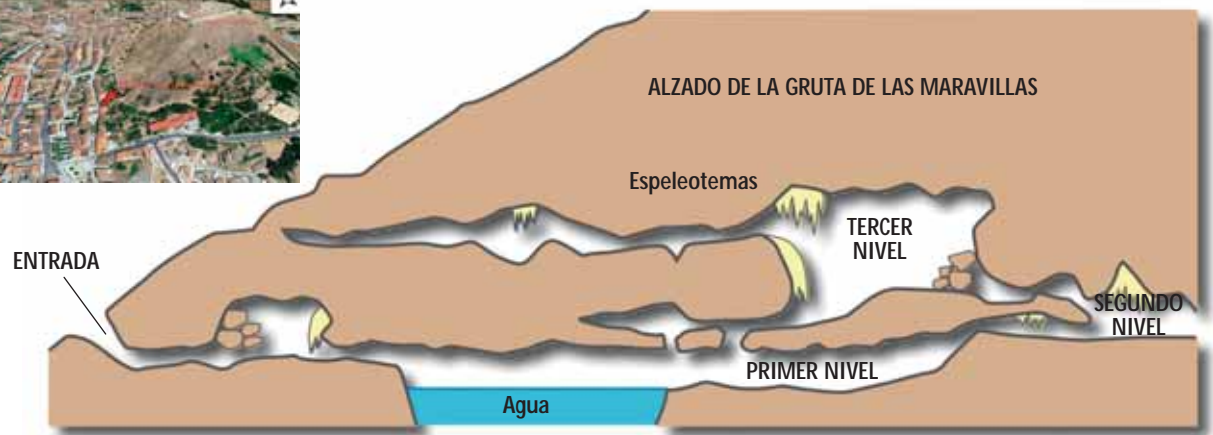
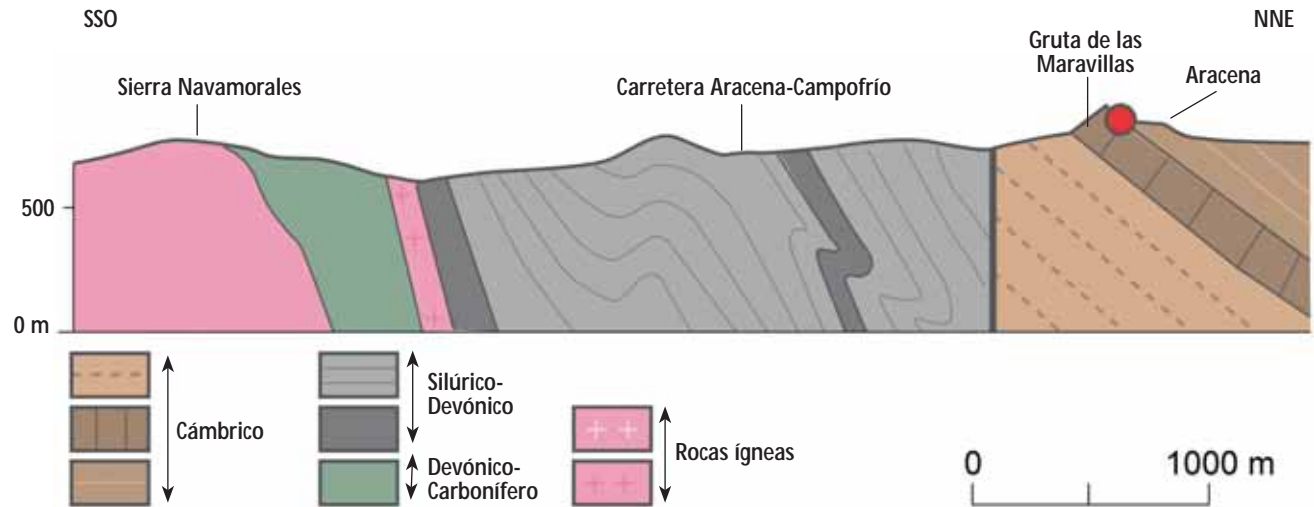
Los espeleotemas tienen diferentes tonalidades: azules, verdes y anaranjadas. Estos colores están relacionados con la presencia en las calizas del Cámbrico de minerales compuestos por sulfuros de cobre y hierro (Cu-FeSO<sub>4</sub>). La disolución de estas mineralizaciones, junto con la del carbonato que forma las calizas y los posteriores procesos de precipitación de esos mismos compuestos, son los que da lugar a esta variedad de colores en los espectaculares espeleotemas.

¡Maravilloso!

# SALAS DE SIERRA MORENA andaluza

## 03. Gruta de las maravillas

El descubridor de la Gruta fue un pastor, el Tío Blas, a finales del siglo XIX. En la cueva se han rodado además películas de cine: *Faustina, Viaje al Centro de la Tierra, Titanes, Tarzán y las Minas del Rey Salomón, o Yerma.*



# FLORA PÉRMICA DE GARGANTAFRÍA

Plantas sepultadas por volcanes.

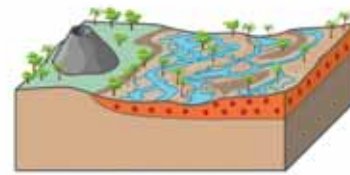
El río Viar desemboca en el Guadalquivir en Cantillana (Sevilla). Unos 12 kilómetros al norte de esta localidad, en la carretera que va a El Pedroso, se encuentra el embalse del Pintado o Melonares. En las rocas de estos parajes se encuentran plantas que se desarrollaron hace 298-252 millones de años, en el Pérmico, que es el último periodo del Paleozoico.

Como vemos en la ilustración, estas rocas tienen un origen volcánico y sedimentario. Se trata de materiales donde alternan cantos y arenas que forman conglomerados, areniscas rojas de origen fluvial y coladas basálticas intercaladas con cenizas volcánicas. Dentro de esta secuencia de materiales se han localizado restos de las antiguas plantas que poblaban el planeta Tierra. Son espectaculares, ya que conservan de forma excepcional sus hojas. En los sedimentos más gruesos, se encuentran incluso restos de troncos fósiles que pueden alcanzar varios metros. Los fragmentos de plantas que se encuentran en los depósitos de arcillas y areniscas pueden aparecer eventualmente en los estratos de textura muy fina compuestos por cenizas volcánicas.

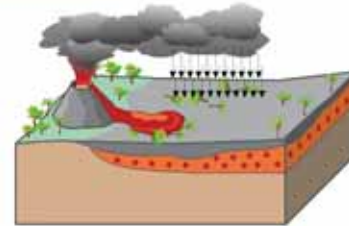
Todas estas rocas se depositaron en un lago en donde descargaban varios ríos que se situaba cerca de una zona volcánica. Las erupciones volcánicas expulsaban lava y trozos de roca al exterior y algunos de estos productos llegaban al lago. Imaginaos, la mayoría de las plantas que crecían tranquilas junto al lago eran sepultadas con gran rapidez por los materiales procedentes de los volcanes. Algunas de las plantas fueron maceradas y se transformaron en carbón o desaparecieron. Otras que quedaron enterradas por los sedimentos de los ríos o el lago quedaron preservadas y fosilizaron. ¡Menos mal!

## 04. Flora pérmica de Gargantafría

En el Real Jardín Botánico de Córdoba se puede observar una interesante colección de estos vegetales fósiles.



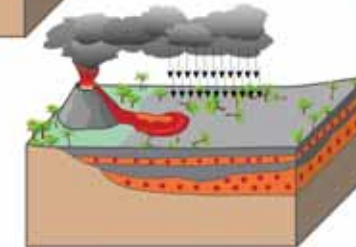
1.- Depósito de sedimentos fluviales: conglomerados y areniscas rojas.



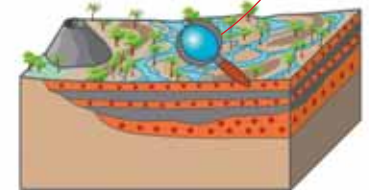
2.- Actividad volcánica: coladas basálticas y cenizas volcánicas.



3.- Depósito de sedimentos fluviales: conglomerados y areniscas rojas.



4.- Actividad volcánica: coladas basálticas y cenizas volcánicas.



5.- Depósito de sedimentos fluviales: conglomerados y areniscas rojas.

El resultado es una alternancia de rocas sedimentarias y volcánicas con restos de plantas y troncos fósiles.

Ejemplo de fósil vegetal.



# DOÑANA

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera de Doñana es un gran humedal que se extiende por la margen derecha de la desembocadura del río Guadalquivir, entre las provincias de Huelva, Sevilla y Cádiz. En esta zona húmeda son importantes tanto las aguas superficiales como las subterráneas; las primeras aportan aguas al humedal durante gran parte del año, las segundas permiten mantener los niveles de agua cuando los aportes superficiales escasean.

Doñana presenta paisajes característicos y mundialmente conocidos, tales como las marismas y los arenales situados en el litoral, pero también son fantásticos los bosques y lagunas de su interior. El clima es mediterráneo subhúmedo con precipitaciones de carácter irregular. La flora es muy diversa y destacan especies vegetales endémicas como el enebro costero o la *Linaria tursica*, entre otras. Los diferentes ecosistemas acuáticos y terrestres de Doñana albergan abundante fauna, más de 400 especies de vertebrados. Destacan varias especies protegidas como por ejemplo, el lince ibérico, el águila imperial ibérica o la tortuga mora. Sin embargo, por su gran abundancia y diversidad, sus mayores valores son las aves que nidifican o migran sobre las marismas. Además, Doñana es de gran valor etnográfico y antropológico. Las construcciones existentes típicamente rurales representan los usos y las tradiciones ancestrales del entorno. Las principales actividades económicas se corresponden con la ganadería extensiva, el marisqueo, los aprovechamientos forestales, el turismo ambiental y la agricultura.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

El choque de placas generado hace 23-2,5 millones de años, durante el Neógeno, que dio lugar a la formación de las montañas alpinas (orogenia Alpina) originó la cuenca del río Guadalquivir y asimismo permitió la entrada del mar hacia una cuenca sedimentaria ubicada entre la cordillera Bética y el macizo Ibérico. Esta cuenca se fue rellenando con sedimentos marinos y con los materiales erosionados por los ríos en los relieves montañosos que se estaban alzando. Posteriormente, la colmatación de la cuenca junto con la posterior retirada progresiva del mar, dio lugar al establecimiento de un sistema fluvial en su interior y al desarrollo del nuevo sistema litoral.

Más tarde, durante el Holoceno, la dinámica costera configuró la flecha de Doñana y provocó el cierre parcial de la desembocadura del Guadalquivir. Su relleno gradual con sedimentos fluviales y marinos originó los ambientes lagunares y las zonas de marismas que se extienden tras la flecha litoral y en las que incluso se han formado turberas. En las grandes barreras de arena que configuran la flecha arenosa se produce una intensa actividad eólica, dando lugar a la formación de trenes de dunas que avanzan desde el litoral hacia el interior. Dentro de estos cuerpos arenosos se almacena agua subterránea de gran interés que genera estructuras y formas geomorfológicas muy interesantes.

## Mapa Geológico.



# FLECHAS Y MARISMAS DE DOÑANA

## Flechas de arena.

La flecha litoral y las marismas de Doñana se sitúan entre la desembocadura del río Guadalquivir y el océano Atlántico. La flecha litoral tiene una longitud de unos 25 kilómetros y una anchura variable entre 3.000 y 4.500 metros. ¿Grande, eh?

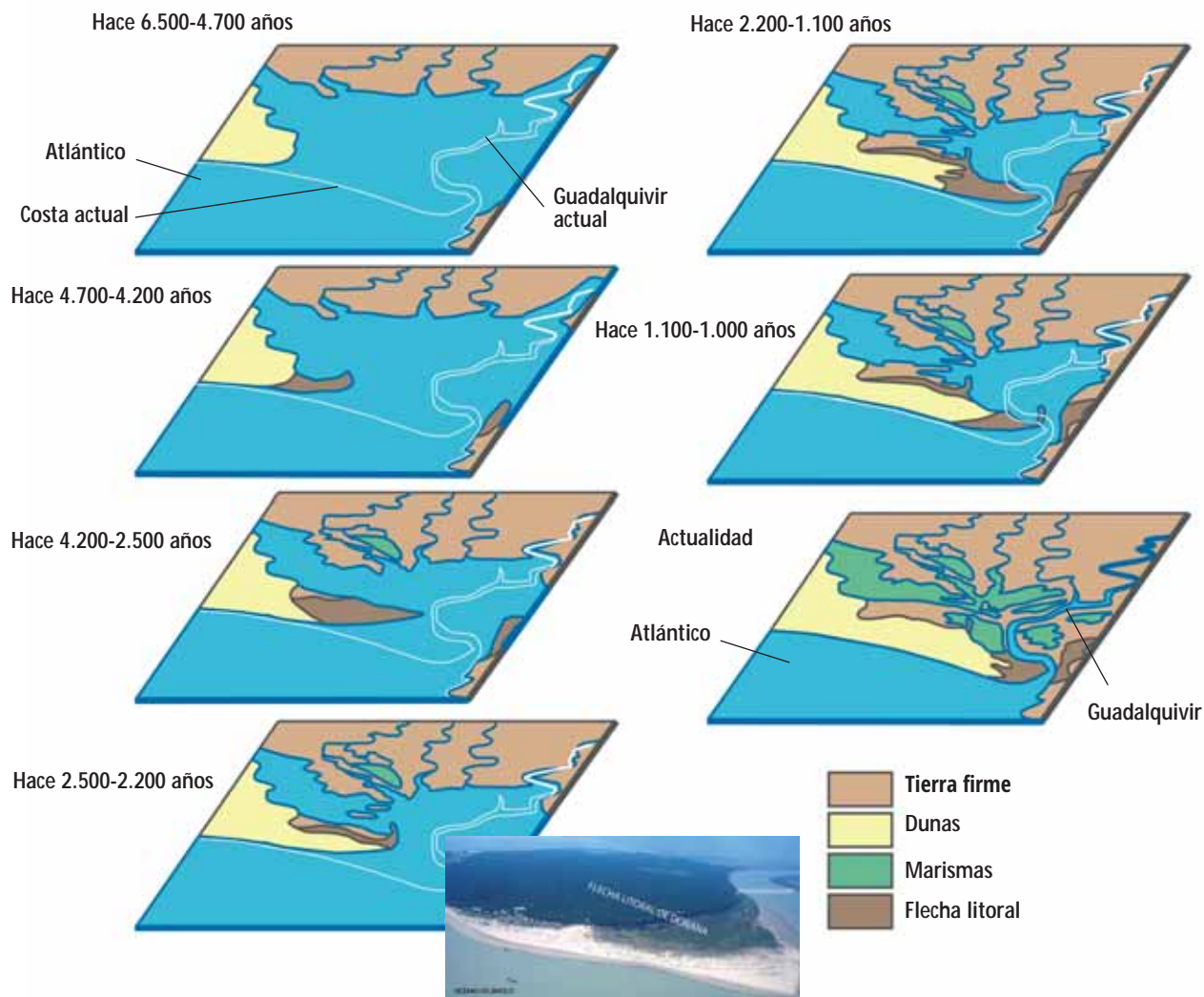
Sobre ella, discurren desde el litoral hacia el continente hasta cinco trenes de dunas. Tres de ellos están estabilizados por la vegetación, no se mueven, y otros dos se desplazan en la dirección de viento predominante. Algunos de los trenes de dunas pueden llegar a alcanzar hasta los 30 metros de altura sobre el nivel del mar. En la zona donde se instalan las marismas se pueden observar zonas elevadas que se conocen como "vetas". Son resaltes arenosos que probablemente se corresponden con antiguos límites (bermas) entre la playa húmeda y la playa seca. Hoy, estos límites aparecen inundados por las mareas y colonizados por las plantas de marisma.

En la ilustración se muestra la evolución de la formación de la flecha de Doñana desde hace 6.500 años hasta la actualidad. Se trata de una cuña de arena que se desarrolla en la margen izquierda de la desembocadura del río Guadalquivir vista desde el mar. Las arenas situadas sobre la plataforma marina adyacente a la desembocadura son poco a poco transportadas por las corrientes generadas por el oleaje que se aproxima con un cierto ángulo oblicuo a la desembocadura. Este proceso llamado "deriva litoral" es el que genera la cuña arenosa en forma de flecha que da forma a la actual desembocadura del estuario del río Guadalquivir.

La mar tiende a cerrar con arena la desembocadura del río convertido en estuario, pero el río se resiste y mantiene su zona de descarga de aguas hacia el mar, limpiando por tanto, su entrada. Esta pelea entre la mar y el río, da lugar a que la entrada del estuario se vaya desplazando a lo largo del tiempo. Es una lucha de titanes en la que de momento, no hay ni ganadores ni perdedores. Parece que la mar va ganando terreno pero el cambio climático podría cambiar las reglas del juego. En pocos años lo veremos.

## 05. Flechas y marismas de Doñana

El dictador Francisco Franco pretendía desecar las marismas y convertirlas en un gran eucaliptal. Una carta escrita por el científico Jose Antonio Valverde logró impedir esa acción.



# NOCLES DE DOÑANA

Los ojos de las marismas.

Doñana con alrededor de 54.000 hectáreas se sitúa dentro de una unidad hidrogeológica denominada Almonte-Marismas. Esta unidad contiene una parte permeable que se corresponde con los depósitos de arenas asociados a los sistemas de dunas, el delta del Guadalquivir y las playas litorales. Estos materiales funcionan como grandes depósitos de agua que llamamos acuíferos. Estas "bolsas" porosas de arena se rellenan con el agua de lluvia y con la aportada por los ríos.

En las zonas bajas del río Guadalquivir, hacia la desembocadura, se extienden las marismas que están compuestas principalmente por limo y arcilla y que tienen una cierta influencia mareal y fluvial. El agua subterránea en estas zonas se queda confinada en el subsuelo ya que las arenas que están debajo están tapizadas por los materiales finos impermeables que forman las marismas. En las ocasiones en las que el nivel del agua subterránea sobrepasa la topografía del terreno, el agua intenta salir y desborda por ciertas zonas más arenosas situadas entre las marismas y conectadas con los cuerpos arenosos del subsuelo que a su vez, conectan con el río o con las arenas de las dunas o con el litoral. Así se producen emisiones de agua circulares en superficie a favor de zonas ligeramente deprimidas. Estos sectores se conocen como los nocles. ¡Qué curioso!

Los nocles forman unos manantiales circulares de metros o decenas de metros, que se hace más extensos en función del aporte de agua que ocurre en cada momento. El agua dulce al salir a la superficie genera pequeños volcanes de lodo y agua, que conforman borbotones esféricos. La presión hidráulica sobre niveles arenosos que están confinados entre otros arcillosos, produce por lo tanto, el ascenso del agua hacia la superficie. Cuando el terreno se seca en superficie suelen ser peligrosos para el ganado o las personas que transitan, porque pueden actuar como "arenas movedizas". ¡Cuidado!

## 06. Nocles de Doñana

Debido a su forma circular los nocles se conocen como " los ojos de las marismas"



Nocles de Doñana



Detalle de los Nocles de Doñana



# MARISMAS DEL ODIEL

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

Las marismas del Odiel se extienden en la margen derecha de la desembocadura del río que les da el nombre, en su confluencia con la ría de Huelva. La reserva de la biosfera representa a un conjunto de marismas, vinculadas a un estuario, gobernadas por las variaciones de caudal de los ríos Tinto y Odiel, la fluctuación de las aguas subterráneas y por la influencia del oleaje, el vaivén de las mareas y la acción del viento.

La vegetación de este territorio se encuentra adaptada a las condiciones extremas de salinidad existentes, se trata de especies halófilas. El paisaje está dominado por una alternancia de zonas de marismas, pinares, salinas y playas arenosas de gran belleza. Las lagunas costeras permiten la presencia de cantidad de aves, sobresalen el aguilucho lagunero y las garzas real e imperial y otras que recorren la ruta migratoria existente entre Europa y África.

Las marismas de Odiel presentan un gran valor cultural relacionado con esta diversidad natural. Por ejemplo, la ría de Huelva fue uno de los principales enclaves del reino de los Tartesios (Siglos VIII y VII A.P.) y se pueden observar huellas de la ocupación en este territorio durante el tiempo de los romanos. En la actualidad, las principales actividades económicas que se desarrollan en las marismas están asociadas a la explotación de las salinas, al marisqueo, la pesca y al turismo de naturaleza.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

El sistema litoral de Huelva se desarrolla sobre materiales neógenos y cuaternarios generados desde hace 23 millones de años hasta la actualidad. Está situado en el margen oeste de la depresión del Guadalquivir, que es una cuenca fluvial que se originó tras el plegamiento de materiales a gran escala provocado por la orogenia Alpina, un gran plegamiento que comenzó a generarse hace 66 millones de años aproximadamente. Durante el Neógeno, el espacio ubicado entre la cordillera Bética y el macizo Ibérico funcionaba como una gran cuenca, en la que se depositaban sedimentos marinos junto a materiales continentales derivados de la erosión de la cordillera Bética. La progresiva retirada del mar y el relleno de la cuenca permitieron la instalación de una red fluvial, representada en esta zona por las cuencas de los actuales ríos Tinto y Odiel.

Hace unos 12.000 años, durante el Holoceno, la desembocadura de ambos ríos fue conquistada por el ascenso del nivel marino. Sobre los sedimentos fluviales se instauró una gran bahía. Esta evolucionó 5.000 años después, convirtiéndose en un amplio estuario. La acción del oleaje produjo la acumulación progresiva de arenas en los bordes del estuario que, en forma de barras arenosas, progresaron hacia el estuario hasta producir el cierre de su desembocadura. Este fenómeno determinó la formación de lagunas costeras y el desarrollo de las marismas e islas en las zonas más internas del estuario.

## Mapa Geológico.





# MARISMAS DEL ODIEL CALATILLA

Cuando los ríos se funden.

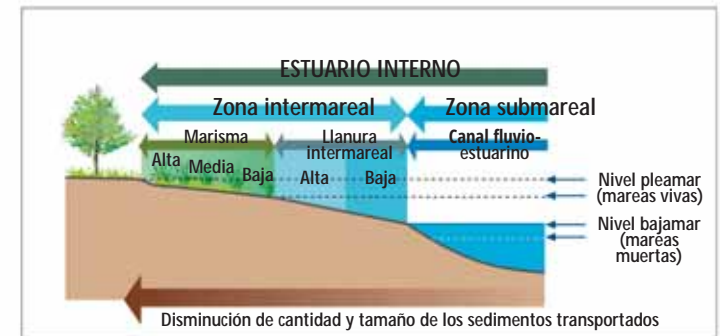
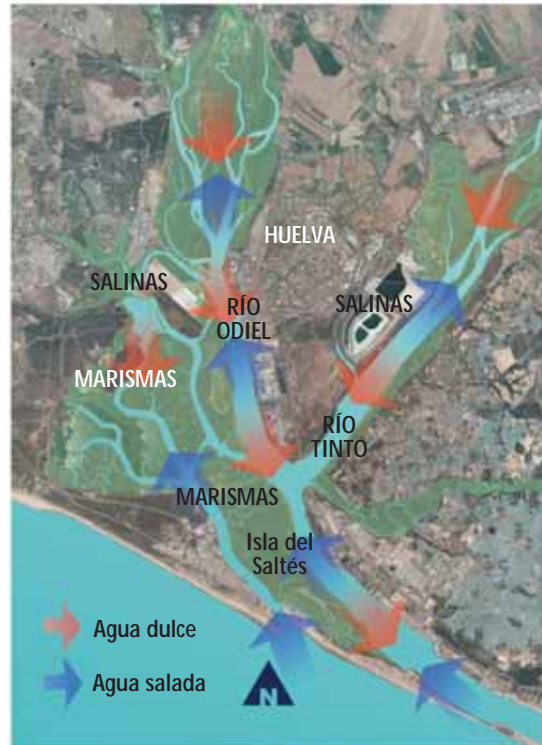
El Paraje Natural Marismas del Odiel conocido como Calatilla, es la segunda zona húmeda en extensión de la provincia de Huelva después de Doñana. La desembocadura del Odiel o ría de Huelva, permite al visitante disfrutar de una extensa zona de marismas.

Como vemos en la ilustración, los sedimentos transportados por los ríos Odiel y Tinto son redistribuidos en sus desembocaduras por las corrientes mareales, que se introducen en su cauce formando un estuario. Además, las corrientes marinas procedentes del océano Atlántico y el oleaje incidente, producen el transporte de arena hacia el litoral en forma de barras. Estos acúmulos de arena, tapan parcialmente la desembocadura, frenan el aporte de sedimentos desde el estuario al océano y dan lugar a que se forme una gran llanura fluvio-estuarina en el interior. En virtud de la inundación marina, que fluctúa con la variación de la amplitud de las mareas, se produce una distribución de los ambientes sedimentarios en franjas. Así, las zonas más bajas del estuario, están ocupadas por una intensa red de canales mareales. Estos están enlazados con los cauces de los dos ríos principales, convertidos ahora en las autopistas del agua marina que se introduce en los cauces fluviales. A derecha e izquierda de los canales se instauran las llanuras intermareales, compuestas por limo y arcilla, en donde abundan animales invertebrados como los moluscos bivalvos. En las zonas un poco más elevadas, se instala la vegetación típica de las marismas. La composición de especies que forman las marismas evoluciona a medida que la influencia mareal es menor, esto es, a medida que la salinidad del medio es menor. De esta manera, podemos distinguir hasta tres tipos de marismas que denominamos baja, media y alta respectivamente.

La mezcla de aguas de diferente salinidad, genera un ecosistema con abundante fauna, especialmente aves. En invierno suelen concentrarse la mayor colonia de Europa de aves: flamencos, espátulas, garzas reales e imperiales, grullas, cigüeñas, etc. La producción de sal es uno de los aprovechamientos de los recursos naturales más interesantes de la zona. Las salinas de Bacuta son un ejemplo de los usos industriales en la actualidad.

## 07. Marismas del Odiel Calatilla

En Odiel existe una de las mayores colonias del sur de Europa de camaleones, escasos durante un tiempo, fueron reintroducidos para luchar contra plagas de mosquitos.



# ISLA DE SALTÉS

Una isla hecha por ríos.

La isla de Saltés, pertenece a un conjunto de islas situadas en el estuario que se forma donde los cauces de los ríos Tinto y Odiel desembocan en el océano Atlántico. El aporte continuo de sedimentos finos por parte de los ríos, la instalación de vegetación marismiega sobre estos depósitos y la posterior remodelación de los sedimentos por las mareas, son los principales procesos que han modelado y construido la Isla de Saltés a lo largo de los últimos 11.700 años (Holoceno) hasta conseguir su morfología actual.

Si nos fijamos atentamente en el mapa de la zona, observaremos que la isla del Saltés, se sitúa entre dos entradas de agua marina que rompen la barrera arenosa que confina el estuario. La isla, se trata por lo tanto, de una zona de marismas aislada por las dos entradas mareales, que a medida que se introducen en el estuario, pierden anchura y se distribuyen en una intrincada red de canalillos que surcan las marismas.

La barrera de sedimentos litorales recientes que tapiza el litoral, intenta cerrar la bocana del estuario que se formó hace aproximadamente 2.600 años. Actualmente sigue moviéndose y cambiando de forma dependiendo de los vientos y el oleaje imperante. Esta migración continuada de arena ha dado lugar a la flecha de Punta Umbría. Dicha flecha, se traslada paulatinamente hacia el sureste empujada por las corrientes generadas por la rotura de oleaje sobre el litoral. Uno de los brazos del río Odiel, el que inunda y drena las marismas de la izquierda de la ilustración, ha conseguido romper la barrera de arena y desembocar en el mar. Los sedimentos que arrastrados por el viento alcanzan este canal, son de nuevo transportados hacia la desembocadura, para ser nuevamente redistribuidos por el oleaje y las corrientes. Además, la interacción de este canal con la desembocadura de los ríos Tinto y Odiel, ha individualizado la flecha de Punta Arenilla, que está ligada a varias islas, entre ellas la Isla de Saltés.

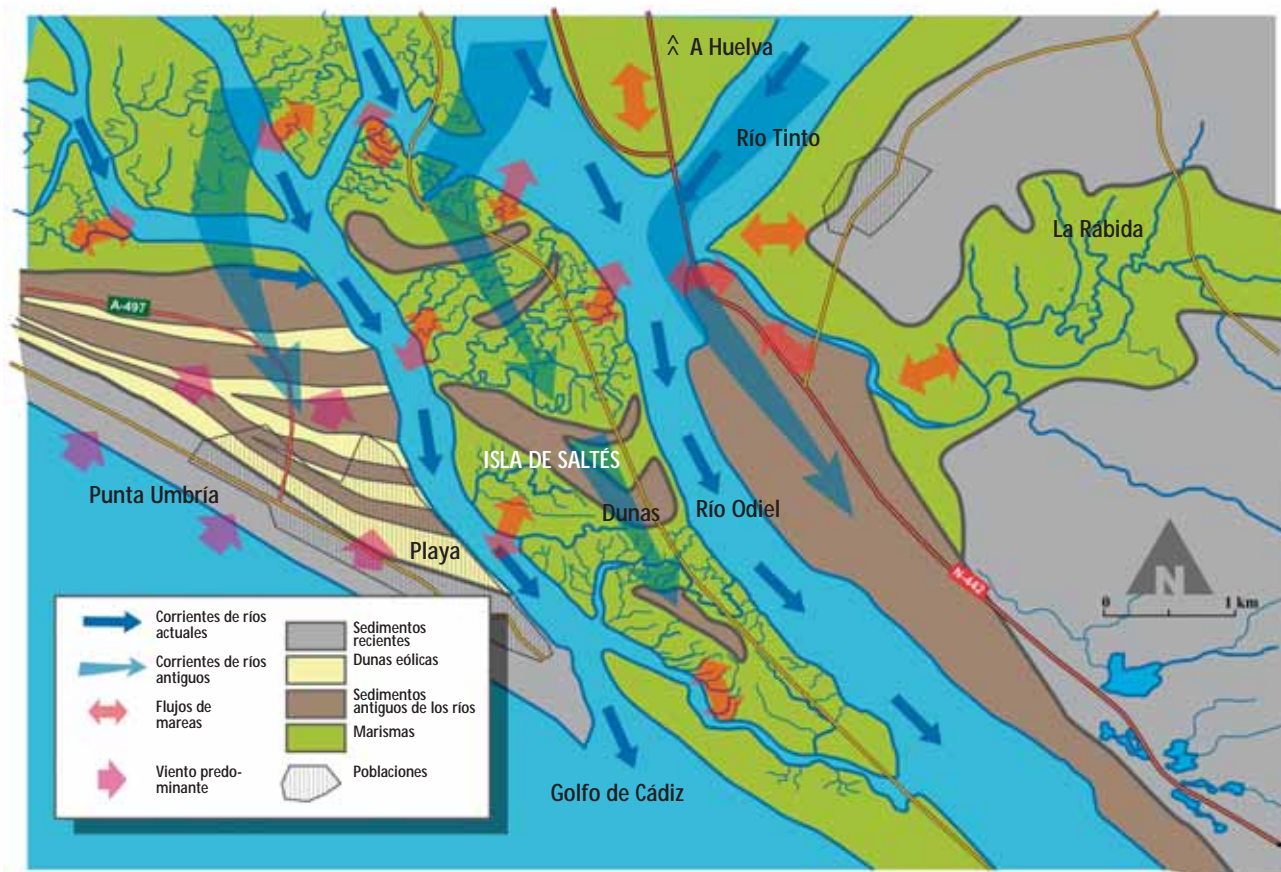
Por lo tanto, se puede decir que la forma, ubicación y evolución de estas barreras arenosas junto con la cantidad de sedimentos que los ríos aportan al estuario, condicionan la formación de las marismas asociadas al río Odiel, su red de inundación y drenaje mareal asociada, así como la generación de islas como la de Saltés.

# SMAS DEL ODIEL

## 08. Isla de Saltés

El yacimiento arqueológico musulmán de Salthish (nombre etimológico de Saltés) fue capital del reino Baikrís en los siglos X y XI.

marismas del odiel / andalucía



# SIERRA DE GRAZALEMA

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Sierra de Grazalema se sitúa en el margen oeste de la cordillera Bética. Este sector se caracteriza por tener un clima con precipitaciones abundantes, causadas por los frentes lluviosos procedentes del océano Atlántico que descargan en las sierras litorales.

Este clima húmedo permite la evolución de una vegetación muy rica y variada con más de 1.400 taxones de flora entre la que destacan los bosques de pinsapo, un tipo de abeto endémico de estas sierras. Entre la fauna presente destacan las aves rapaces; también el murciélago troglodita que, gracias al gran número de cavidades presentes en la Sierra de Grazalema, ha podido permanecer en este hábitat. Entre los grandes mamíferos se pueden observar ciervos, corzos, jabalís y cabras montesas.

Aunque actualmente existe un gran desarrollo del turismo rural, se siguen manteniendo las actividades tradicionales típicas de la zona, como la ganadería, la agricultura y la artesanía, junto a la conservación forestal.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

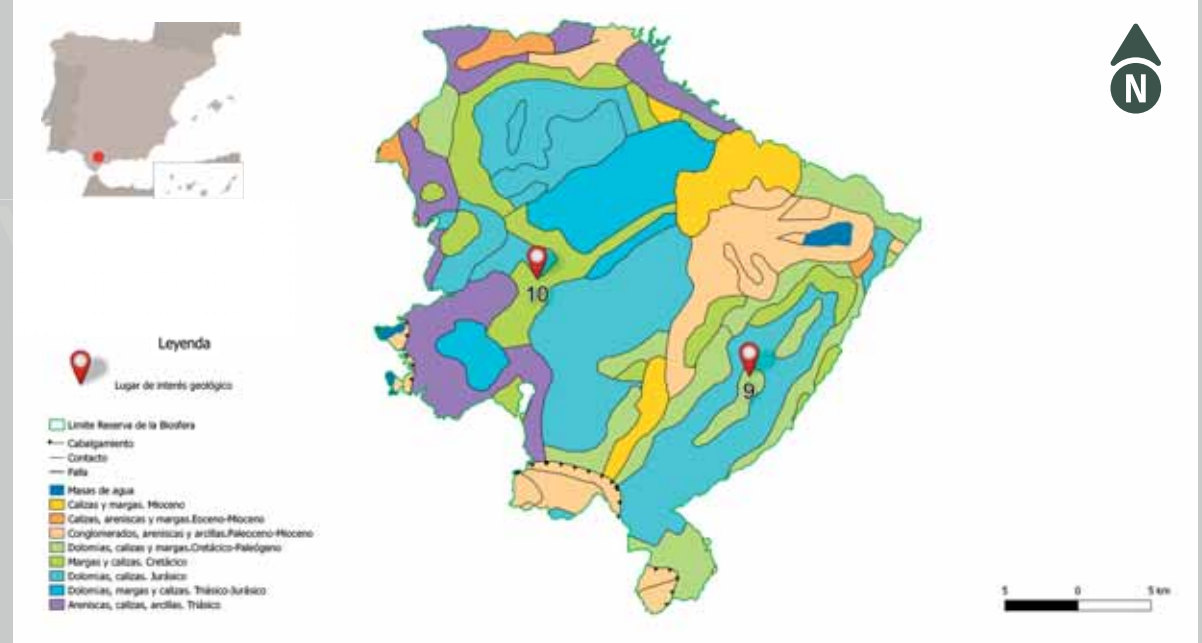
La Sierra de Grazalema forma parte de una alineación montañosa constituida principalmente por materiales carbonatados ( $Mg-CaCO_3$ ). Se ubica en las zonas externas de la cordillera Bética.

En el territorio de la reserva de la biosfera afloran, fundamentalmente, rocas jurásicas (201-145 millones de años) y cretácicas (145-66 millones de años) de composición caliza ( $CaCO_3$ ) y dolomítica ( $MgCO_3$ ), que proceden de los sedimentos depositados en la gran cuenca marina que existió durante estos periodos geológicos.

Hace unos 21 millones de años, durante el Mioceno, se inició la colisión de la placa tectónica de Alborán con las placas ibérica y africana. Este gran choque de las placas terrestres provocó el plegamiento, la fracturación, y el levantamiento de las rocas de esa cuenca marina, dando lugar a la formación de las montañas actuales hace unos 15 millones de años. Estas montañas siguieron en continuo ascenso y deformación hasta construirse las sierras actuales, hace unos 5 millones de años.

A partir de este momento, la precipitación erosionó los grandes relieves y disolvió los materiales carbonatados tanto en la superficie terrestre como en el subsuelo, mediante un proceso de karstificación.

## Mapa Geológico.



# POLJÉ DE LOS LLANOS DE LÍBAR

## Un valle sin salida.

La Sierra de Líbar se sitúa en la parte más oriental de la Sierra de Grazalema, entre las provincias de Málaga y Cádiz. Las abundantes precipitaciones que ocurren sobre esta sierra ocasionan torrentes y arroyuelos superficiales que disuelven las rocas carbonatadas ( $Mg-CaCO_3$ ) del sustrato. Esta erosión química llamada karstificación se produce en las zonas más bajas del terreno, donde las aguas superficiales se estancan, disuelven la roca y se infiltran hacia el subsuelo. La karstificación se puede observar a pequeña escala (décímetros o metros), en acanaladuras sobre las rocas llamadas lapiaz; a media escala (decenas de metros), a modo de depresiones circulares denominadas dolinas; o a gran escala (kilómetros), cuando se forman grandes depresiones o valles cerrados irregulares, los poljés. Este es el caso del poljé de los Llanos de Líbar.

Este poljé que tiene una longitud de 4.300 metros y una anchura de 1.500 metros, es el mayor de la sierra de Grazalema. En los Llanos de Líbar, el agua superficial escurre hacia el subsuelo a través de zonas de infiltración que se llaman ponors. Los ponors son más profundos en las zonas donde existen fracturas. Al existir una zona de debilidad en las rocas, las aguas se acumulan, y dan lugar a una mayor karstificación. En la ilustración se puede observar que los terrenos del poljé presentan diferentes alturas. Este hecho sugiere que el mismo ha tenido varias etapas de formación. La sima de Líbar, por ejemplo, es un ponor antiguo por donde desaguaban las aguas superficiales de esta depresión kárstica.

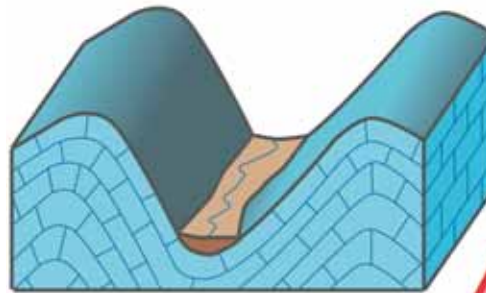
Este relieve montañoso de calizas está además condicionado por los pliegues que las rocas presentan. Pliegues en forma de "A" (anticlinales) o en forma de "V" (sinclinales). Como se puede observar en la ilustración, las zonas con sinclinales, más deprimidas, dan lugar a dolinas y poljés, mientras que las zonas de anticlinales delimitan las zonas elevadas que presentan lapiaz. Las fallas que a veces condicionan estas estructuras, compartimentan los valles que están normalmente rellenos de arcillas o margas (mezcla de carbonato y arcilla). Las arcillas es lo que suele quedar en los fondos de valle tras la disolución de las rocas carbonatadas, se llaman arcillas de descalcificación. Si en cambio, todo el carbonato no se disuelve, el residuo de la karstificación suele ser un material llamado marga que es una mezcla entre arcilla y carbonato.

# SIERRA DE GRAZALEMA

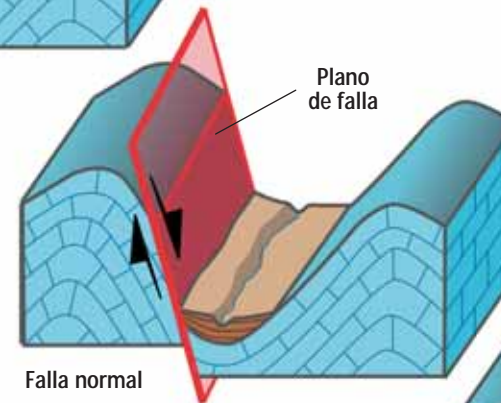
## 09 - Poljé de los Llanos de Líbar

En los Llanos de Líbar aparece una interesantísima orquídea *Ophrys atlántica*.

## sierra de grazalema / andalucía

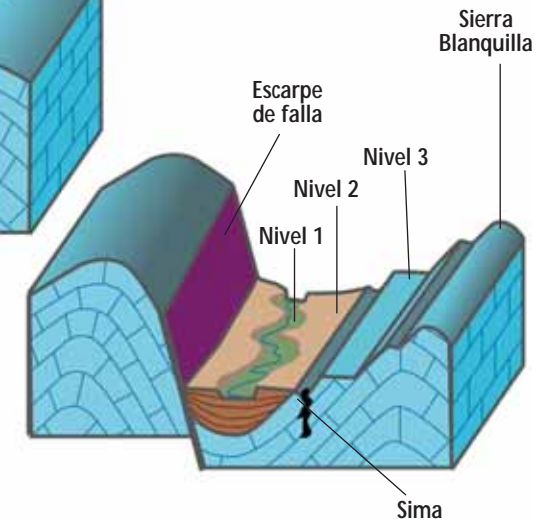


Vista aérea del Polje



Falla normal

Plano de falla



Sierra Blanquilla

Escarpe de falla

Nivel 3

Nivel 2

Nivel 1

Sima



# FALLA DEL SALTO DEL CABRERO DEL CABRERO

La falla que rompe Grazalema.

Como vemos en la fotografía inclinada, el paisaje pintoresco del entorno de la falla del Salto del Cabrero junto con su espectacularidad, contribuyen a que la parte occidental de la sierra de Grazalema situada a unos dos kilómetros al noroeste de Benaocaz, sea una de las zonas más visitadas de la sierra de Grazalema.

Esta sierra constituye una estructura abombada de naturaleza carbonatada ( $\text{Ca-MgCO}_3$ ) que encierra en su interior diversas estructuras geológicas entre las que destaca la falla del Salto del Cabrero. Son comunes los pliegues en forma de "A" (anticlinales) y en forma de "V" (sinclinales) que se formaron hace alrededor de 66 millones de años, a finales del periodo Cretácico, cuando África, India y otras placas de la corteza terrestre chocaron contra Europa y Asia y las rocas se plegaron formando montañas, esto es, cuando se produjo la orogenia Alpina.

Además de los pliegues, resaltan en el paisaje una serie de fracturas del terreno con movimiento de los bloques generados llamadas fallas, que se observan a modo de escarpes que han sido producidos en épocas más recientes. Esto lo sabemos porque cortan los pliegues anteriormente descritos.

Dos de estas fallas se pueden observar en la garganta del Salto del Cabrero que toma su nombre de una sierra cercana. Como se observa en la fotografía esta garganta de unos 50 m de anchura está jalonada por dos fallas situadas a derecha y a izquierda que hunden unos 80 metros la parte central de la sierra (fallas normales). Las huellas de la erosión química de los carbonatos (karstificación) sobre las rocas calizas ( $\text{CaCO}_3$ ) son otro de los distintivos de este relieve.

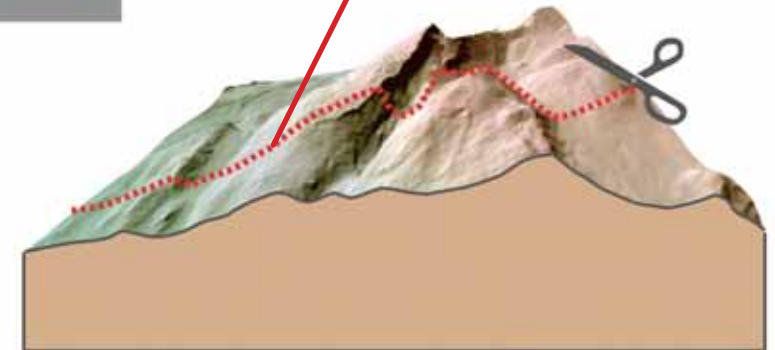
# SIERRA DE GRAZALEMA

## 10. Falla del Salto del Cabrero

La leyenda narra que un cabrero que vivía por estos lugares saltó de una pared a otra para llevarle un cántaro de leche a su hijo que se encontraba enfermo.



Vista de la garganta del Salto del Cabrero



# SIERRAS DE CAZORLA, SEGURA Y LAS VILLAS

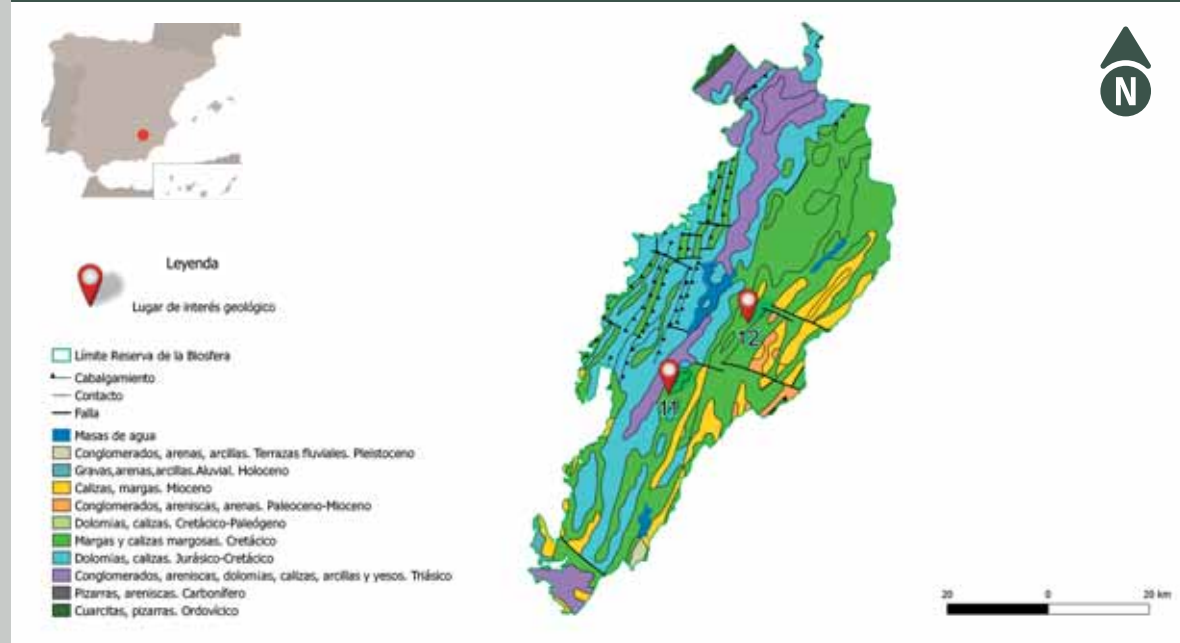
## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Sierras de Cazorla, Segura y Las Villas comprende las sierras ubicadas al noreste de la provincia de Jaén. Presenta una orografía variada y accidentada, que da origen a importantes cursos fluviales como los de los ríos Guadalquivir y Segura. El clima mediterráneo imperante en esta zona permite el desarrollo de bosques de pino salgareño y la instalación de variedades forestales repobladas: carrascales, encinas y tejos. La flora está representada por más de 30 especies endémicas. Destaca, por su singular belleza, la violeta de Cazorla, una flor única en el mundo. Se pueden encontrar además casi 200 especies diferentes de vertebrados y numerosos invertebrados, algunos de ellos también especies endémicas. En las espectaculares paredes y en los roquedos de las sierras se pueden contemplar asimismo grandes aves como el águila real o el quebrantahuesos. La cabra montesa es el mamífero emblemático de las sierras. Ésta comparte el territorio con gamos, zorros y tejones. También destaca la amplia variedad de anfibios y reptiles y, en entre éstos últimos, sobresale la especie endémica de la lagartija de Valverde. A lo largo de la historia, estos territorios han estado ocupados por poblaciones de muy diversas culturas que han dejado huella de su actividad, desde tiempos muy lejanos hasta los más recientes, como lo indica la existencia de pinturas rupestres paleolíticas, los restos ibéricos localizados en cuevas o los vestigios romanos y musulmanes. Históricamente este territorio ha sido explotado para el aprovechamiento forestal, aunque la economía actual se basa en la producción del aceite de oliva, la ganadería y el turismo rural o de naturaleza. La actividad de la caza mayor y la pesca son también importantes. Especialmente, tras la declaración del coto de caza de Cazorla y Segura.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

Las Sierras de Cazorla, Segura y Las Villas forman parte de las zonas externas de la cordillera Bética. Este dominio integra un conjunto de rocas sedimentarias, de edades comprendidas entre el Mesozoico y el Neógeno, entre hace 252 y 2,5 millones de años, que se formaron en una antigua cuenca marina (mar de Tethys) que se extendía al sureste del Macizo Ibérico. Los materiales que llegaron a esa cuenca marina tuvieron dos orígenes. Por un lado, en los bordes de la cuenca, se depositaron arenas y fangos procedentes del continente, y por otro, en las zonas interiores, las cuales actualmente se corresponden con la parte este de la sierra de Segura, se acumularon los restos de los organismos marinos carbonatados. Así, en el entorno de las Sierras se puede observar un predominio de rocas carbonatadas (calizas, dolomías y margas) correspondientes con los restos de organismos marinos intercaladas con areniscas y lutitas de origen continental. Posteriormente, durante el Mioceno, hace unos 23 millones de años, estos materiales se plegaron, fracturaron y emergieron hacia la superficie, dando lugar a las sierras. Al inicio del Plioceno, hace 5 millones de años, el relieve de la zona mediterránea ya estaba configurado de una forma muy similar a la actual. A partir del Cuaternario, hace unos 2,5 millones de años, la red fluvial se fue encajando en gran parte del territorio quedando más o menos definida durante el Holoceno, hace unos 11.700 años. Es en esta época cuando la acción de las aguas superficiales y subterráneas da lugar a espectaculares lugares de interés geológico.

## Mapa Geológico.



# CERRADA DE ELÍAS Y TRAVERTINOS DE LOS ÓRGANOS

Buscando el equilibrio.

El río Borosa ha ido cincelando a lo largo de miles de años el relieve calizo de esta zona, especialmente en su curso alto y ha formado un desfiladero, la cerrada de Elías, que tiene paredes de más de 10 m de altura y 400 m de longitud.

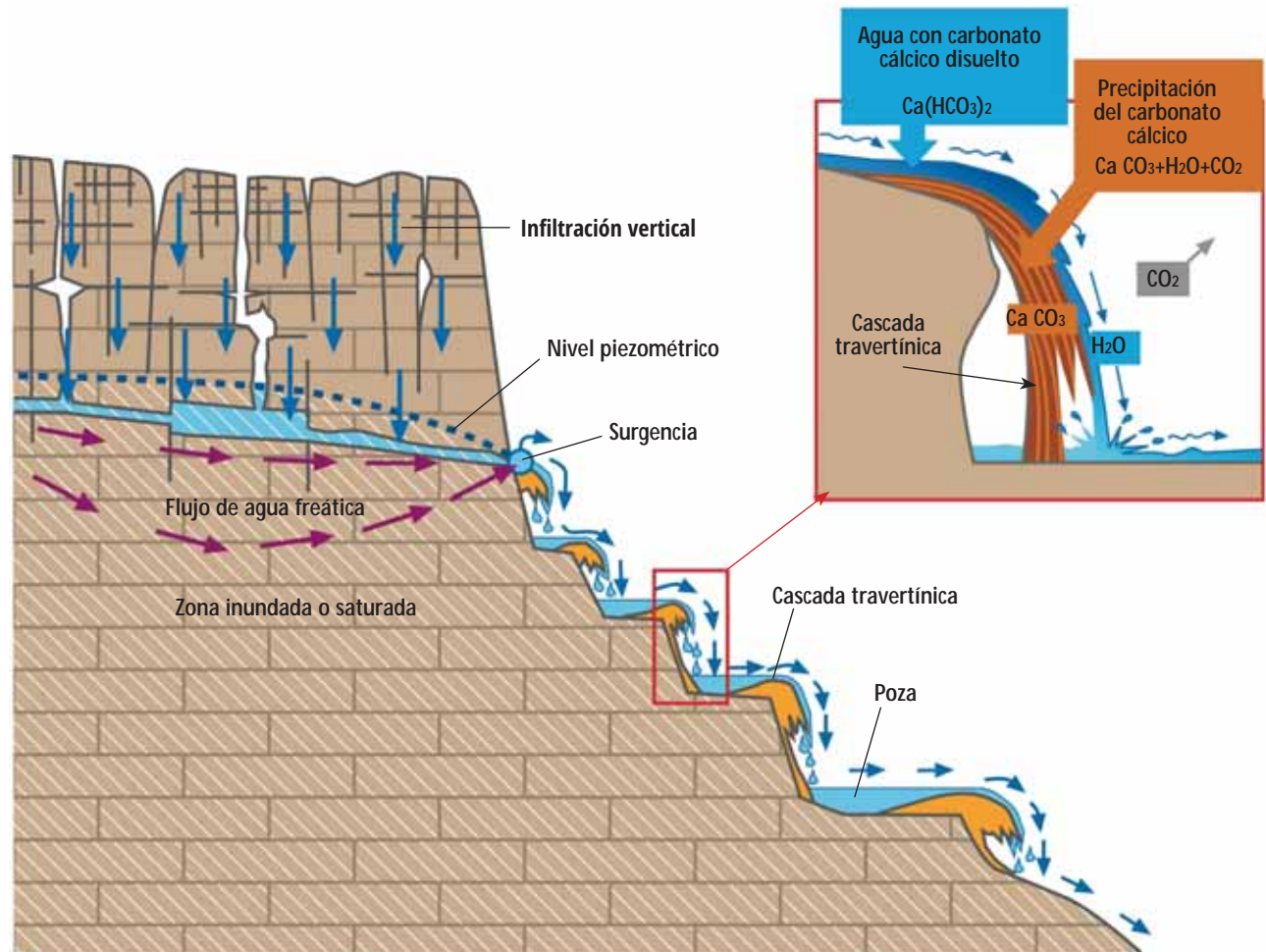
¿Pero...cómo se ha formado la cerrada de Elías? A lo largo del Holoceno, los últimos 11.700 años, el río ha modificado poco a poco su perfil, encajándose y buscando un equilibrio entre la pendiente de su cauce y el nivel del mar existente en cada momento. Algo parecido a lo que ocurre cuando hacemos un agujero en la arena de la playa, entra el agua de mar y las paredes del agujero se derrumban hasta conseguir una pared estable.

Como vemos en la zona derecha de la ilustración, el río muestra un perfil escalonado que origina pozas naturales sobre las cuales se desarrollan cascadas travertínicas, que son superficies generadas por la precipitación de carbonato cálcico ( $\text{CaCO}_3$ ). El agua del río, cargada de carbonato cálcico disuelto, al caer por los escalones pierde ( $\text{CO}_2$ ) en forma de gas de manera que el carbonato cálcico se precipita tapizando los escalones y el agua ( $\text{H}_2\text{O}$ ) sigue discurriendo.

En la zona central de la ilustración se observa que la localización de las salidas de agua subterránea a la superficie (surgencias) también tiene que ver en la formación de las cascadas travertínicas. Estas surgencias aparecen y desaparecen dependiendo de la variación del nivel que presenta el agua subterránea, el nivel piezométrico. Este nivel que depende del aporte de lluvia, separa la zona inundada de las zonas en las que se produce la infiltración vertical del agua de lluvia. ¡Qué bello paisaje!

## 11. Cerrada de Elías y travertinos de los órganos

Existe una ruta a pie a lo largo de la Cerrada de Elías, el Nacimiento del Borosa y la Laguna de Valdeazores.



Modificado de Alfaro *et al.* (2003)



# NACIMIENTO DEL RÍO SEGURA

El río que surge.

El Río Segura nace a partir de un manantial situado a 1.320 metros de altitud que está situada a la entrada de una cavidad inundada y excavada en rocas carbonatadas (calizas -CaCO<sub>3</sub>-, dolomías -MgCO<sub>3</sub>-, margas y calizas margosas) formadas hace 145-66 millones de años, durante el Cretácico.

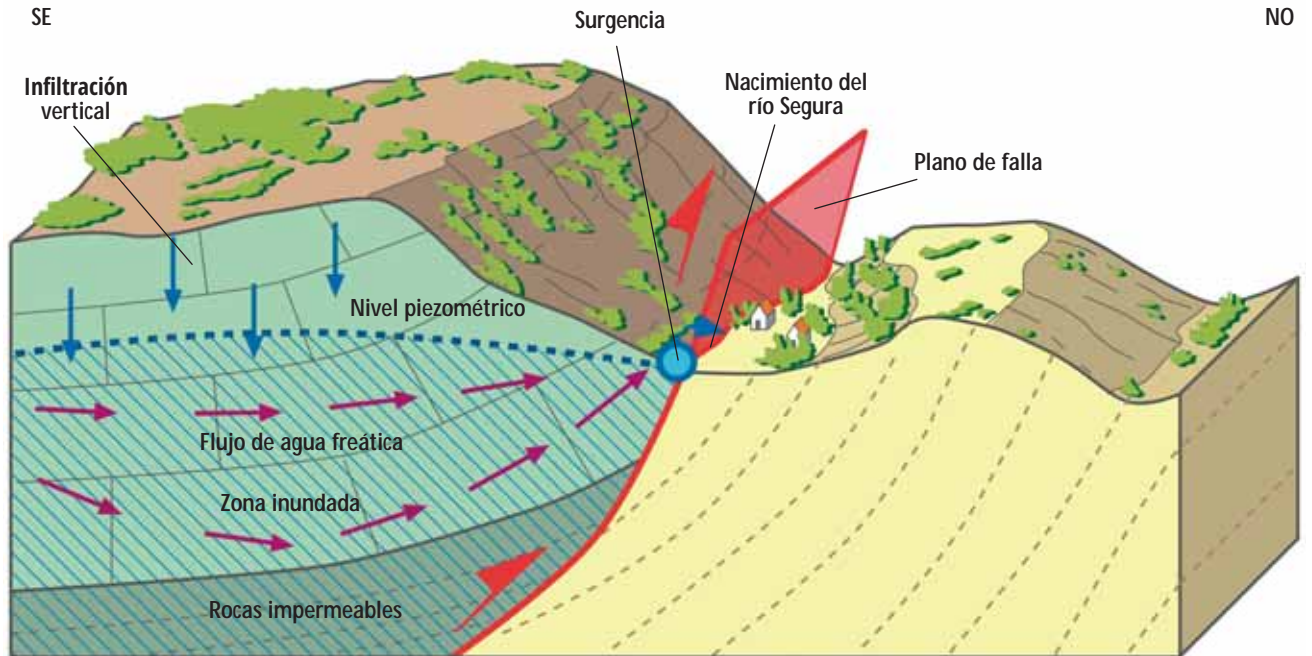
El agua superficial se infiltra verticalmente desde la superficie hacia el subsuelo a través de los poros y fisuras existentes en los materiales cretácicos. Como vemos en la ilustración, al existir unas rocas impermeables bajo estos materiales (margas de 23-5 millones de años, Mioceno medio y superior), el agua subterránea se estanca, se almacena bajo tierra y se mueve horizontalmente hasta aparecer de nuevo en la superficie. ¿Dónde aparecerá? Pues en el contacto entre el material impermeable (margas del Mioceno) y las rocas carbonatadas (cretácicas), esto es, en la surgencia.




En la ilustración además podemos observar que la Sierra de Segura igual que la de Cazorra, presenta rocas plegadas. Estas rocas plegadas suelen estar en ocasiones además fracturadas mediante fallas. Sobre los planos de falla, los materiales se desplazan y de esta manera, diferentes pliegues pueden aparecer juntos, esto es cabalgados o superpuestos unos a otros. El nacimiento del Río Segura se produce precisamente, sobre un plano de falla que pone en contacto las rocas plegadas del Cretácico con las del Mioceno. La diferencia de altura topográfica existente entre ambos lados del plano de falla, junto con la localización del nivel del agua subterránea, el nivel piezométrico, por encima de los materiales del Mioceno propicia que se genere la surgencia y por lo tanto, el nacimiento del Río Segura. Cuanto más cargados de agua estén los materiales cretácicos, mayor cantidad de agua saldrá por el manantial. Lógico ¿no?

# LA SEGURA Y LAS VILLAS a segura y las villas / andalucía

## 12. Nacimiento del Río Segura

El Río Segura fue denominado "Thader" por los romanos y "Alana" por los árabes.



-  Mioceno (margas)
-  Cretácico superior (calizas y dolomías)
-  Cretácico inferior (margas y calizas margosas)





# SIERRA DE LAS NIEVES

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

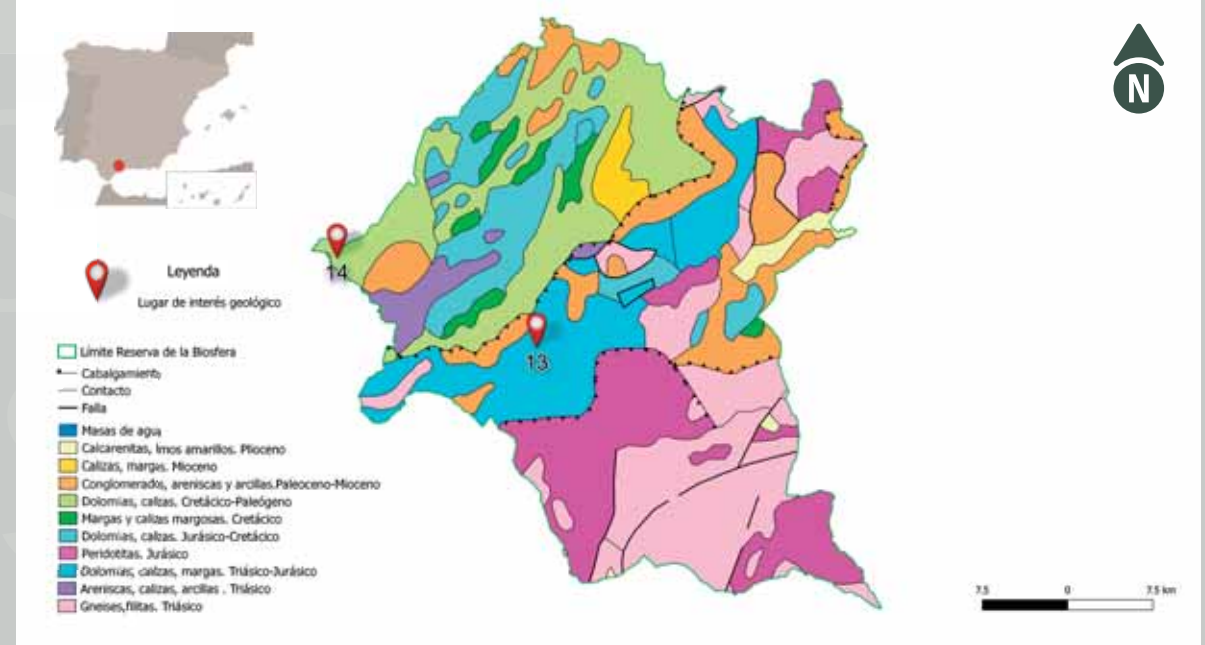
La Reserva de la Biosfera Sierra de las Nieves, situada en el sector oeste de la provincia de Málaga, abarca una serie de montañas principalmente calcáreas entre las que destaca el pico Torrecilla (1.919 m). Esta sierra de altura considerable favorece la presencia de nieve durante los meses fríos. Esta nieve ha sido aprovechada desde antaño para refrescar a los habitantes del pie de la sierra durante los meses de verano, de ahí su nombre. La importante variabilidad en altura de estas montañas junto con unas condiciones climáticas mediterráneas y la influencia atlántica, aportan una gran variedad de paisajes vegetales al territorio. Destacan los amplios bosques de pinsapos, endémicos de las sierras malagueñas. Eclipsados por los pinsapares también pueden encontrarse bosques de encinas, alcornoques, robles y pinares. Con estas características ambientales, es fácil adivinar la extensa diversidad faunística que posee este ámbito. Se pueden contemplar águilas reales, perdiceras y culebreras, junto a halcones peregrinos y buitres, además de corzos, nutrias y meloncillos. Tradicionalmente la agricultura, la ganadería y el aprovechamiento de los montes han sustentado la economía de esta reserva de la biosfera. Últimamente, el turismo de naturaleza, la artesanía y la transformación de alimentos están convirtiéndose en un referente socioeconómico.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La Sierra de las Nieves abarca la Serranía de Ronda y forma parte de la cordillera Bética. Dicha cordillera se alinea desde las Islas Baleares hasta Cádiz, y continúa por su margen sur, por el estrecho de Gibraltar, hasta el norte de África. La Sierra se comenzó a formar desde hace 23 millones de años hasta hace 5 millones de años, durante el Mioceno. En esta época, las placas Ibérica, Africana y de Alborán interactuaron entre ellas, se apretaron y levantaron. De manera que las rocas de esta zona se fracturaron y cabalgaron. Este proceso se enmarca dentro de la creación generalizada de montañas que afectó a Europa durante esta época geológica, esto es, durante la orogenia Alpina. Así, los grandes relieves actuales de la sierra que están alineados en la dirección Noreste-Suroeste responden a esas fuerzas de compresión originadas por la colisión entre las placas anteriormente identificadas.

La zona noroeste de la reserva de la biosfera se caracteriza fundamentalmente por presentar rocas carbonatadas (calizas, dolomías y margas) de origen marino de edad jurásica (201-145 millones de años). La elevada presencia de rocas carbonatadas y la meteorización provocada por el clima da lugar a un paisaje kárstico que alberga alguna de las simas más profundas del mundo. Ocasionalmente, también en esta zona, se pueden observar materiales continentales (arcillas, conglomerados y areniscas). Los ríos que circulan sobre estos materiales se han encajado y han dado lugar a espectaculares gargantas o "tajos". En la zona sureste de la reserva de la biosfera afloran rocas metamórficas e ígneas dentro de las cuales destacan las peridotitas, que corresponden a rocas procedentes del manto terrestre.

## Mapa Geológico.



# SIMA GESM Y HOYOS DEL PILAR DEL PILAR

La más profunda.

La Sima GESM se encuentra en la Sierra de las Nieves (Málaga) en el complejo kárstico denominado Hoyos del Pilar (1.687 m) que está situado al norte del pico Torrecilla. Esta sima como otras muchas de esta sierra se han formado por la erosión química, la karstificación que el agua ejerce sobre las rocas carbonatadas (Mg-CaCO<sub>3</sub>). Su origen está relacionado con el desarrollo de una zona de infiltración de agua en el subsuelo calizo de forma circular, una dolina. Esta cavidad superficial se ha hundido hacia el subsuelo generando entrada o torca hacia el mundo subterráneo.

El proceso de karstificación poco a poco va horadando la caliza generando cuevas de gran magnitud, galerías horizontales y pozos verticales que se constituyen en grandes conductos por donde circula el agua. En las paredes, techo y suelo de estos pasadizos laberínticos se instalan precipitados de carbonato (CaCO<sub>3</sub>), minerales de calcita o aragonito, que llamamos espeleotemas. Algunos de ellos se llaman estalactitas y son concreciones que se forman desde el techo de la cueva. Otros en cambio son las estalagmitas que se enraizan desde el suelo. Estos dos tipos de espeleotemas pueden unirse para formar columnas. En ocasiones, los precipitados se producen en superficies y así se generan cortinas con formas abanderadas.

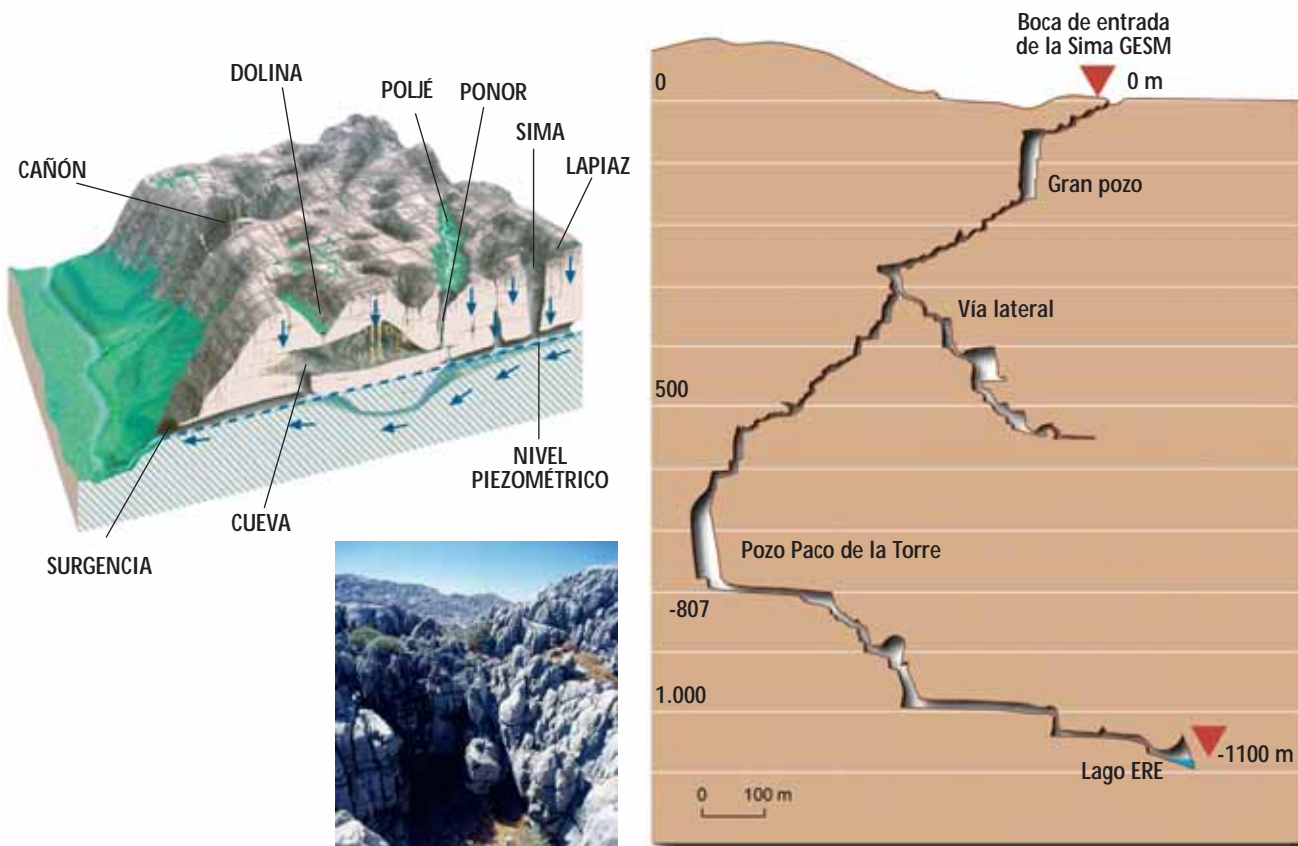
La Sima GESM tiene 1.100 metros de profundidad y se trata de la sima explorada más profunda de Andalucía. Dispone de al menos 7 galerías con pozos que las intercomunican, siendo la sala de las Maravillas la cavidad más importante. Está muy ornamentada por espeleotemas columnares de gran belleza.

Se ha comprobado que el flujo de esta sima, que discurre por galerías y pozos, sale en el manantial de los Zarzalones. Esto permite deducir que si fuera practicable todo su recorrido serían del orden de 10 kilómetros de longitud.

# SIERRA DE LAS NIEVES

## 13. Sima Gesm y Hoyos del Pilar

Recientemente, los espeleólogos del Interclub Sierra de las Nieves han logrado explorar más de 12.000 m. Se trata de la cavidad más grande y más profunda de Andalucía.



Vista de la entrada de la sima GESM



# EL TAJO DE RONDA

## Un balcón excavado.

Las fantásticas vistas que tiene la ciudad de Ronda se deben a la meseta sobre la que está ubicada. Esta meseta está cincelada en dos mitades por la paulatina erosión que el río Guadalevín ha ejercido sobre ella. El Tajo de Ronda se ha constituido gracias a este proceso en el balcón natural de esta hermosa ciudad.

Hace 10 millones de años, durante el Mioceno, la región de Ronda formaba parte de la cordillera Bética. Esta región era una amplia bahía que conectaba la cuenca marina del Guadalquivir con el océano Atlántico y el Mediterráneo. El estudio de los materiales de esta zona ha proporcionado evidencias para poder afirmar que los materiales que forman el Tajo de Ronda constituyeron un antiguo delta generado por un gran río que transportaba materiales desde los relieves emergidos hacia la cuenca marina del Guadalquivir.

Las rocas que existen inmediatamente debajo de la ciudad de Ronda se corresponden con materiales relativamente duros. Se trata de conglomerados y areniscas de ese delta compuestas por trozos de carbonato (calcarenitas). Debajo de estos materiales existen otros más blandos constituidos principalmente por arcillas y limos.

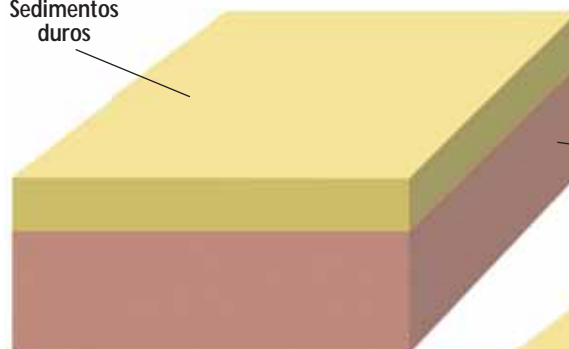
Cuando se formó la Cordillera Bética debido a una colisión entre placas tectónicas, los materiales depositados en esa cuenca se plegaron, fracturaron y levantaron. Consecuentemente, aquel antiguo mar se retiró hacia el Golfo de Cádiz. El antiguo delta por lo tanto, quedó levantado. Estos relieves emergidos han sido erosionados por las aguas de precipitación, el viento y los ríos durante los dos últimos millones de años. En el caso de Ronda ha sido el río Guadalevín el que se ha encajado en la meseta donde se asienta Ronda y de esta manera ha producido un espectacular cañón de más de 100 metros de profundidad con paredes casi verticales.

# 14. El Tajo de Ronda

El puente nuevo con dos arcos centrales superpuestos de medio punto y otros tantos laterales, se construyó entre 1751 y 1793.

## sierra de las nieves / andalucía

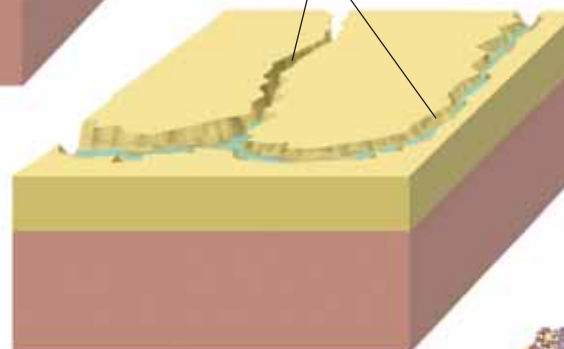
Sedimentos duros



1. Hace unos 10 millones de años se depositaron sedimentos arcillosos (blandos) y encima calcarenitas y conglomerados (duros) de color amarillento.

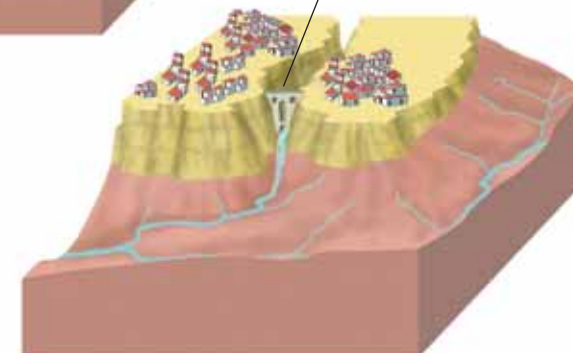
Sedimentos blandos

Gargantas



2. Los ríos empezaron a excavar las rocas duras formando gargantas, con paredes verticales.

Puente de Ronda



3. cuando los ríos llegan a los sedimentos blandos inferiores la erosión es más rápida y da lugar a formas suaves del paisaje. En algunos lugares como Ronda, quedan algunas de las gargantas en rocas duras.



4.500 Millones de años



550



475



400



120



50



0

# SIERRA NEVADA

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Sierra Nevada está situada entre las provincias de Granada y Almería y abarca una gran extensión de la cordillera Bética. En ella se sitúan las cumbres más elevadas de la península, por ejemplo, el pico Mulhacén (3.482 m).

Presenta un clima mediterráneo continental y comprende un gran número de especies endémicas de flora y de insectos. Éstas se han adaptado a las condiciones ambientales de la alta montaña. Los relieves y paisajes de esta reserva de la biosfera están representados en las zonas altas por formas generadas por los glaciares y pastizales, por zonas boscosas con pinos y robles situados a media ladera y por extensiones desérticas con predominio de tomillares localizados en los fondos de valle. Esta zona constituye por tanto, el área de mayor diversidad vegetal del Mediterráneo occidental. La abundancia de pastos de altura, ha dado lugar al desarrollo de una industria ganadera vacuna y ovina. La orografía del terreno ha condicionado la proliferación de pequeñas explotaciones de cultivo agrícola en bancales. Además, la ocupación del territorio de Sierra Nevada a lo largo de los siglos ha dejado un amplio legado cultural, desde vestigios romanos y visigodos, hasta manifestaciones de la instalación islámica.

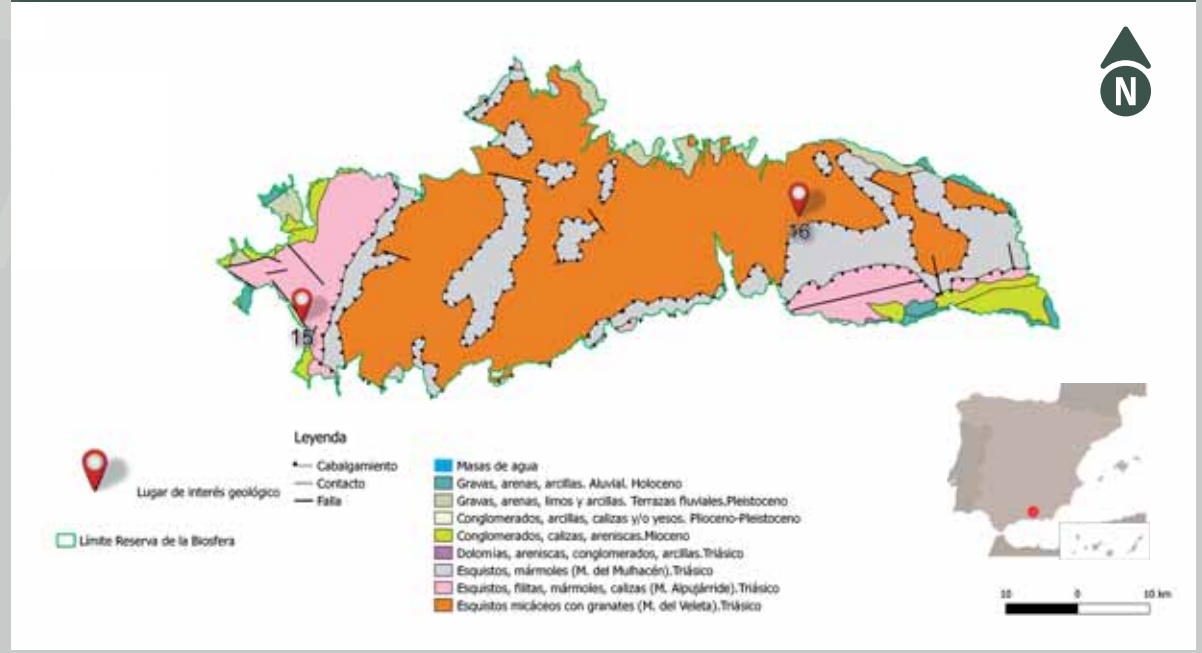
## CONTEXTO GEOLÓGICO.

El macizo de Sierra Nevada forma parte de la cordillera Bética que se levantó hace aproximadamente unos 15 millones de años, durante el Mioceno, tras la colisión de tres placas tectónicas: la Africana, la Ibérica y la de Alborán.

En las zonas internas de esta cordillera, justo donde se emplaza el macizo de Sierra Nevada, se encuentran principalmente los restos de una de esas placas que chocaron, los de la placa de Alborán. Estos materiales se encuentran muy transformados por las grandes presiones y temperaturas a que fueron sometidos durante el levantamiento de la cordillera, que acabaron provocando su metamorfismo. Asociado a este metamorfismo se han producido intensas modificaciones de la textura de los materiales, además de concentraciones de minerales interesantes. Debido a la colisión, los materiales están intensamente fracturados, esto es, surcados por fallas. El desarrollo y evolución de estas fracturas del terreno da lugar en la actualidad a formaciones geológicas singulares.

El núcleo montañoso de Sierra Nevada está constituido por rocas paleozoicas antiguas, con edades superiores a 250 millones de años, como esquistos, cuarcitas y rocas carbonatadas. Estas rocas presentan un alto grado de metamorfismo, en algunos casos causados por el contacto con las intrusiones de rocas magmáticas que tuvieron lugar durante la formación de la cordillera. Alrededor del núcleo montañoso se disponen mayoritariamente esquistos también muy antiguos, de edad superior a 200 millones de años. Sobre ellos se encuentran rocas más jóvenes, datadas en el periodo Triásico como filitas y rocas carbonatadas.

## Mapa Geológico.



CMAOT

# FALLA DE NIGÜELAS/ DEPRESIÓN DE PADUL

¡Esta falla se mueve!

El levantamiento progresivo de Sierra Nevada desde hace 8 millones de años y que prosigue en la actualidad, ha producido una alineación singular entre las localidades de Nigüelas, Dúrcal y Padul.

Esta alineación está generada por una fractura con movimiento entre bloques, esto es, una falla normal, que delimita las calizas del periodo Triásico correspondientes con el complejo Alpujárride (una de las unidades geológicas en las que se divide la cordillera Bética) de Sierra Nevada. El hundimiento progresivo del bloque hundido de la falla que se ha producido durante los dos últimos millones de años, ha ido formando un lago, con un borde activo en movimiento, situado al norte y un borde pasivo o quieto, situado al sur.

En el borde activo de la falla se han ido depositando abanicos de gravas, arenas y limos procedentes de la erosión mecánica de las zonas elevadas. El tamaño de los materiales que conforman los abanicos es más fino hacia el sur lo cual indica la dirección del transporte de estos materiales desde el norte hacia el sur. El centro de esta depresión, que está parcialmente encharcada, ha sido colonizado por una amplia variedad de especies vegetales.

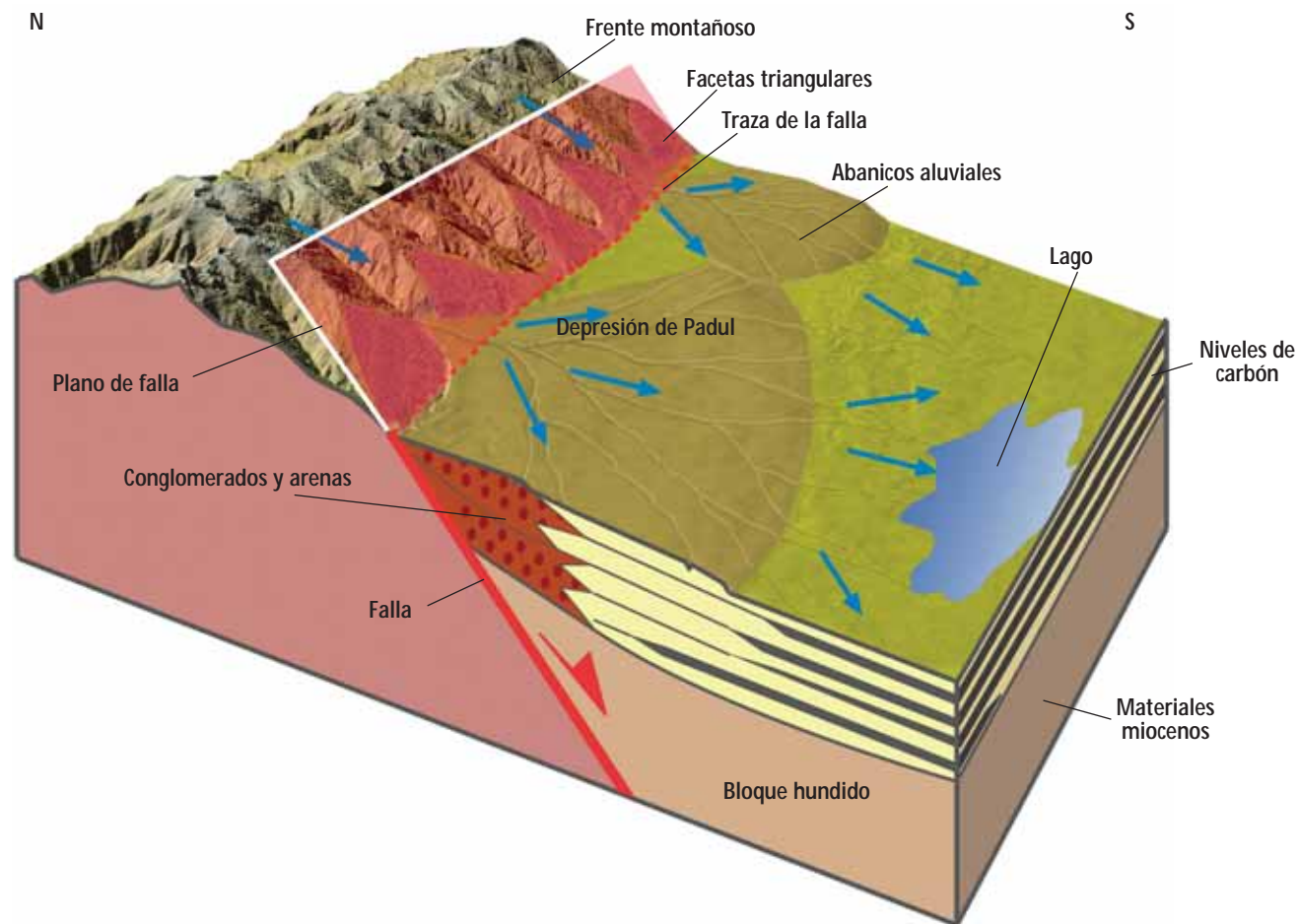
Debido al movimiento que genera la falla de Nigüelas, se producen súbitas avalanchas de materiales sobre la depresión de Padul. Cuando esto ocurre, la vegetación existente en el humedal es enterrada rápidamente. Los restos vegetales sepultados con el tiempo se han degradado y han dado lugar a un hábitat de turbera. En la actualidad los depósitos de turba situados en zonas en las que las aguas de la laguna se han retirado, se explotan para uso agrícola. Cabe señalar que en estos materiales se han encontrado restos de huesos del mamut más meridional de Europa.

# SIERRA NEVADA

## 15. Falla de Nigüelas/Depresión de Padul

Existe una red geodésica de GPS para el seguimiento de los movimientos actuales de las fallas.

sierra nevada / andalucía



# MINAS DE LA GABIARRA-CERRO DEL ALMIREZ

## Las últimas minas.

Las Minas de la Gabiarrá están situadas en la vertiente meridional de Sierra Nevada, al norte de la localidad de Paterna del Río (Almería). Tuvieron gran importancia económica entre los años 1957 y 1972, si bien ha sido la última explotación minera en Sierra Nevada hasta el año 1999.

Son explotaciones a cielo abierto en las que aún se mantienen dos cortas para la observación del público. El mineral explotado ha sido el oligisto, que es un mineral de hierro ( $Fe_2O_3$ ). Este mineral es de color rojo oscuro o negro, con brillo metálico y raya roja. La masa mineralizada se encuentra en el Complejo Nevado-Filábride, uno de los tres dominios geológicos que tiene Sierra Nevada. La mayor parte de este Complejo está formado por cuarcitas y esquistos que son rocas procedentes de procesos de metamorfismo.

La mineralización está asociada a unas rocas metamórficas llamadas esquistos. Se distribuye de dos maneras, una en forma de estratos y otra en forma filones. La mineralización en estratos tiene su origen en la sedimentación de partículas de hierro que se produjo junto con arcillas y arenas finas. Los procesos metamórficos que acontecieron hace unos 9 millones de años contribuyeron a modificar la naturaleza y textura de estas rocas dando lugar a los esquistos. El hierro en origen parcialmente diseminado entre los sedimentos, mediante el metamorfismo se concentró en capas o bolsadas.

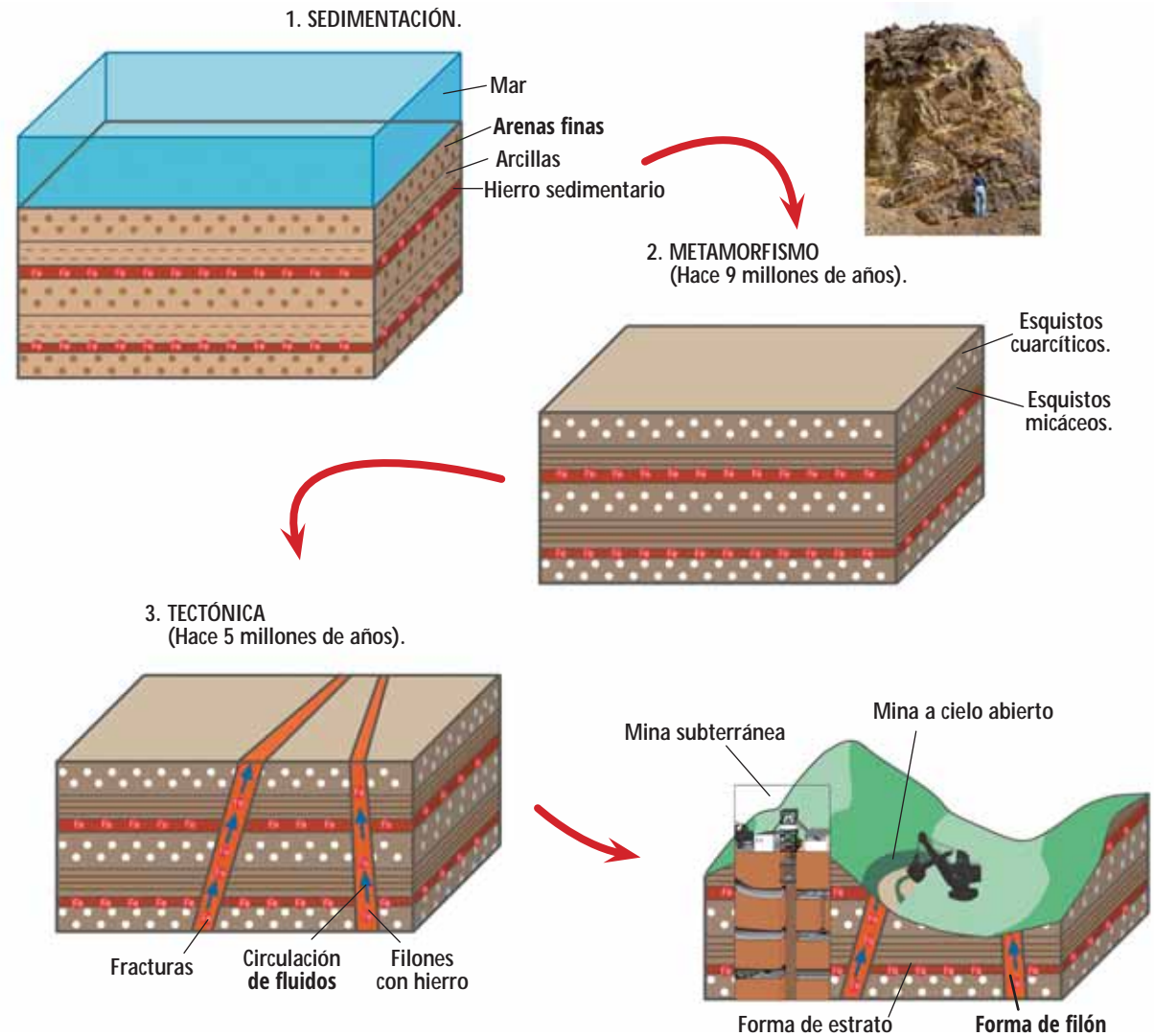
Por otro lado, los movimientos entre placas tectónicas ocurridos durante los últimos 5 millones de años han producido una importante fracturación de estos macizos rocosos. Por estas fracturas han circulado fluidos que movilizaron nuevamente el hierro y lo concentraron en forma de filones. En la fotografía podemos ver uno de los frentes de explotación de una de las minas y la concentración de oligisto de color negro con pátinas amarillas de otro mineral la limonita, que se genera cuando el oligisto es alterado.

# SIERRA NEVADA

## 16. Minas de la Gabiarrá-Cerro del Almirez

El oligisto es un mineral muy utilizado en la industria para pintar los vehículos, es el que da el aspecto metalizado.

sierra nevada / andalucía



# INTERCONTINENTAL DEL MEDITERRÁNEO

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

Esta reserva de la biosfera incluye áreas protegidas de Andalucía y de Marruecos, dos ámbitos separados por el estrecho de Gibraltar pero unidos para la conservación y el desarrollo sostenible de territorios con características semejantes. Su gran extensión proporciona una amplia variedad de paisajes, desde paisajes de montaña esculpidos por la precipitación, la nieve y los ríos hasta sistemas litorales azotados por el viento, las olas y las mareas.

La influencia del mar y de los frentes atlánticos, propician un clima mediterráneo con abundantes precipitaciones. Por ello, predominan los bosques de encinares, carrascales y alcornoques y la destacada presencia del pinsapo. También se desarrolla una vegetación dunar y de marismas, sabinars, laurisilva y cedro del Atlas, y una gran variedad de flora con un buen número de endemismos.

Destacan las numerosas aves migratorias que cruzan el estrecho y la biodiversidad de su fondo marino. En la zona continental se observan águilas, halcones y buitres y mamíferos como la cabra montesa, el meloncillo, los corzos, los zorros, las nutrias, los jabalíes y los macacos de marruecos.

En ambos lados del estrecho, la economía se ha basado históricamente en la agricultura, la ganadería y las explotaciones forestales. El turismo rural y costero ha pasado a tener una gran relevancia en la parte andaluza y, en Marruecos, está en un período incipiente de crecimiento.

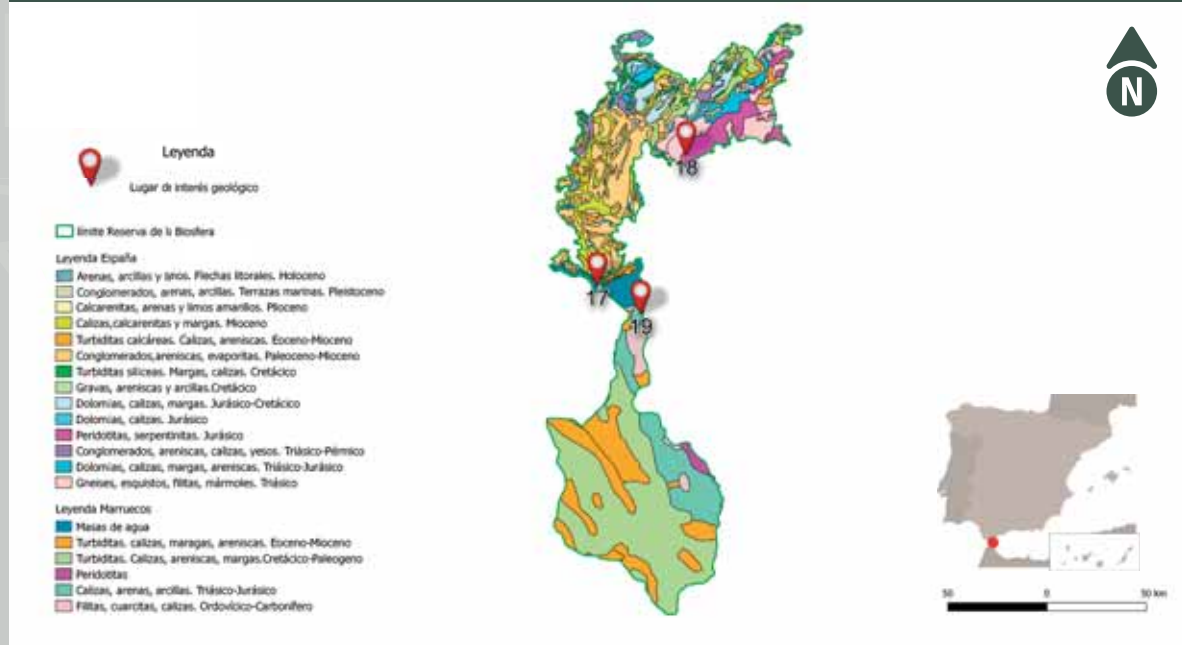
## CONTEXTO GEOLÓGICO.

Durante el Cretácico y el Paleógeno, hace 145-23 millones de años, en el fondo de la cuenca situada entre las placas Ibérica, Africana y de Alborán se acumularon sedimentos arenosos y carbonatados generados por una serie de corrientes de turbidez que llegaban al fondo marino: turbiditas, construcción de arrecifes y sedimentación pelágica.

Estos materiales posteriormente fueron plegados y cabalgados. Este proceso de deformación y levantamiento de los materiales se llamó la orogenia Alpina. Esta orogenia ocurrió debido al choque que se produjo entre las placas mencionadas.

En Andalucía se creó la cordillera Bética, constituida principalmente por los materiales carbonatados que configuran las sierras de las Nieves y de Grazalema, e incluso materiales de origen magmático procedentes del manto de la Tierra, las peridotitas, que afloran en la Sierra Bermeja. En la zona de Marruecos se creó la Cordillera del Rif, donde aparecen materiales turbidíticos en el interior y carbonatados cerca de la costa.

## Mapa Geológico.



# TÓMBOLO E ISLA DE TARIFA

## Construcciones de arena.

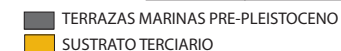
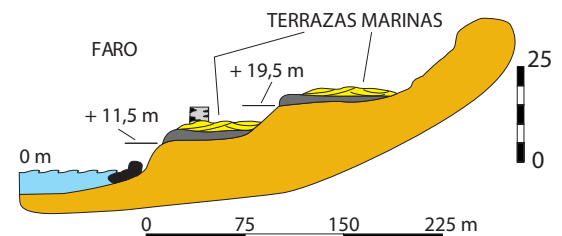
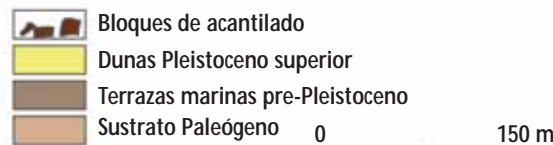
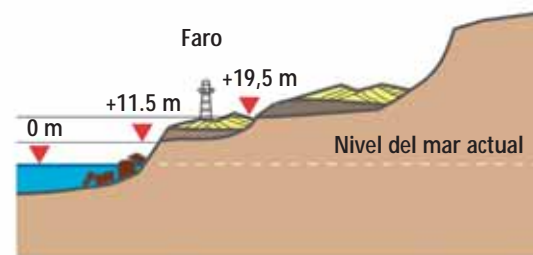
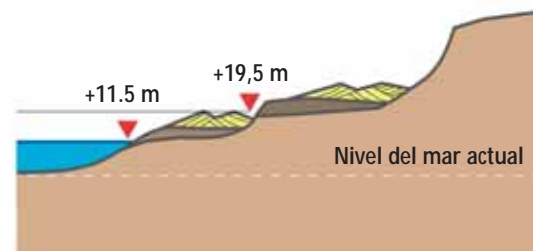
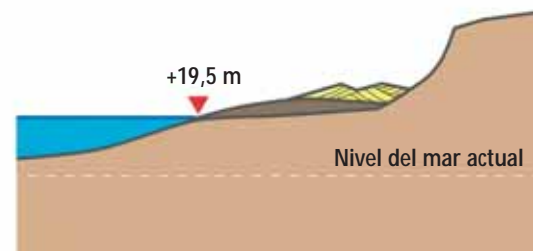
El tómbolo de Tarifa es el saliente litoral que está más al sur de la Península Ibérica. Como observamos en la foto aérea de la ilustración, se trata de una acumulación arenosa que conecta la costa con la isla del mismo nombre. ¿Cómo se ha formado? La respuesta está en la dirección, el periodo y la intensidad del oleaje que golpea constantemente el litoral. Cuando el oleaje se encuentra con la isla de Tarifa, ésta produce que los trenes de olas se refracten.

¿Pero qué es la refracción? Pues resulta que cuando los trenes de oleaje se aproximan a la costa con un determinado ángulo respecto a ésta, se produce a lo largo de cada frente de ola una variación de su velocidad de propagación. De esta manera, los frentes de oleaje vengán de donde vengán, disipan su energía contra el fondo arenoso, giran y tienden a adquirir una disposición paralela al litoral. Este proceso da lugar a que los fondos arenosos cambien de forma y se adecuen al giro del oleaje de tal manera que se colocan formando contornos en equilibrio con la energía que el oleaje constantemente disipa sobre ellos. Claro, el oleaje no siempre incide con la misma intensidad y dirección, por lo que la arena del litoral, a pequeña y media escala, está en continuo movimiento y es por eso que continuamente varía la forma del fondo y el perfil de las playas a lo largo del año. Sin embargo, podemos decir que se producen macroestructuras arenosas más o menos uniformes a lo largo de cada año, dependiendo del clima marítimo. El resultado final de estos procesos a diferentes escalas espaciales y temporales es que se deposita arena en la zona más tranquila o protegida del litoral, esto es, en la parte posterior de la isla, donde habitualmente el embate del oleaje no es tan importante. Así, llega un momento en el que esta arena acumulada se acopla a la costa y consecuentemente, se crea el tómbolo, una lengua de arena que conecta la isla con el litoral. Por otro lado, la isla de Tarifa está formada por areniscas depositadas hace 66-56 millones de años, durante el Paleógeno. Estas areniscas están cubiertas por un nivel de depósitos marinos y un manto de dunas fósiles, sobre los cuales se construyó la Torre de Guzmán el Bueno y el faro de Tarifa. En la ilustración se muestra un esquema de la evolución que han tenido estos depósitos litorales durante los últimos 2,5 millones de años, durante el Cuaternario. Se ven dos terrazas, una situada a 11,5 m sobre el nivel del mar actual y otra a 19,5 m. Los materiales que las componen son depósitos litorales de conglomerados, arena y limos sobre los que descansan depósitos de dunas fósiles. El estudio de estas terrazas marinas permite deducir que el nivel del mar en esta zona ha fluctuado casi 20 metros durante este periodo.

# MEDITERRÁNEA

## 17. Tómbolo e isla de Tarifa

Este enclave pasó de ser un lugar para las ofrendas rituales de los fenicios y cartagineses a los dioses, a ser un enclave defensivo militar.



Modificado de Zazo *et al.* (1999)





# PERIDOTITAS DE LOS REALES-SIERRA BERMEJA

Rocas profundas.

El Paraje Natural de los Reales-Sierra Bermeja se encuentra en los municipios de Estepona, Casares y Genaguacil (Málaga). Debe su nombre a las tonalidades rojas que sus rocas obtienen debido a la alteración de los minerales que contienen. Son unas rocas muy especiales llamadas peridotitas.

¿Cuál es su origen? Las peridotitas son rocas que provienen de fragmentos de la parte superior del manto que están a más de 30 km de profundidad. ¿Cómo puede ser que actualmente podamos ver estas rocas si estaban tan profundas? La respuesta está en las colisiones que se producen entre las placas tectónicas de la Tierra. Pues bien, como vemos en la ilustración, hace unos 25 millones, la placa ibérica paulatinamente colisionó con la placa africana y se formó poco a poco la cordillera Bética. En el proceso de la formación de esta montaña, las rocas situadas entre ambas placas se comprimen, se deforman y se apilan formando grandes estructuras unas encima de las otras. De esta manera rocas que estaban a grandes profundidades pueden aflorar en superficie, como es el caso de las peridotitas de Sierra Bermeja. Con una extensión de unos 300 km<sup>2</sup> y un espesor de algo más de 4 km, representa el mayor afloramiento de rocas del manto que existe en todo el mundo.

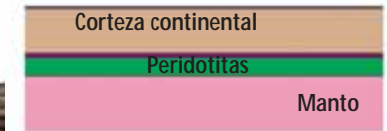
Las peridotitas tienen una alta concentración de un mineral llamado olivino (MgSiO<sub>4</sub>) y de minerales ricos en hierro y magnesio: los piroxenos y los anfíboles. Tiene tonalidades verdes y azules al principio, pero cuando se juntan con el agua y la atmósfera, se producen reacciones químicas, esto es, alteración de los minerales y se crean nuevos minerales de otros colores. Es cuando aparecen nuevos minerales en su superficie, minerales producto de esta alteración. Estamos hablando de la serpentina, el asbesto o el talco. Así, podemos ver cuando rompemos una roca que los colores originales verdes oscuros pasan a blancos y que la superficie expuesta en superficie es de color rojo. Este color rojo es debido a la alteración de los minerales que contienen hierro.

## 18-Peridotitas de los Reales-Sierra Bermeja

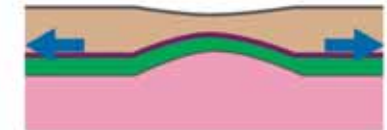
Pierre Edmond Boissier descubrió para la Ciencia en 1837 el pinsapo, un abeto único que puebla las cimas más elevadas de la sierra Bermeja.



Afloramiento de peridotitas de Sierra Bermeja.



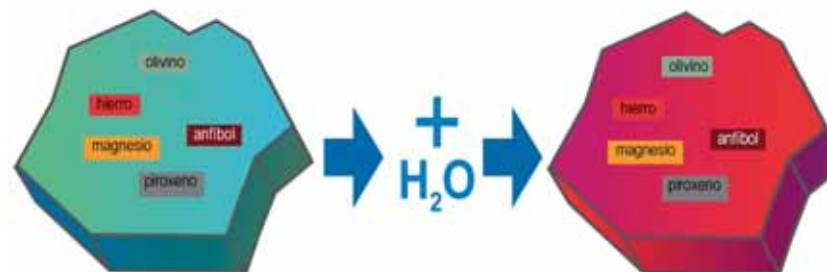
1. Las peridotitas están a unos 30 km de profundidad en la parte alta del manto.



2. Fuerzas de extensión adelgazan la corteza y acercan las peridotitas a la superficie.



3. La colisión entre la placa ibérica y la africana genera fuerzas que comprimen, deforman y elevan los materiales situados entre las dos placas y las peridotitas son arrastradas hacia la superficie.



Al principio las peridotitas tienen tonalidades verdes y azules.

Con el agua se transforman algunos minerales, especialmente los del hierro, dando a la roca una tonalidad roja.



# LAS TERRAZAS MARINAS DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR

## La costa escalonada.

En la vertiente litoral del monte Yébel Musa, que es una prolongación de las montañas del Rif marroquí que está separado de la cordillera Bética por el estrecho de Gibraltar, aparece la costa formando escalones. ¿Por qué esta forma? se trata de superficies planas, terrazas marinas, formadas desde hace 2,5 millones de años hasta la actualidad, durante el Cuaternario.

Del estudio de la edad de estas terrazas, de su posición respecto al nivel del mar actual y de su comparación con otras situadas en la costa atlántica marroquí, parece ser que estos depósitos marinos se formaron en sucesivos periodos de descenso del nivel del mar en esta zona. Estos movimientos han estado asociados a cambios climáticos y movimientos tectónicos ocurridos en la Tierra que afectaron de forma local sobre el nivel del mar.

Como vemos en la ilustración, en la zona se observan 6 terrazas excavadas sobre un sustrato que se corresponde con unas calizas mucho más antiguas, del Jurásico inferior (hace 201 y 174 millones de años). Cada terraza está formada por conglomerados con abundantes restos de conchas marinas, calcarenitas y niveles de sedimentos de carácter eólico. Hay también intercalaciones de arcillas y arenas rojas que formaron suelos asociados a intervalos de ausencia de sedimentación marina.

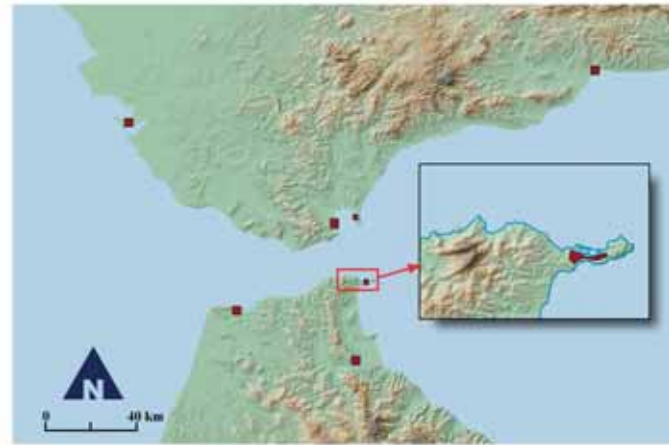
A algo más de 1 km de distancia, en la parte oriental de Beni Younech, existen también varios niveles escalonados, al igual que en el litoral. Se trata de rocas formadas mediante procesos físico-químicos denominadas travertinos. Éstas se generan en los cursos de agua superficiales procedentes de la sierra de Ras Leona.

Como no existe suficiente material susceptible de ser datado sobre las terrazas, los científicos optaron por utilizar los travertinos de Beni Younech para poder caracterizar la edad de las terrazas litorales. Las dataciones efectuadas en estos travertinos, han permitido establecer la edad aproximada de cada terraza. Así, se ha concluido que la terraza más alta es la más antigua (Terraza 1) y que tiene algo menos de 2 millones de años. Las otras 5 son más modernas, con edades comprendidas entre 300 y 370.000 años son progresivamente más jóvenes, a medida que la altura es menor.

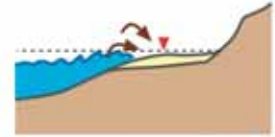
# MEDITERRÁNEA

## 19. Las terrazas marinas del estrecho de Gibraltar (Yébel Musa, Beni Younech)

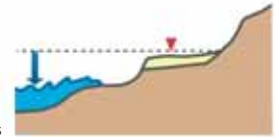
**Ras Leona, significa cabo, punta o cabeza. Yébel Musa puede traducirse como monte de la mujer muerta.** La etimología de Beni Younech o Belliounis es: Ben Jonás o hijo de Jonás.



1. Junto a la costa se erosiona el sustrato Jurásico y se crea la TERRAZA 1, sobre ella se depositan sedimentos.



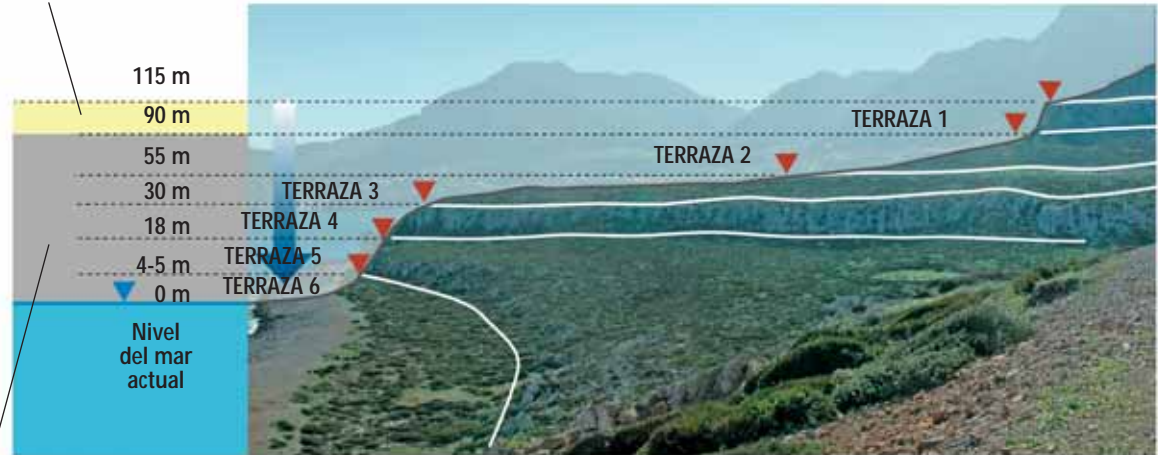
2. Desciende el nivel del mar y se genera la TERRAZA 2 mediante una nueva erosión del sustrato Jurásico a una altura inferior. Los sedimentos de la TERRAZA 1 se erosionan durante el descenso del nivel del mar.



3. De nuevo, se depositan materiales sobre la nueva TERRAZA 2. Este proceso se repite hasta constituir las 6 terrazas.



PLIOCENO (5,3-2,6 Ma)



CUATERNARIO (2,6 Ma - Actual)



# ORDESA-VIÑAMALA

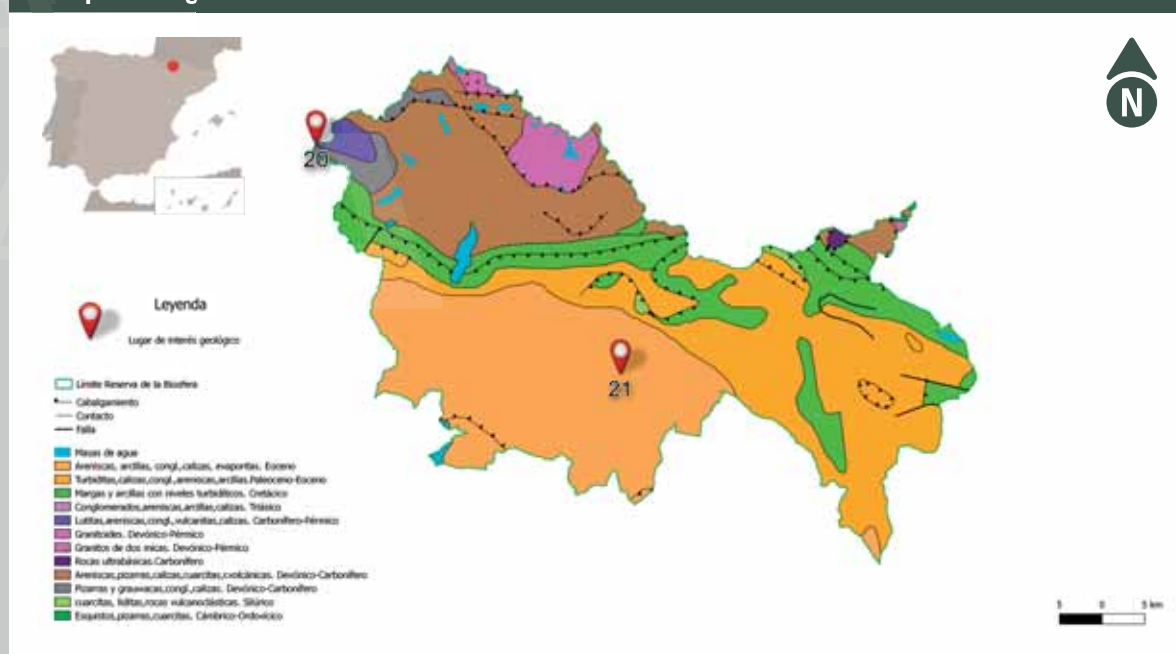
## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Ordesa-Viñamala está ubicada en los antiguos territorios de la Reserva Nacional de Caza de Viñamala y del Parque Nacional de Ordesa y asimismo solapa con parte del ámbito del Geoparque Mundial de la UNESCO Sobrarbe-Pirineos. Ocupa una gran extensión de los Pirineos Centrales los cuales representan fielmente a los ecosistemas y los modos de vida de la montaña pirenaica. Los paisajes que podemos observar en este ámbito son típicos de alta montaña. En el norte del territorio, donde se sitúan las cumbres más altas, los relieves están formados por rocas silíceas esculpidas por la acción de antiguos glaciares. En el sur en cambio, son las rocas calizas las que principalmente afloran en el terreno. Estas segundas han sido intensamente modeladas por la disolución kárstica. La casi totalidad del territorio está tapizado por bosques mixtos caducifolios, pinares de pino negro, abetales y prados de alta montaña. Además, es posible encontrar especies singulares como por ejemplo, el edelweiss o la orquídea denominada coloquialmente como el zapatito de dama, así como, el quebrantahuesos, el rebeco, el desmán de los Pirineos, la perdiz nival, el urogallo o el pito negro. Actualmente, la principal actividad económica del área está asociada al turismo rural y de naturaleza. Sin embargo, todavía persisten actividades tradicionales como la ganadería de montaña o los aprovechamientos forestales.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

El origen de la cordillera de los Pirineos, en donde la reserva de la biosfera se ubica, está vinculado a una gran colisión entre las placas Ibérica y Europea. Durante el Mesozoico, entre hace 225 y 66 millones de años, en la zona pirenaica existía una gran cuenca sedimentaria, conectada con el actual océano Atlántico. Esta cuenca marina fue progresivamente rellenándose por un lado, con materiales procedentes de la erosión de los continentes emergidos existentes en aquella época, algunos de ellos generaron extensos depósitos submarinos denominados turbiditas; y por otro, de los esqueletos carbonatados de los organismos que vivían en la propia cuenca marina. Más tarde, a principios del Eoceno, hace 55 millones de años, debido a la paulatina compresión generada por la colisión entre las dos placas en colisión, los materiales existentes en el fondo de aquella cuenca se comenzaron a plegar, deformar, romper, elevar e incluso a cabalgar unos sobre otros. Este progresivo proceso se prolongó durante 20 millones de años, hasta finales del Oligoceno, hace alrededor de 23 millones de años. Destacan en el relieve los cabalgamientos de Gavarnie y Monte Perdido, que determinan relieves alineados en la orientación Este-Oeste, esto es, en una disposición prácticamente paralela a la línea imaginaria que delimitaría el choque entre las dos placas. Gracias a la tremenda colisión, se produjo la inyección en la cordillera de rocas ígneas procedentes del manto que aparecen actualmente en forma de pitones volcánicos. Tomando como base estas alineaciones generadas por la colisión, en el Pirineo meridional se distinguen cuatro unidades geológicas: la zona Axial, las sierras Interiores, la depresión Media y las sierras Exteriores. La reserva de la biosfera abarca parte de las tres primeras: la zona Axial, que se corresponde con las cumbres más elevadas y con las rocas silíceas metamórficas e ígneas, las sierras Interiores, ubicadas en la zona más meridional de la reserva, configurada por una alineación de macizos carbonatados y la depresión Media compuesta por turbiditas principalmente.

## Mapa Geológico.



# PITON VOLCÁNICO DEL ANAYET

## Un volcán en el Pirineo.

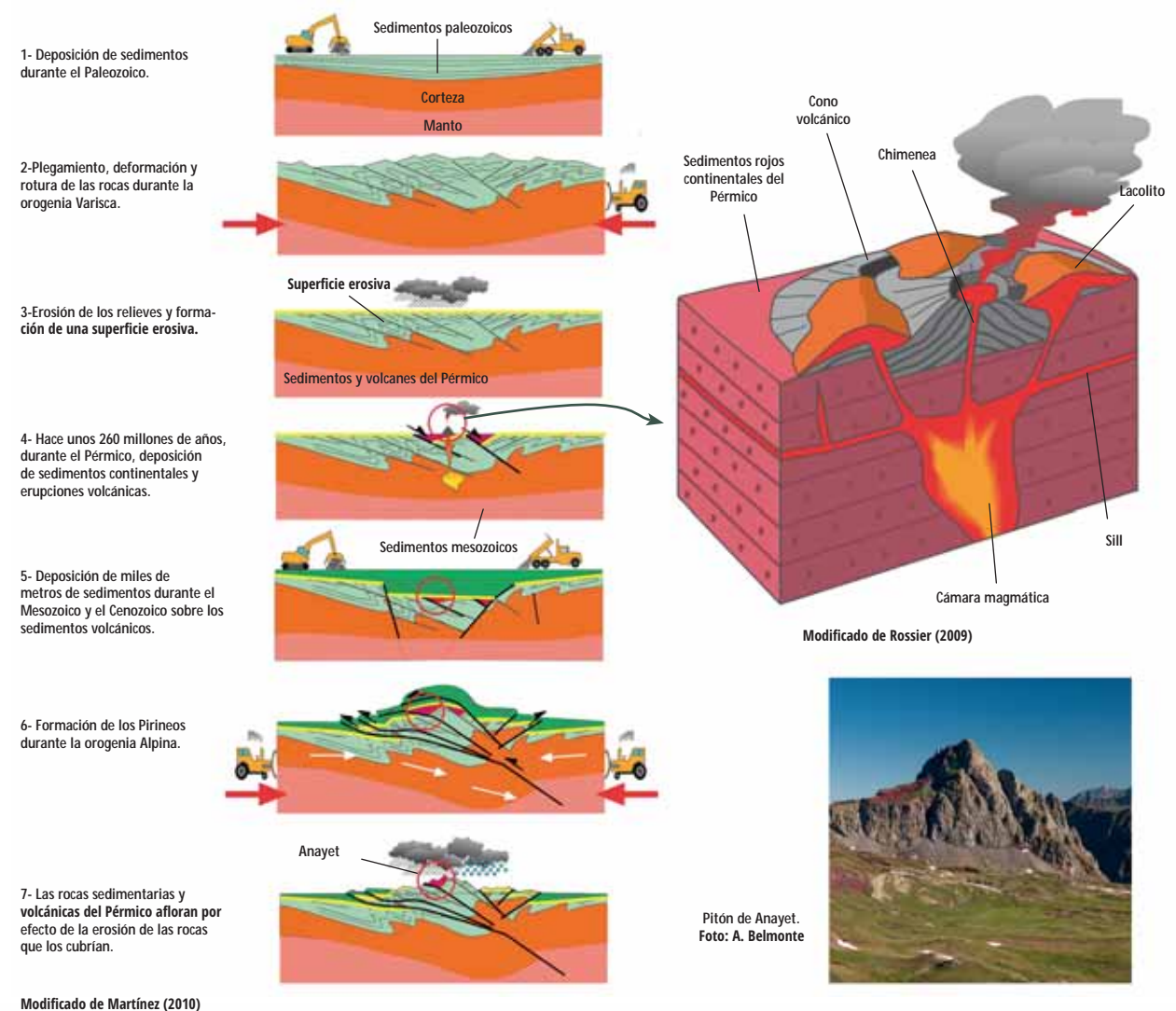
El pico y los ibones de Anayet es uno de los lugares más visitados de los Pirineos. Se puede acceder desde Formigal, siguiendo el GR11 o desde Candanchú ascendiendo la "Canal Roya". En el paisaje llama la atención un coloso de roca, el Anayet. Se trata de los restos de un volcán! Pero... ¿por qué hay un volcán en los Pirineos?

Para responder a esta pregunta tendremos que viajar en el tiempo, hasta el final del Paleozoico, hace unos 300 millones de años. En aquella época existió una antigua cordillera que se formó gracias a la orogenia Varisca, una gran colisión entre placas de la corteza de la Tierra que levanto montañas. Después de 40 millones de años, a finales del Pérmico, este relieve ya estaba erosionado y se había convertido en una gran superficie cubierta por depósitos de gravas y arenas rojizas, en la que se estaban produciendo varias erupciones volcánicas. Estas erupciones estuvieron relacionadas con fracturas de aquella superficie, esto es, con fallas que permitieron que pudiera salir el magma del interior de la tierra.

Más tarde, durante el Mesozoico y el Cenozoico, hace 252-23 millones de años, encima de los depósitos volcánicos se depositaron varios paquetes de sedimentos que fueron después intensamente deformados, plegados y rotos. Esto ocurrió debido a la orogenia Alpina, otro proceso de formación de montañas que produjo la creación de la cordillera de los Pirineos, entre otras. Después, la paulatina erosión que incide sobre los Pirineos ocurrida en épocas relativamente recientes ha permitido que se puedan observar en la superficie los antiguos sedimentos y los depósitos volcánicos del Pérmico, los que forman el pico de Anayet. En concreto, el pico Anayet se corresponde con los restos de la chimenea de un volcán. Al suroeste, en la punta de las Negras cerca del Anayet, se observa una masa abultada de material ígneo, que no salió a la superficie, esto es, un lacolito. Además se observa otra estructura ígnea, un sill. Como vemos en la ilustración, esta estructura que se puede ver donde se asientan los ibones del Anayet, es una masa horizontal tabular de roca ígnea.

## 20. Pitón volcánico del Anayet

La roca más característica del Anayet es la andesita que es una roca ígnea compuesta por **varios minerales: la plagioclasa, el piroxeno, la biotita y la hornblenda.**



# TURBIDITAS DE LA CASCADA DEL SORROSAL

## Avalanchas marinas en las montañas.

La cascada de Sorrosal, se encuentra junto a la localidad de Broto. Las vistas en la zona son espectaculares y se puede llegar hasta la misma base de la cascada. Esta cascada está sobre unas rocas muy interesantes llamadas turbiditas, ¿qué historia nos cuentan las turbiditas y qué son?

Las turbiditas de Sorrosal nos cuentan una historia que ocurrió hace unos 50 millones de años, durante el Eoceno. En aquel momento las placas Ibérica y Europea chocaron. Esto produjo que el mar que las separaba se cerrara parcialmente. Así, entre estas dos placas solo quedó un estrecho golfo marino conectado con el océano por el Oeste. En la parte este de esta alargada cuenca, se acumularon sedimentos que llegaban transportados por los ríos. Estos sedimentos procedían de las zonas este y sur de la cuenca, donde la erosión actuaba con más intensidad, y generaban en sus desembocaduras deltas de reducidas dimensiones. Algo más hacia el oeste, existía un mar poco profundo rebosante de vida. El fondo de este mar constituía una rampa que ganaba profundidad hacia el oeste, hasta el talud: un abrupto desnivel que descendía hacia las llanuras abisales. Al pie del talud se situaba un surco submarino donde se acumulaban materiales arrastrados por violentas y esporádicas corrientes submarinas y por avalanchas de sedimentos que caían por un inestable talud. Estos sedimentos estaban compuestos por materiales procedentes de la erosión producida en los deltas, de trozos de rocas procedentes las plataformas carbonatadas o eran resultado de la erosión de las montañas que se estaban creando en tierra firme. Todos ellos, a menudo mezclados, caían por el talud mediante corrientes de turbidez y se acumulaban en los fondos marinos profundos de una manera más o menos ordenada. Estos sedimentos eran ¡las turbiditas! Y es que cada avalancha de material talud abajo provocaba depósitos ordenados según la densidad y forma de los sedimentos. Así, primero se depositaban los más gruesos, los que se transportaban mediante rodadura, arrastre o saltación, esto es, las gravas y las arenas. Posteriormente, según se recobraba la calma, sedimentaban los más finos, las arcillas y los limos, que se transportaron en suspensión. La inestabilidad debida a la intensa actividad tectónica provocaba abundantes avalanchas y que este proceso se repitiera una y otra vez. El resultado sedimentario son las rocas intensamente plegadas que podemos ver en la cascada del Sorrosal y en otros puntos del Pirineo. Sucesiones de capas de arenisca y lutita principalmente que podemos ver gracias a la erosión glacial reciente.

# DESARROLLO DE LA VIÑAMALA

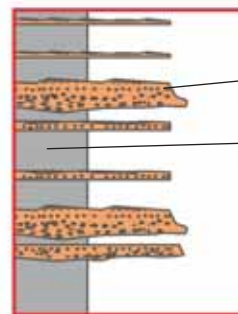
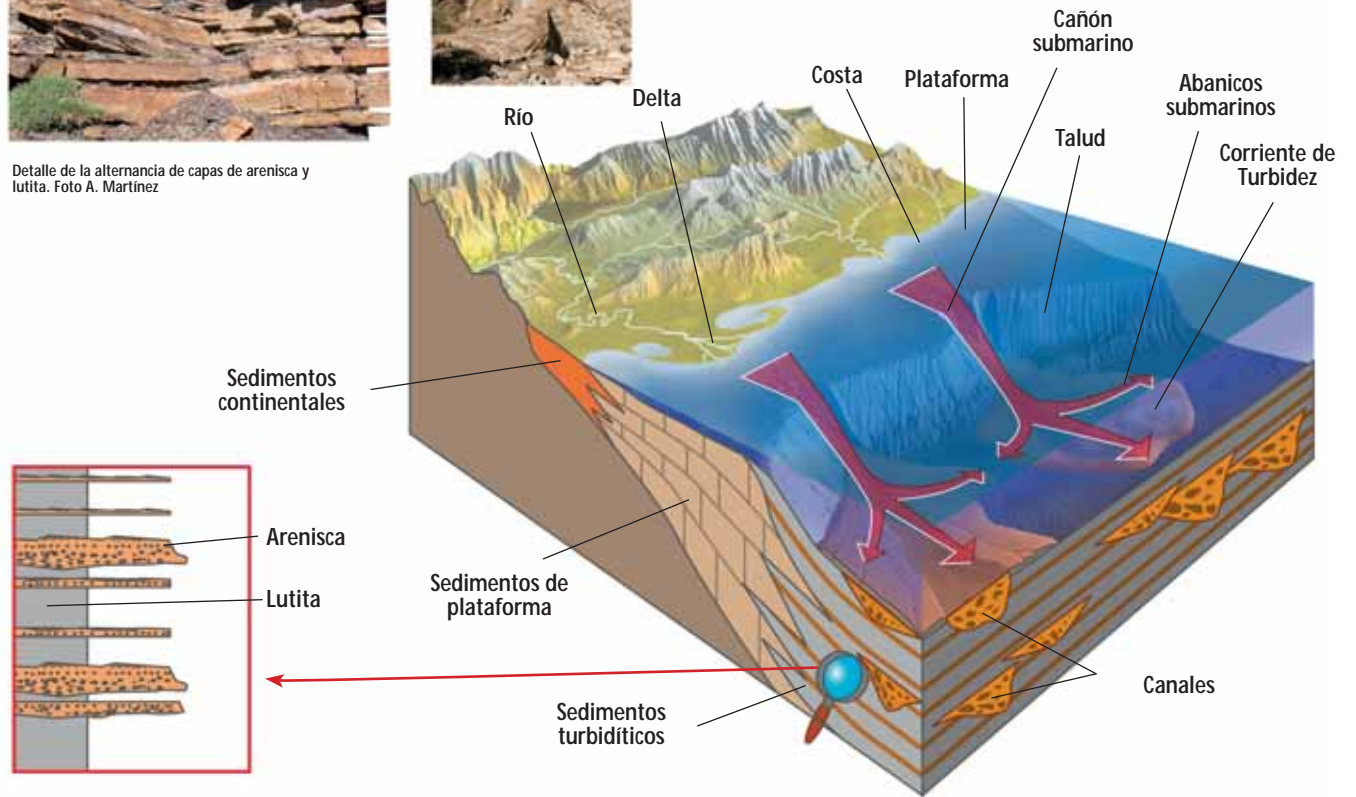
## 21. Turbiditas de la cascada del Sorrosal

Para poder observar las turbiditas de la cascada del Sorrosal de cerca se puede hacer la ascensión guiada de la vía ferrata de Sorrosal.

ordesa-viñamala / aragón



Detalle de la alternancia de capas de arenisca y lutita. Foto A. Martínez



# LA MANCHA HÚMEDA

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera La Mancha Húmeda se extiende entre las planicies de las provincias de Toledo, Cuenca, Albacete y Ciudad Real, configura la cabecera de la cuenca hidrográfica del Alto Guadiana. Está formada por un conjunto de humedales, originados principalmente por el desbordamiento esporádico los ríos Guadiana, Cigüela, Záncara y Riánsares y por numerosos manantiales de aguas subterráneas conocidos en la zona como "ojos".

Es lugar de paso obligado para las aves migratorias que circulan entre Europa y África. En las Tablas de Daimiel la vegetación está constituida básicamente por carrizales y juncos mientras que en el resto de humedales se desarrolla una vegetación adaptada a condiciones más extremas, debido a las variaciones estacionales de salinidad, temperatura y agua. Se encuentran importantes vestigios culturales, desde la edad de Bronce hasta nuestros días, que se traducen en una variada muestra museística y en pequeños talleres artesanos. Las principales actividades económicas actuales se relacionan con la agricultura, la ganadería y el turismo de la naturaleza.

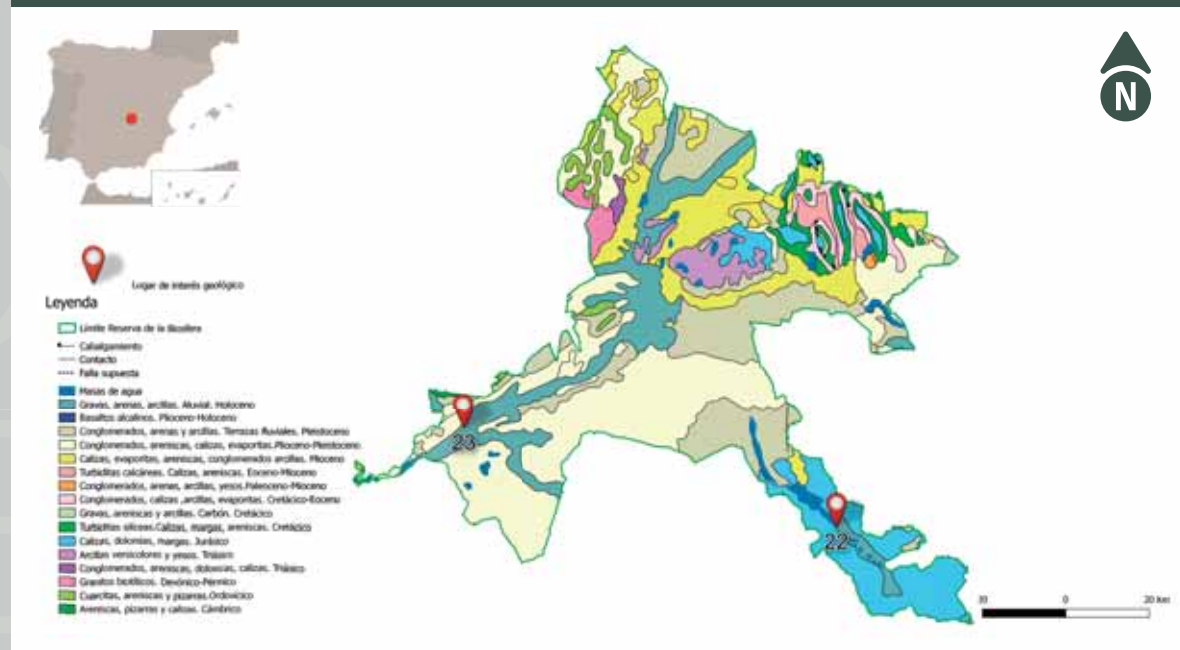
## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La cuenca alta del río Guadiana se ubica en el noreste de la meseta castellana. Sus áreas de cabecera ocupan los relieves elevados durante la formación de montañas (orogenia) alpina. Coinciden con la Sierra de Altomira situada al noreste y con el Campo de Montiel ubicado al sur. La Sierra de Altomira, con orientación norte-sur, pertenece al dominio de la cordillera Ibérica y está constituida fundamentalmente por materiales del Mesozoico y del Paleógeno, deformados en forma de pliegues.

El Campo de Montiel en cambio, está constituido por materiales más antiguos, del Jurásico y del Cretácico, que pertenecen al dominio de las cordilleras Béticas. Los materiales están muy poco afectados por el plegamiento alpino y se disponen formando una amplia meseta. La llanura manchega se encuentra entre estas dos formaciones montañosas y está constituida por materiales depositados en ambientes continentales sobre terrenos paleozoicos y mesozoicos hace 23,5-1,8 millones de años (Neógeno).

Los afluentes de la margen derecha del Guadiana son ríos de largo recorrido, escaso relieve y un régimen con aguas altas en invierno-primavera y estiajes muy acusados. En la planicie, estos afluentes, junto a las aguas subterráneas, dan lugar a extensas zonas encharcadas, donde destacan las Tablas de Daimiel y abundantes lagunas. En el tramo alto de los afluentes de la margen izquierda, a favor de rocas calcáreas, se produce el drenaje de aguas subterráneas. En este sector se encuentran las Lagunas de Ruidera, donde se acumulan las aguas drenadas por los manantiales procedentes del acuífero del Campo de Montiel.

## Mapa Geológico.



# LAGUNAS DE RUIDERA

## Lagunas en construcción.

Las Lagunas de Ruidera se ubican en la cuenca alta del río Guadiana, en el extremo noroeste del Campo de Montiel. Se trata de 16 lagunas que se localizan en el cauce del río, desde el Embalse de Peñarroya hasta 20 km aguas arriba. Se puede recorrer el paraje siguiendo una carretera que bordea el Parque Natural. Es especialmente recomendable su visita en épocas de lluvias, cuando las cascadas dejan paso a una gran cortina de agua, en especial en la zona de El Hundimiento, donde se produce el mayor desnivel.

Las lagunas se asientan sobre arcillas, yesos y calizas. Resulta que ciertos procesos de disolución de estos materiales han hundido el sustrato y se han creado zonas inundadas. ¿Cómo ocurre esto?

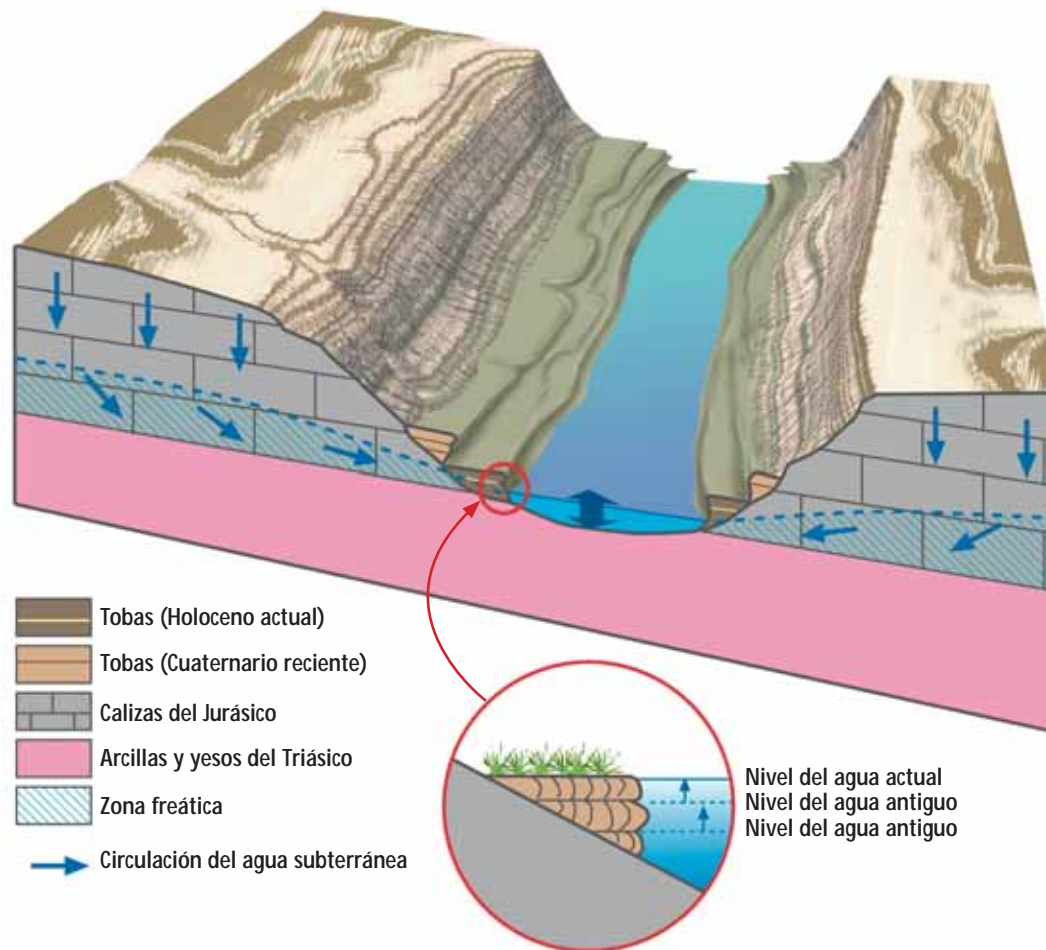
El nivel de las lagunas está condicionado por las aguas subterráneas que circulan, preferentemente, a través de fracturas existentes en el sustrato. La disolución de las rocas, en ocasiones, provoca el hundimiento de las bóvedas de los conductos, y así se forman cubetas. Las aguas superficiales también son importantes. Transportan carbonatos que al precipitar dan lugar a la formación de travertinos que generan barreras transversales al río que actúan como presas naturales. ¿Qué son los travertinos? Son rocas que se forman por la precipitación de carbonato cálcico ( $\text{CaCO}_3$ ), en la superficie. Hay variedades muy porosas con abundantes impresiones de restos vegetales, a las que se les llama tobas calcáreas. Las presas travertínicas generadas en el cauce han sufrido, al menos una vez, un proceso de rotura durante el Holoceno, los últimos 11.700 años. Los restos de estos travertinos cuando disminuye el nivel de las aguas del río se quedan colgados, con un espesor entre 5 y 8 metros, e indican el nivel que alcanzó el agua en épocas pasadas, cuando se formaron. Además, la formación de una represa tobácea produce un estado de poca actividad erosiva en la laguna y facilita la colonización vegetal de las orillas y la precipitación de carbonatos. Estos carbonatos se depositan dando lugar a terrazas horizontales en superficie y con forma de cuña hacia las laderas del valle. Mientras, hacia el perfil del río se interrumpe y se forman saltos de agua.

# MANCHA HUMEDA

## 22. Lagunas de Ruidera

Las lagunas son muy sensibles ante la extracción de agua subterránea, y pueden llegar a desecarse por este motivo. Un claro ejemplo es el de la "Laguna" Redondilla, que se secó en 1991.

## la mancha húmeda / castilla la mancha



Modificado de González Martín *et al.* (1991)



# TABLAS DE DAIMIEL

## El agua mágica.

Las Tablas de Daimiel son un extenso humedal situado en la confluencia de los ríos Cigüela y Guadiana. Se trata de una gran depresión, de origen kárstico, que presenta más de 30 islas en su interior. La existencia del agua estancada que vemos en superficie está condicionada principalmente por los aportes de estos dos ríos y por las fluctuaciones del nivel de las aguas que no vemos, las subterráneas.

El agua se encharca sobre depósitos de limos y arenas recientes, de edad holocena (11.700 años-actualidad) localmente cubiertos por costras carbonatadas. Por debajo de estos materiales se sitúan unos niveles carbonatados intensamente karstificados más antiguos, de edad pliocena, creados entre hace 3,6-2,8 millones de años. Las calizas forman dolinas que son depresiones circulares situadas en la superficie de un terreno kárstico. Su dimensión es variada y se originan por procesos de disolución.

El río Guadiana se esconde y vuelve a aparecer en ciertas zonas que llamamos "ojos". ¿Por qué ocurre esto? ¿Por qué le damos ese nombre? Resulta que el Guadiana, no es una única corriente subterránea, sino un enorme sistema de aguas subterráneas, un acuífero, que circulan por estratos porosos de caliza. Estas rocas permiten la infiltración del agua superficial y su desplazamiento a favor de la pendiente del terreno. Esta situación favorece que el agua pueda acumularse en las zonas más bajas de la superficie y además, emerger desde el suelo allí donde el nivel superior de la masa de agua subterránea aflora en superficie. Estas zonas, normalmente ovaladas, son los llamados "ojos" del Guadiana. Por ello, la leyenda del río que emerge de nuevo, si no exacta, al menos desde un punto de vista hidrogeológico podría aproximarse a la realidad.

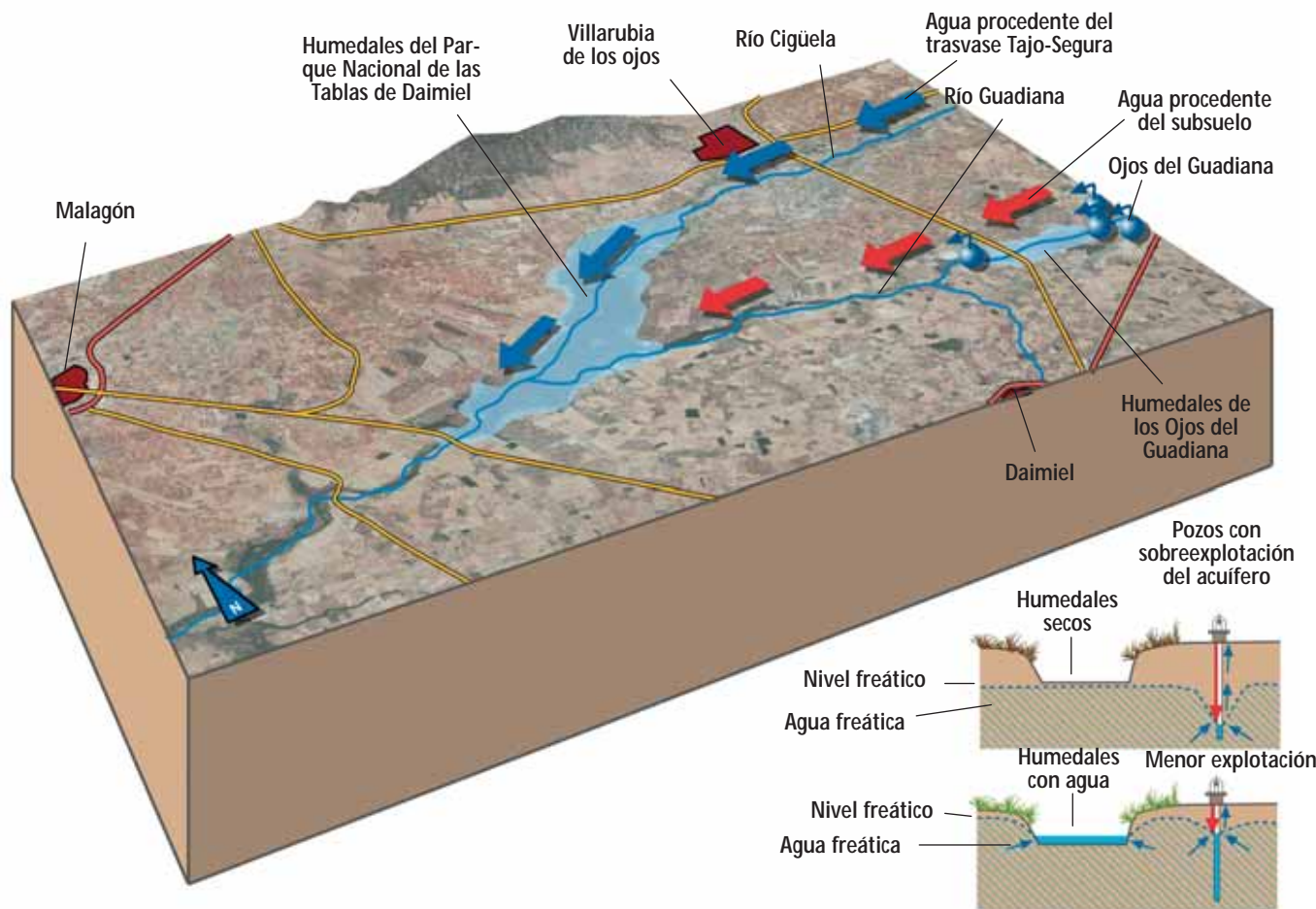
La construcción de la presa de Peñarroya y la actividad agraria intensiva de la zona durante la segunda mitad del siglo XX condicionaron una significativa degradación del humedal, hasta el punto de que el acuífero fue declarado sobreexplotado en 1987. Desde entonces, con las medidas establecidas, se ha obtenido una mejora de las condiciones ambientales de las Tablas y la recuperación parcial del nivel freático. Como consecuencia de la descontrolada extracción de aguas subterráneas, la turba presente en los humedales se ha incendiado en diversas ocasiones. Las grandes dificultades para sofocar estos incendios subterráneos, obligaron a la construcción de una infraestructura para la inundación artificial de las zonas incendiadas con aguas procedentes del Tajo.

# ANCHA HUMEDA

## 23. Tablas de Daimiel

la m... de la Mancha

Los más antiguos pobladores vivieron en Las Tablas hace 3.500 años aproximadamente. Se trata del Bronce de La Mancha, cultura basada en la agricultura y la ganadería. Es el caso de la "Motilla de Las Cañas"





# ALTO BERNESGA

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Alto Bernesga se sitúa en la vertiente leonesa de la cordillera Cantábrica. El río Bernesga le da el nombre y cruza su territorio, de norte a sur, coincidiendo el área protegida con su cabecera, desde donde se dirige al salir de esta hacia el río Duero. La diversidad y riqueza ambiental que incluye, derivada de su posición en la zona de transición entre las regiones mediterránea y atlántica, ha merecido la protección de buena parte de sus hábitats, por ejemplo, el Faedo de Ciñera o los encinares relictos de los valles de Huergas y Llombera. Esta diversidad se plasma también en sus paisajes y especies asociadas, destacando la presencia de rebecos y águilas reales en las zonas rocosas, y de urogallos y lobos en los abedulares y hayedos.

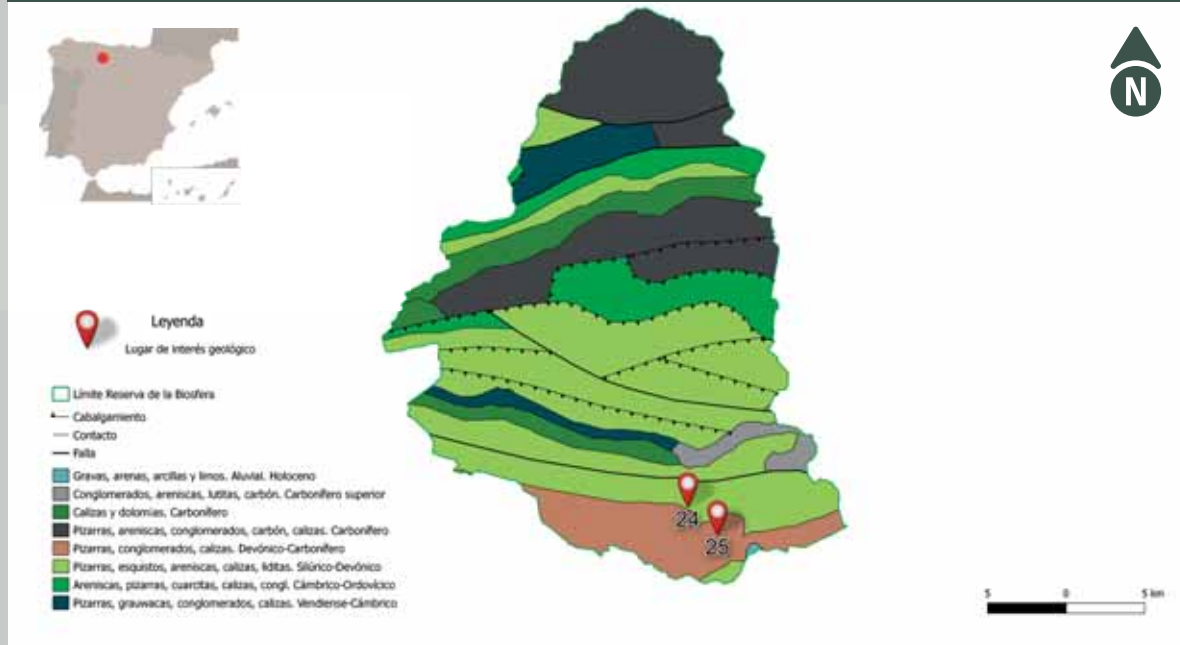
Como en otras zonas del norte de León, la trashumancia y la ganadería fueron el pilar económico del Alto Bernesga durante siglos. Partiendo de esta comarca, existían rutas que llegaban hasta Extremadura y que los pastores leoneses recorrieron hasta bien entrado el siglo XX. La minería también ha sido un recurso económico tradicional, y se conservan vestigios prerromanos y otras minas que extraían cobre y níquel. Abandonada hoy la minería metálica, algunos elementos generados por la minería del carbón están próximos a formar parte también del patrimonio cultural con la reciente declaración del castillete del Pozo Ibarra como Bien de Interés Cultural.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La Reserva de la Biosfera del Alto Bernesga se sitúa en la zona Cantábrica del macizo Ibérico y está asentada sobre un sustrato formado por rocas sedimentarias paleozoicas de edades comprendidas entre 550-300 millones de años. Esta zona por lo tanto, está formada por rocas muy antiguas que son el resultado del desmantelamiento y erosión, hasta el arrasamiento, de una gran cordillera que fue formada mediante un gran choque entre placas, mediante la orogenia Varisca. Durante 250 millones de años gracias a esta gran colisión sobre los materiales paleozoicos actuaron los procesos tectónicos y la erosión. Este macizo fue nuevamente afectado por choques de placas derivados de la orogenia Alpina que acabó configurando los relieves montañosos actuales. Esta segunda orogenia se desarrolló durante el Terciario.

Gran parte de las rocas de esta reserva de la biosfera presentan una importante riqueza en fósiles de invertebrados marinos que permiten a los visitantes imaginar cómo era la vida en un antiguo mar de la era Paleozoica. Muchas de estas rocas, además, son utilizadas como ornamentales debido a su espectacularidad. El paisaje de la reserva de la biosfera ofrece vestigios de antiguos glaciares que ayudan a reconstruir la evolución del clima de las últimas decenas de miles de años. También minas antiguas y modernas muestran información sobre la continuada relación de los pobladores con el sustrato geológico, que comenzó varios milenios atrás.

## Mapa Geológico.



# ARRECIFE DEVÓNICO DE EL MILLAR

Tesoros que proteger.

En la carretera nacional N-630, al norte de El Millar, se encuentra una ladera en la que afloran unas rocas muy interesantes. Se trata de las calizas y margas de la Formación Santa Lucía que se crearon en un mar poco profundo, hace unos 400-395 millones de años aproximadamente, en el período Devónico. Pese a que los sedimentos que dieron lugar a estas rocas fueron depositados en capas horizontales originalmente, en el campo las capas de rocas las vemos verticales. Esto es debido a que las capas se deformaron y fracturaron mediante los choques producidos entre las placas de la Tierra. Su estudio geológico ha permitido determinar que estas rocas describen el desarrollo y evolución de un antiguo arrecife. Un arrecife es una gran masa sedimentaria constituida por organismos calcáreos fijados al suelo ¿Cómo era este arrecife? ¿Qué seres lo formaron?

El arrecife de El Millar se formó mediante la acumulación de esqueletos de corales y esponjas que vivían aferrados al suelo de un mar tropical. Cuando estos organismos morían, sus esqueletos se acumulaban en el fondo de este mar poco profundo azotado por las corrientes litorales. Sobre los esqueletos muertos crecían organismos adaptados a la energía de la corriente. Algunos de ellos eran grandes corales. El proceso de crecimiento, muerte y acumulación de los esqueletos de estos organismos se repetía una y otra vez, y así el relieve de este "cementerio submarino" fue progresivamente más y más alto, el arrecife crecía.

En un momento dado, fue tal la acumulación que el arrecife sobresalió, esto es, superó el nivel del mar. En este momento, el embate de las olas impidió el desarrollo de los corales, ya que había demasiada energía para que ellos sobrevivieran. Entonces, ocuparon el lugar grandes esponjas. Unas llamadas estromatoporoides. Los estromatoporoides son seres muy especiales, presentan una gran base laminada de carbonato cálcico sobre la que se sitúa la parte carnosa de la esponja, sostenida por delicadas espículas de sílice.

Finalmente, una elevación del nivel del mar produjo el ahogamiento de las esponjas y de otros muchos organismos que vivían con ellas, y por tanto, la finalización de esta historia de vida. ¡Impresionante, poder observar la evolución de un arrecife que existió hace 400 millones de años al lado de la carretera!

## 24. Arrecife Devónico de El Millar

Estas capas de roca constituyen uno de los elementos más importantes del patrimonio paleontológico, no sólo del Alto Bernesga, sino de toda Europa.

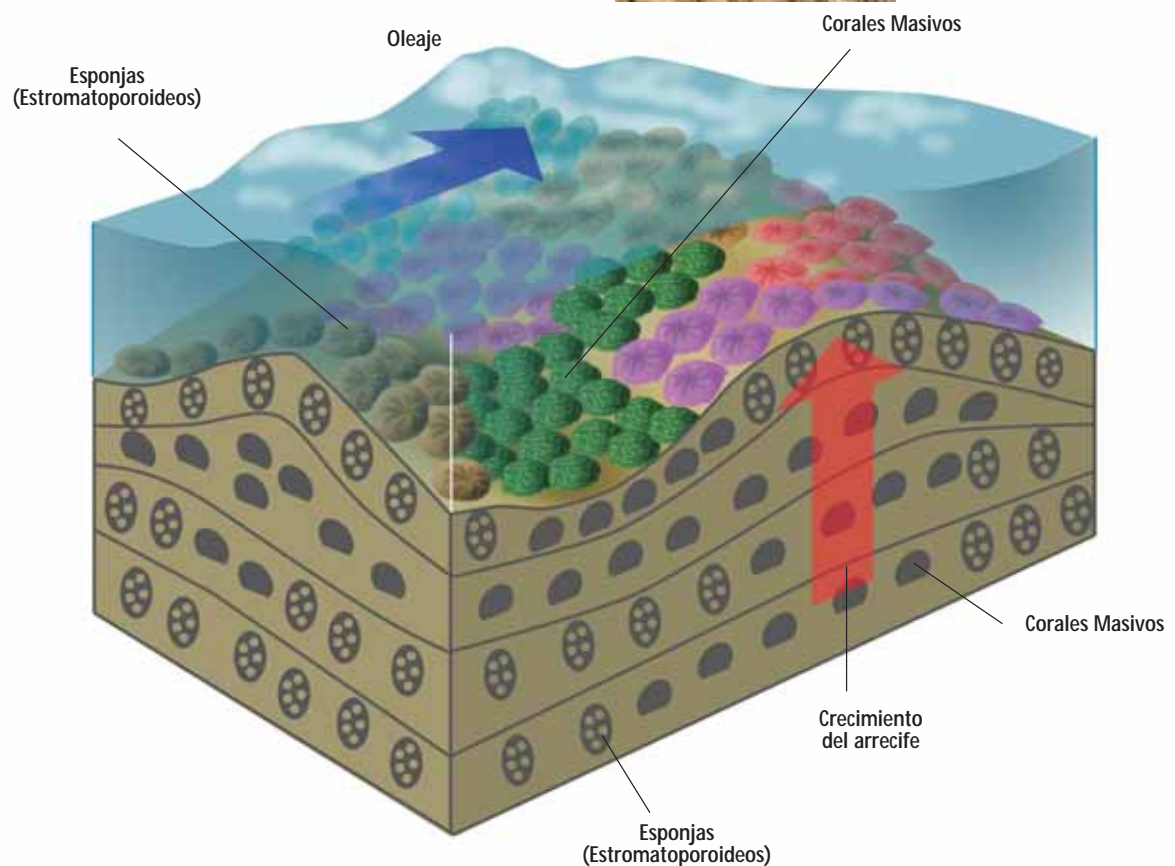


Detalle de la superficie de un estromatoporoideo con láminas con disposición concéntrica que corresponden a mamelones.



Yacimiento en el que se observa una parte de un gran esqueleto tabular de estromatoporoideo. Los pequeños mamelones son característicos, por ellos la esponja expulsaba el agua sobrante.

Fotos: R. Castaño de Luis.



# CALIZA GRIOTTE DE NOCEDO

## Las rocas rojas.

Al oeste del pueblo de Nocedo del Bernesga, se encuentra una cantera donde se explotaba la caliza griotte. Esta llamativa caliza es una de las rocas más utilizadas como piedra de construcción y ornamental en León, pero ¿qué es la caliza griotte?

Se trata de una caliza de tonos rojizos, verdes y grises, y aspecto irregular, que recuerda a un puñado de guindas; de ahí su nombre, ya que griotte es un tipo de guinda ácida (cérise griotte, en francés). Geológicamente, la caliza griotte de Nocedo pertenece a la Formación Alba, un conjunto de calizas creadas en un mar de poca profundidad hace unos 325 millones de años, en el Carbonífero. Debido a su origen, en esta roca se encuentran multitud de fósiles de organismos marinos.

Aunque también había peces, los fósiles que más fácilmente podemos ver, los más habituales, son los goniatites, los ortoceras y los crinoideos. Los goniatites y los ortoceras fueron dos grupos de moluscos cefalópodos, como las actuales sepias y calamares, pero con una concha externa enrollada en espiral, en el caso de los goniatites, o recta, en el de los ortoceras. Cuando la concha aparece seccionada o pulida, se distinguen en su interior diversas cámaras. Estas cámaras servían para regular la flotabilidad de los organismos dentro del agua, como en un submarino. Los crinoideos, conocidos popularmente como "lirios de mar", forman parte del grupo de los equinodermos, al igual que los actuales erizos o las estrellas de mar.

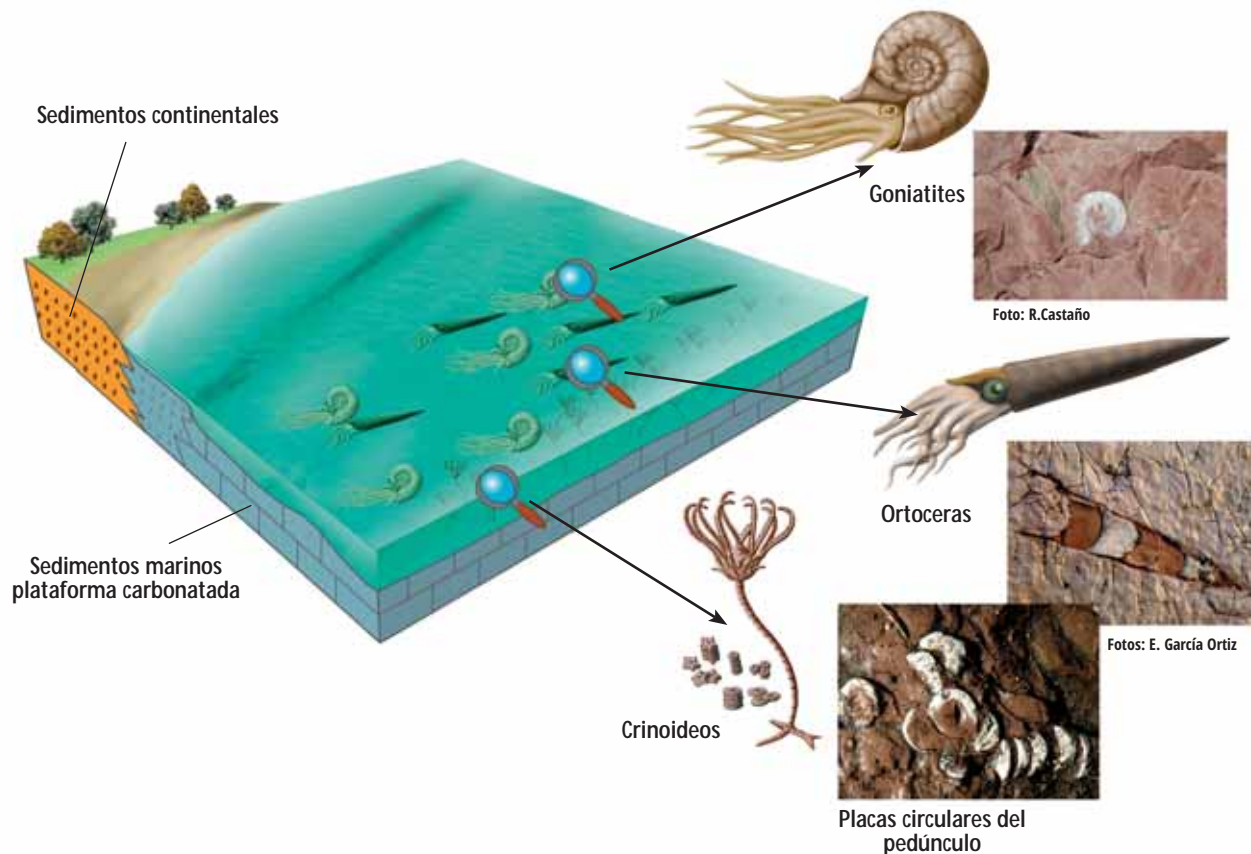
Es difícil encontrar crinoideos completos pero sus placas sueltas son un fósil muy habitual en muchas rocas marinas. Su cuerpo constaba de un largo pie para agarrarse al suelo, el pedúnculo, que estaba formado por pequeñas placas circulares. En el extremo superior de ese pie, como vemos en la ilustración, se observa el cáliz, de donde parten varios brazos también formados por placas. ¿Por qué esta caliza es de color rojizo, verde o gris? Parece que las aguas oxigenadas y enriquecidas en nutrientes de aquel mar estaban llenas de bacterias que oxidaban el hierro y lo fijaban en el sedimento. De esta manera, la roca adquirió el color rojizo. En aquellos fondos en los que el agua no estaba lo bastante oxigenada, el color del sedimento se volvía verde y con menos oxígeno gris. Cuando no había nada de oxígeno en las aguas los sedimentos eran negros. ¡Fíjate!

# ALTO BERNESGA

## 25. Caliza griotte de Nocedo

En el folleto de los "fósiles urbanos de la Pola de Gordón" encontramos una ruta que nos lleva a ver edificios y otras estructuras urbanas donde se encuentra la caliza griotte con fósiles utilizada como roca ornamental.

alto bernesga / castilla-león



# ANCARES LEONESES

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

Los Ancares Leoneses se sitúan en el extremo occidental de la cordillera Cantábrica, en un territorio abrupto y arbolado, con cumbres que alcanzan entre los 1.500 a 2.000 m y valles que descienden hasta los 800 m de altitud.

La vegetación está representada sobre todo por bosques de robles y abedules con zonas intermedias cubiertas de matorral y por cultivos, huertas y prados situados en los fondos de los valles por donde circulan los ríos rodeados de bosques de ribera bien conservados. Existen en la reserva de la biosfera casi una cincuentena de endemismos ibéricos vegetales. Además existe una fauna diversa que incluye más de doscientas especies de vertebrados. La representación de aves es muy relevante, especialmente rapaces. Es el galliforme urogallo el que caracteriza la excelente calidad ambiental de este territorio, al ser esta ave un bioindicador de hábitats de alto valor. Otra especie importante que habita en esta reserva de la biosfera es el oso pardo. En los últimos años la economía se ha centrado en el turismo rural. El Camino de Santiago se ha convertido en una excelente ruta para visitar este excepcional espacio natural.

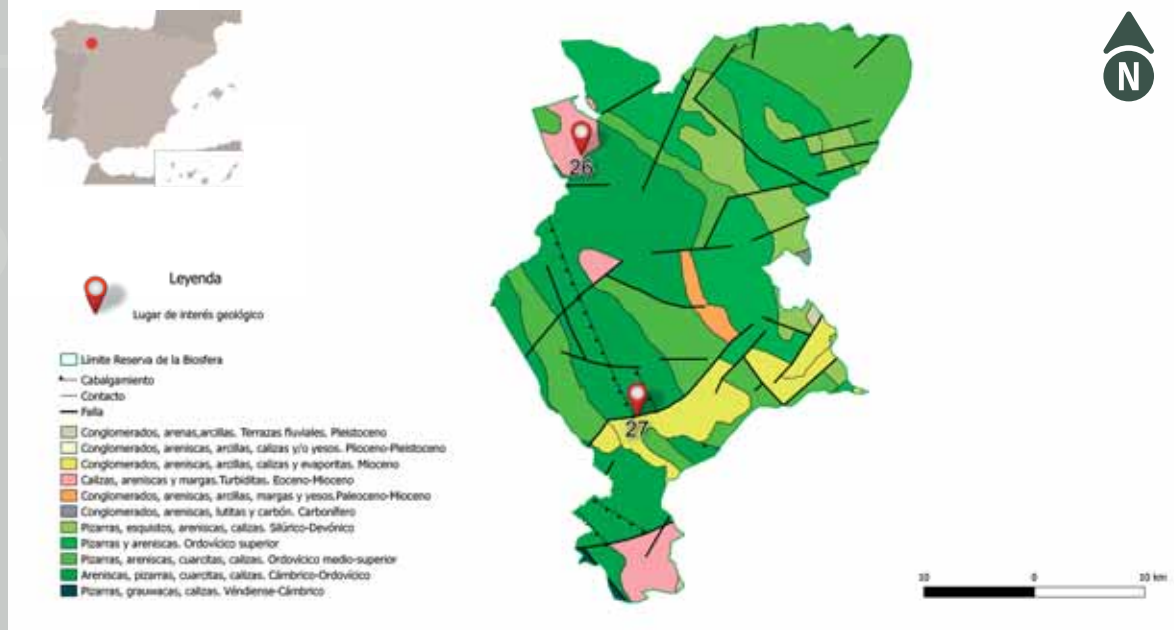
## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La Reserva de la Biosfera Ancares Leoneses se dispone en la zona Astur occidental Leonesa, sobre un sustrato geológico formado por series sedimentarias bastantes homogéneas, representadas por pizarras y areniscas del Paleozoico inferior, de hace más de 400 millones de años que presentan en ocasiones diversas mineralizaciones de metales de interés como por ejemplo, el oro.

Tras sufrir los grandiosos esfuerzos de las dos etapas de generación de montañas que afectaron a la península Ibérica, la orogenia Varisca primero, y la Alpina después, estos antiguos y monótonos sedimentos, de origen marino, se dispusieron plegados y fracturados para formar los potentes complejos montañosos que construyen las montañas de los Ancares.

Sobre ellos se disponen sedimentos mucho más modernos y que no suelen tener más que unas pocas decenas de metros de espesor. Se trata de sedimentos procedentes de la erosión del sustrato presente en los montes de León adyacentes y en la propia sierra de Ancares. Están representados por conglomerados, con enormes bloques arrancados por glaciares, arenas y niveles arcillosos e incluso capas carbonatadas generadas en un ambiente similar al de las salinas. Esta gran diversidad de sedimentos se corresponde con la variedad de climas y paisajes que ocurrieron en la zona durante el Mioceno, el período comprendido entre hace 23 y 5 millones de años. Los procesos cuaternarios glaciares, fluviales y gravitacionales ocurridos desde hace 2,5 millones de años hasta la actualidad, han dado lugar al paisaje actual.

## Mapa Geológico.



## CIRCO Y ARTESA GLACIAR DEL CUIÑA

Esculturas glaciares.

Durante el último periodo glacial la cordillera Cantábrica albergó muchos campos de hielo y glaciares de montaña. Aquellas masas heladas actuaron como cinceles, como escultoras del relieve, ensanchando los valles, labrando amplios circos (valles en forma de "U") y dando la forma picuda y agreste de las cumbres que hoy podemos contemplar y escalar.

Como se observa en la ilustración, en torno al pico Cuiña de 1.994 m de altitud se formaron varios glaciares: uno por la cara que da a Suárbol, otro por la que da a Burbia, y otro, el más importante, por la cara que da a Tejedo y Candín, donde nace el río Ancares. Este tercer glaciar fue el más grande porque recibía la nieve que empujaban los fuertes vientos del oeste, igual que hoy día, con la diferencia de que entonces no se fundía esa nieve de un año para otro, y al acumularse se iba convirtiendo en un gran glaciar.

La masa de hielo fue puliendo y erosionando las rocas de la montaña, como podemos ver hoy si nos acercamos al fondo del antiguo circo, en torno a la laguna o Pozo del Cuiña, donde llaman la atención las rocas de formas suaves, aborregadas, alisadas por el paso del glaciar.

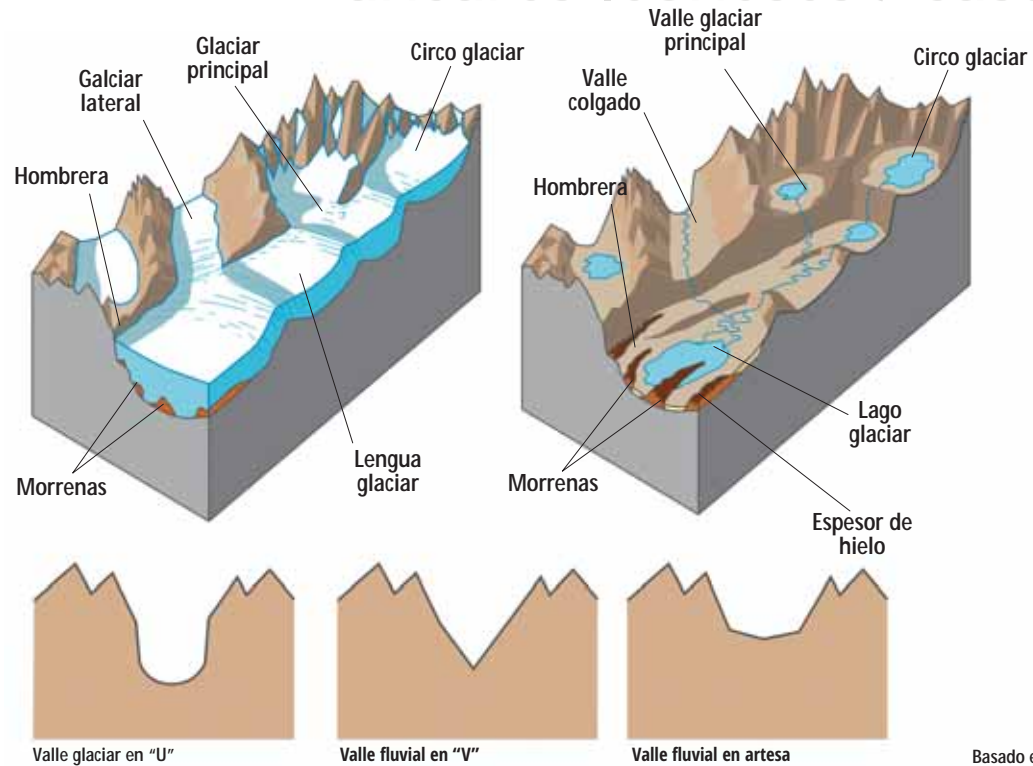
Más abajo el glaciar se unía a otro procedente de los circos del pico Miravalles, y juntos formaban una enorme lengua de hielo que recorrió todo el valle hasta Tejedo, Pereda, Candín y más allá, labrando una artesa en forma de "U".

Al final de la última glaciación, hace unos 8.500 años el clima se fue haciendo más cálido y el glaciar se fundió hasta desaparecer, dejándonos su huella en las formas del valle y de la montaña. Los bordes superiores del valle glaciar (hombreras) que podemos ver en la ilustración, entre Tejedo y Pereda nos indican el espesor de hielo que llegó a tener aquella lengua de hielo: ¡unos impresionantes 200 metros!

## 26. Circo y artesa glaciar del Cuiña

El modelado glaciar condiciona los usos tradicionales de las montañas: en el fondo del valle se desarrollan prados de siega y sobre los circos se instalan las brañas, o pastos de altura.

ancares leoneses / castilla-león



Basado en Martínez (2010)



# YACIMIENTO DE ORO Y MINA ROMANA DE LA LEITOSA

El oro escondido.

El oro es un mineral que se forma en las rocas muy antiguas. Desde el profundo manto de la Tierra, a lo largo de fracturas, se inyectan en la corteza terrestre fluidos cargados con elementos químicos. En Ancares Leoneses las rocas son casi todas de la Era Paleozoica, esto es creadas hace más de 250 millones de años, y están muy plegadas, fracturadas y deformadas porque han sido afectadas por las orogénias Varisca y Alpina.

Como vemos en la ilustración, el oro puede aparecer en los mismos filones en que se formó (yacimientos primarios), o haber sido transportado y aparecer dentro de capas (estratos) de arcillas, arenas y gravas (yacimientos secundarios). La Leitosa es un yacimiento secundario, en el que el oro aparece en forma de pepitas mezcladas con las arcillas, arenas y gravas. Aparece en depósitos rojizos creados a finales del Neógeno, hace alrededor de 7 millones de años. Estos materiales rellenan el profundo valle fósil de Paradeseca.

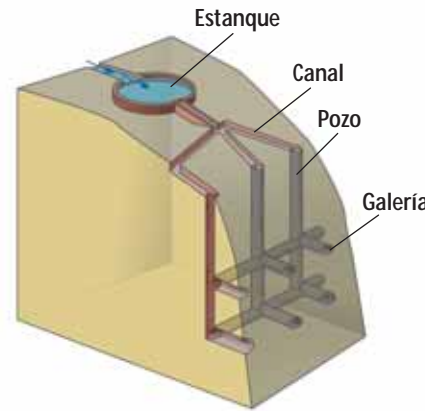
Como los pueblos prerromanos de la zona ya aprovechaban el yacimiento, los mineros romanos aprovecharon el conocimiento local y diseñaron una explotación basada en el uso del agua para derrumbar la montaña, lavar los sedimentos, y separar el oro del resto de materiales. Así, crearon una red de canales para captar el agua de los arroyos, la transportaron por gravedad como en los acueductos, y la acumularon en grandes estanques sobre la zona de explotación. Al mismo tiempo, minaron la montaña mediante una red de túneles. Soltaban el agua de repente, y los túneles se inundaban. Obviamente, la propia presión del aire existente en los túneles que desplazaba el agua, reventaba una parte de la montaña. El misma agua servía después para lavar los sedimentos y separar el oro. ¿Sencillo no? Ese método lo llamaban los romanos "arrugia" o "ruina montium".

# ANCARES LEONESES / LEONES

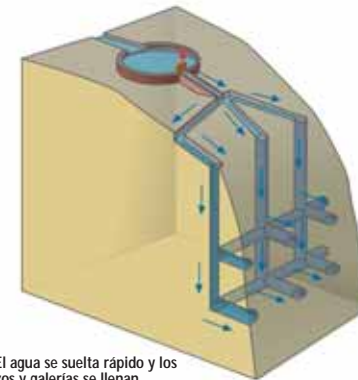
## 27. Yacimiento de oro y mina romana de La Leitosa

En Ancares Leoneses son muy abundantes las minas de oro romanas, a las que acompaña un riquísimo patrimonio arqueológico de castros y campamentos militares.

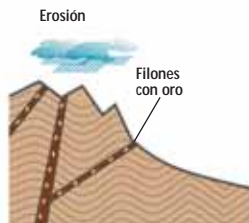
### ancares leoneses / castilla-león



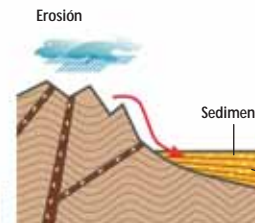
1. El agua se acumula en estanques elevados. Se excavan pozos y galerías.



2. El agua se suelta rápido y los pozos y galerías se llenan.



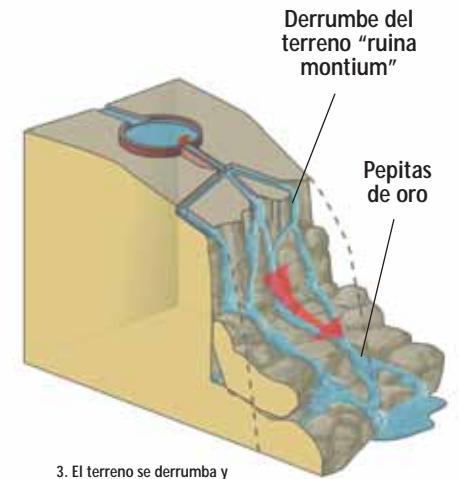
1. Yacimiento primario.



2. Yacimiento secundario.



Vista del paisaje de la antigua mina romana



3. El terreno se derrumba y los sedimentos se lavan para encontrar las pepitas de oro.

Modificado de Sánchez-Palencia *et al.* (1996)



# BABIA

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

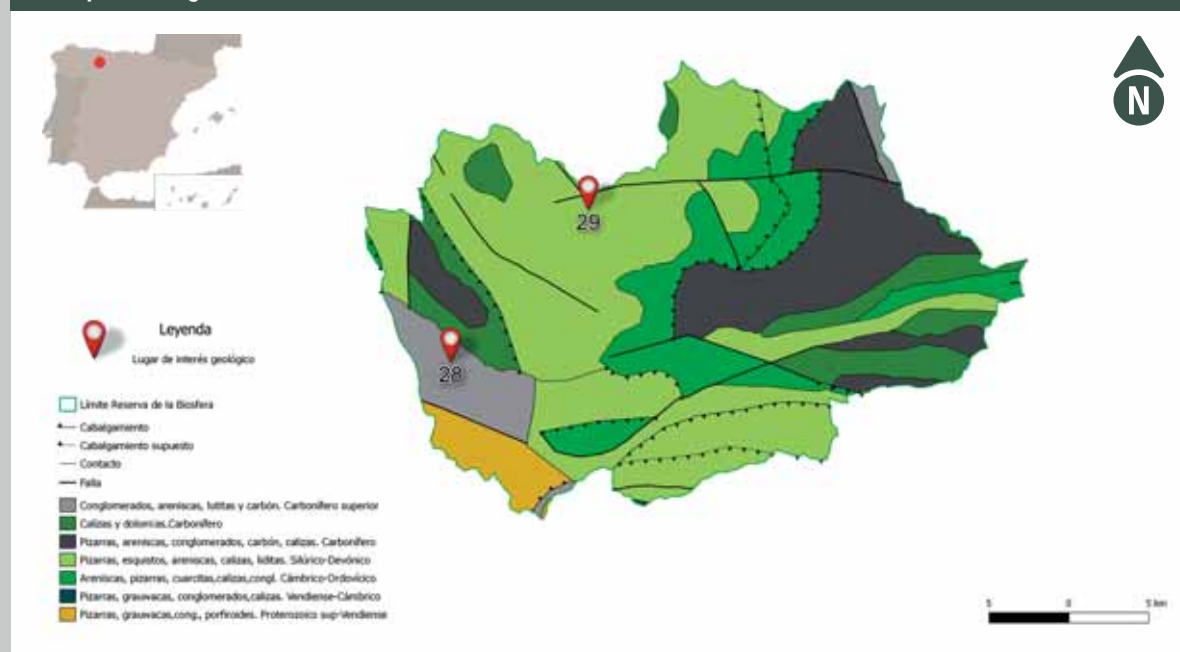
En la Reserva de la Biosfera Babia existen dos grandes alineaciones montañosas de dirección este-oeste, con cumbres por encima de los 2.000 m, que están separadas por un valle que constituye la vega de los ríos Luna y Sil. Los bosques principales son hayedos, abedulares y robledales y se entremezclan con pastizales destinados a mantener a los ganados de las comunidades humanas asentadas en la zona. La declaración como reserva de la biosfera ha servido como reconocimiento de la importancia ambiental de este uso tradicional. En Babia, además, abundan sectores de matorral, que corresponden a zonas progresivamente recuperadas por el bosque original, y roquedos, gleras y canchales, en los que el aprovechamiento productivo es prácticamente imposible. En las cumbres, en un entorno de clima alpino, las lagunas y las turberas de montaña son las zonas con mayor biodiversidad. En Babia la ganadería ha sido el foco de la economía local durante siglos. En la primera mitad del siglo XX, la minería de carbón pasó a ser la principal actividad económica y, aún en la actualidad, se mantienen explotaciones mineras a cielo abierto, aunque la reestructuración del sector en los últimos años ha generado su declive y está haciendo necesario recuperar la histórica actividad ganadera de la comarca.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La Reserva de la Biosfera Babia se ubica geológicamente entre las zonas Cantábrica y Astur Occidental Leonesa del macizo Ibérico, dos de las cinco zonas en que se divide el conjunto de rocas paleozoicas y precámbricas que forman el zócalo más antiguo de la península Ibérica. Lo más característico de este sustrato, además de la antigüedad de los materiales, es que no se observan sedimentos mesozoicos, los generados en el período comprendido desde hace 252 hasta hace 66 millones de años, y que tan solo aparecen algunos materiales del Paleógeno y el Neógeno, menores de 66 millones de años. Esto significa que, al menos desde hace 250 millones de años, esta mitad de la península ha sido tierra emergida, y los procesos geológicos dominantes durante este extraordinario lapso de tiempo han sido la erosión y la tectónica de placas. Pese a su reducido tamaño, Babia muestra prácticamente toda la historia y los eventos más importantes del macizo Ibérico. Su registro sedimentario comprende estratos que cubren cientos de millones de años desde el Precámbrico hasta el Carbonífero, entre los 650 y los 300 millones de años, faltando tan solo las rocas del Pérmico, un período geológico que dejó pocos sedimentos en la Península puesto que en ese momento el macizo Ibérico ya había emergido gracias a la generación de montañas provocada por la orogenia Varisca. Este gran acontecimiento geológico es el responsable de las principales estructuras tectónicas presentes en Babia, como son los sinclinales y los anticlinales.

Tras el Mesozoico, Babia volvió a soportar un segundo proceso de formación de montañas, la orogenia Alpina, que construyó la actual cordillera Cantábrica. En su historia más reciente, el período glacial de los últimos millones de años, ha dejado en la Reserva numerosos y bien conservados ejemplos de modelado glaciar, fluvio-glaciar y fluvial.

## Mapa Geológico.



# CAPTURA FLUVIAL DEL RÍO LUNA POR EL RÍO SIL

El Sil, el río ladrón.

El mejor punto para la observación de la captura del río Luna por el Sil es el puente de Las Palomas, entre las localidades de Piedrafita de Babia y Villaseca de Lacián. Desde este puente se puede observar una profunda garganta de casi 80 metros que acoge el cauce del Sil y hacia el norte, un valle mucho más amplio, de pendiente suave, situado a mayor altitud, por el que curiosamente no circula río alguno ¿Qué ha pasado?

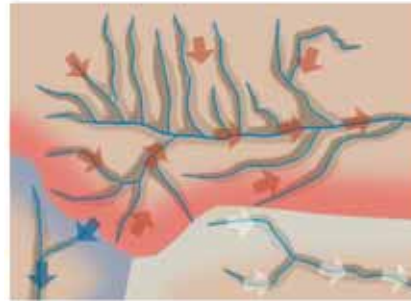
Para comprender lo que ha pasado es preciso remontarse al Neógeno, hace unos 20 millones de años, cuando el río Sil y su cuenca de recepción eran mucho más pequeños. Por aquel entonces, las cabeceras del río Luna recogían las aguas de los arroyos que circulaban al norte y oeste de Piedrafita de Babia. En aquel momento, una serie de procesos geológicos de gran magnitud provocaron que parte del oeste de León se hundiese lentamente y se formara una depresión que se corresponde con la actual comarca de El Bierzo. Fue entonces cuando la cuenca del río Sil cambió por completo.

Al hundirse El Bierzo, el desnivel que debía superar el Sil para fluir montaña abajo aumentó. Así, sus aguas en esta nueva situación incrementaron su capacidad erosiva. Esta circunstancia le permitió profundizar su cauce y erosionar su cuenca vertiente hacia atrás, poco a poco, durante millones de años. Este proceso que vemos en la ilustración es conocido por las personas geólogas como erosión fluvial remontante. Cuando a lo largo de este proceso erosivo el Sil se encontraba con otro río, capturaba sus aguas y las hacía propias.

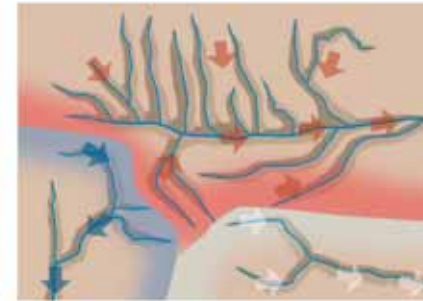
En el entorno del puente de Las Palomas el Sil se encontró con el Luna y, literalmente, lo decapitó, arrebatándole toda su cabecera, formada por varios arroyos de la zona, entre ellos el de La Cueta, que pasó así a convertirse en el nacimiento del Sil. Aguas arriba del puente de Las Palomas podemos ver otra evidencia de la captura, el punto donde el Sil cambia bruscamente de dirección y coincide con el lugar donde se comió al río Luna, lo que se llama un “codo de captura”, ya que su forma recuerda a un codo.

## 28. Captura fluvial del río Luna por el río Sil

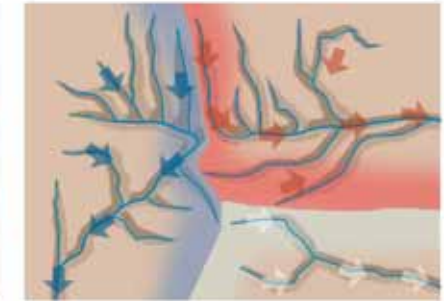
En León se “amenazaba” a los niños que no se portaban bien con enviarlos al puente de las Palomas ya que durante la guerra civil sirvió de punto de ajusticiamiento.



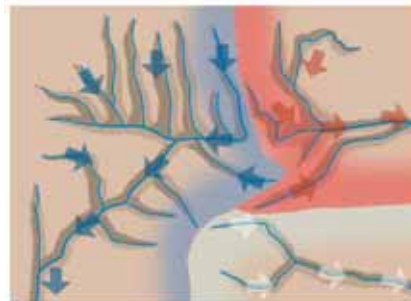
1. Hace unos 20 millones de años la cuenca del río Sil era mucho más pequeña que la del río Luna.



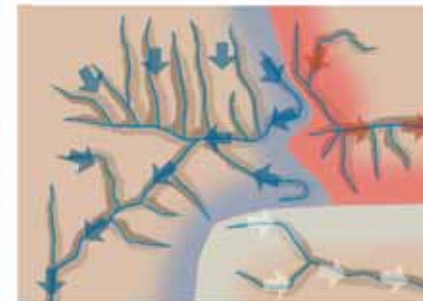
2. Proceso de hundimiento, formación de la “fosa berciana”; aumenta el desnivel que tiene que salvar el río Sil incrementando su capacidad erosiva, va remontando hacia el norte hasta capturar afluentes del río Luna.



3. Hace unos 2 millones de años, el Sil ya había arrebatado su cabecera original al Luna (el giro brusco de su cauce es el punto de captura, situado en las proximidades de Villablino).



4. Expansión de la cuenca del río Sil sobre el río Luna, la cuenca del río Luna se hace cada vez más pequeña.



5. La cuenca del río Sil avanza conquistando afluentes del río Luna.



6. Estado actual de las cabeceras de los ríos Sil, Luna y Omaña. El actual nacimiento del Sil se ubica en el valle de la Cueta.



Cuenca del río Sil



Cuenca del río Luna



Cuenca del río Omaña



Modificado de García de Celis (1997)





# PLIEGUES DEL VALLE DE LA CUETA

## Las rocas dobladas.

Desde la localidad de La Cueta o desde sus otros barrios, Quejo y Cacabillo, se puede observar un espectacular paisaje visible gracias a la intensa actividad erosiva llevada a cabo por el río Sil y por el glaciar que ocupó el valle de dicho río durante la última glaciación. Ambos agentes erosionaron las laderas del valle, lo que posibilita la observación de unas rocas que se encontraban a cierta profundidad. Una llamativa amalgama de capas plegadas y fracturadas que domina el paisaje ¿Cómo interpretamos esta maravilla?

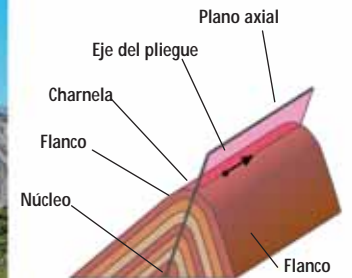
Para ello lo mejor es ponerse unas "gafas geológicas" que te permitan interpretar el paisaje, fíjate en la ilustración. Estas rocas se crearon en el Devónico (hace unos 419-359 millones de años), fueron intensamente plegadas, fracturadas y deformadas durante los procesos de formación de montañas, durante dos orogénias. La Varisca, que duró aproximadamente de 380 a 280 millones de años, y posteriormente, la Alpina que se desarrolla desde hace 30 millones de años. En el paisaje del valle de La Cueta se observa en la zona central un pliegue en forma de "A", un anticlinal, y a sus lados, sendos pliegues en forma de "U", un sinclinal. Además los pliegues están fracturados. Existen pequeñas fallas que cortan las capas de roca plegadas (líneas rojas de la ilustración) y que permiten a cada bloque fracturado deslizarse a lo largo de la línea de fractura. Los pliegues presentan las charnelas, esto es, las zonas de mayor curvatura, dislocadas por pequeñas fallas que en algunos casos están dispuestas de forma radial. También, se pueden apreciar pequeños cabalgamientos, se trata de un tipo de falla que pone en contacto capas más antiguas por encima de las más modernas, como vemos en el esquema.

Si queremos ver mejor el conjunto de pliegues lo mejor es acceder a la Collada de Babia, situada a unos 400 metros de la Laguna Grande de Lago de Babia. Este punto, localizado sobre el límite de las cuencas de los ríos Sil y Luna, brinda una fabulosa panorámica de las estructuras plegadas del valle de La Cueta.

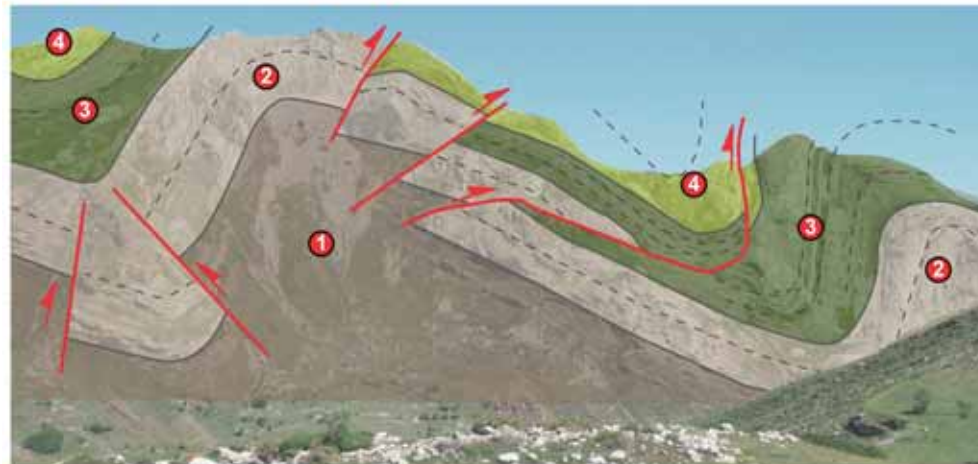
# BABIA

## 29. Pliegues del valle de La Cueta

En el valle de la Cueta es donde están las fuentes del Sil, donde nace este río.



Anticlinal Sinclinal  
ELEMENTOS DE UN PLIEGUE



- 4. Fm. Huergas
- 3. Fm. Santa Lucía (margas)
- 2. Fm. Santa Lucía (calizas)
- 1. Grupo la Vid

Modificado de Bastida *et al.* (1984)



# LOS ARGÜELLOS

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Los Argüellos se sitúa en el norte de la provincia de León, en el límite con Asturias. Constituye un ejemplo de ecosistema de montaña cantábrica de vertiente sur, con un clima más seco y extremo que la vertiente marítima de la cordillera.

En este territorio se puede contemplar una vegetación endémica interesante distribuida desde los pastizales alpinos de las tierras más altas hasta los melojares ya cercanos al ámbito mediterráneo. Existen además aves rapaces interesantes y sus presas, entre las que destacan la perdiz pardilla y la liebre de piornal. Los topónimos de Vegacervera o Valporquero, que hacen referencia a la tierra de ciervos y jabalís que fue esta zona, dan idea del potencial faunístico de esta comarca. Son interesantes, asimismo, los murciélagos existentes que encuentran refugio en las numerosas cuevas que abundan en los macizos calcáreos.

Históricamente, la principal actividad humana ha sido la ganadería, que ha constituido la ocupación tradicional y la principal fuente de riqueza de la comarca. Actualmente, se complementa con otras actividades como la caza y los usos turísticos de baja intensidad. La fabricación de quesos, cecinas, lomos o jamones hace que se mantenga una actividad productiva artesanal.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

En su posición de límite meridional de la zona Cantábrica, el relieve de Los Argüellos está condicionado por una disposición alineada de sus estructuras tectónicas, de este a oeste. Aunque afloran rocas del Precámbrico, las rocas son esencialmente paleozoicas, de hace entre unos 541 y 299 millones de años. Éstas se disponen entremezcladas y repetidas en un complejo mosaico, a causa de los cabalgamientos generados por el proceso de formación de montañas denominado orogenia Varisca. Así es posible observar estructuras plegadas, anticlinales y sinclinales, realmente interesantes.

A lo largo de los años la erosión se ha encargado de modelar el paisaje dejando relieves más altos en los lugares donde afloran las capas más resistentes. Es precisamente la erosión, el agente que ha configurado lugares geológicos de interés como las Hoces de Vegacervera o las Cuevas de Valporquero. Además, en Los Argüellos pueden encontrarse mineralizaciones de cobre y otros metales que han sido de interés minero desde tiempos inmemoriales, así lo atestiguan las minas prerromanas de La Profunda. También el carbón, que fue explotado en el siglo pasado. En estos materiales se pueden observar restos de la flora fósil del Carbonífero, de hace aproximadamente 300 millones de años. En la reserva es posible identificar además evidencias de la acción erosiva que los glaciares ejercieron sobre este territorio durante el Cuaternario.

## Mapa Geológico.



# CUEVA DE VALPORQUERO

Un arroyo excavador.

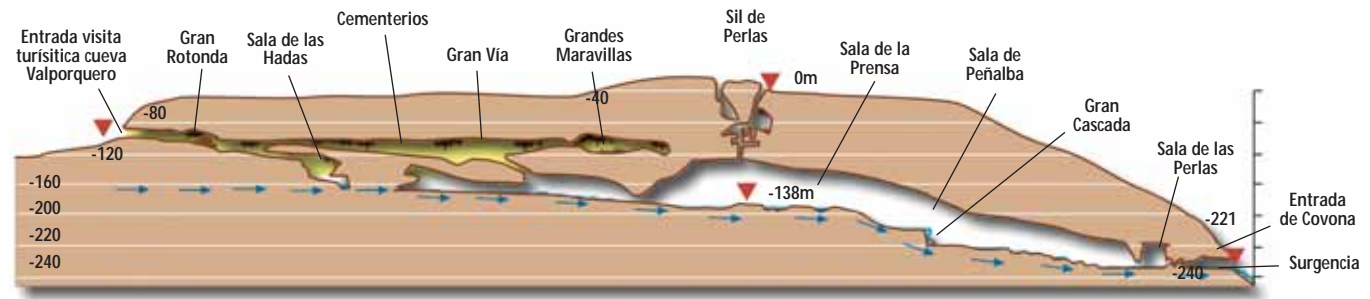
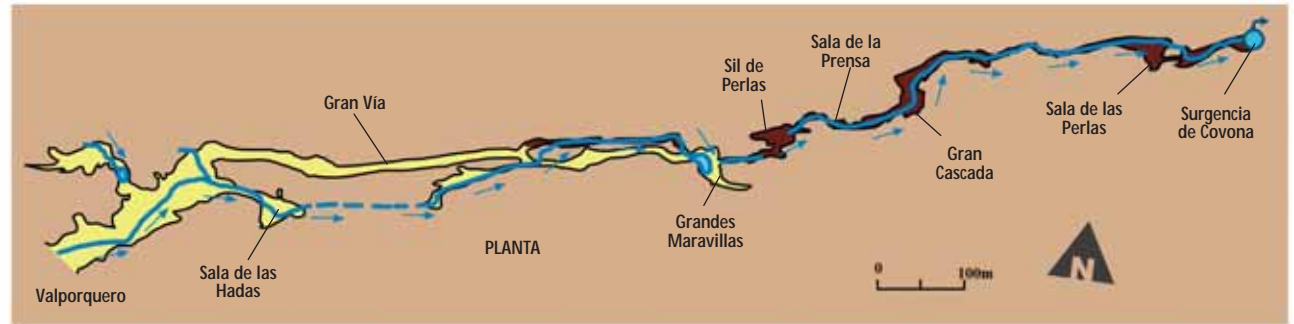
La cueva de Valporquero se encuentra en las proximidades de Vegacervera. Como se puede ver en la ilustración, forma parte de un inmenso sistema de galerías y cuevas. ¿Cómo se ha formado esta cueva?

Este sistema de galerías y cuevas se ha desarrollado en un conjunto de rocas formadas en un fondo marino hace unos 320 millones de años, durante el Carbonífero. Estas rocas compuestas por carbonato cálcico ( $\text{CaCO}_3$ ) se disuelven en contacto con el agua. Resulta que el agua, en su camino a través de las fisuras del terreno, adquiere un carácter ligeramente ácido ya que se combina con un gas que está en la atmósfera, el dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ). Esta mezcla es letal para las calizas, debido a que disuelve lentamente el carbonato cálcico que encuentra a su paso. Este proceso provoca que las grietas por las que el agua con  $\text{CO}_2$  circula, se tornen cada vez más grandes; se forman así las "cuevas kársticas", como es el caso de la cueva de Valporquero. Además, el agua a medida que disuelve la roca caliza incorpora carbonato cálcico disuelto. Cuando alcanza algún espacio abierto, por ejemplo una cámara dentro de una cueva, precipita sobre la superficie de la cueva el carbonato cálcico y crea caprichosas formas llamadas espeleotemas. Estos son las estalactitas, las estalagmitas, las columnas, las cortinas... ¡y otras muchas!

Así, el arroyo de Valporquero ha labrado lentamente la cueva que puede ser visitada. El arroyo abandona la cueva tras vencer un desnivel de 221 metros, en un punto conocido como La Covona. En este punto se precipita hacia el río Torío, en las Hoces de Vegacervera. A lo largo del periodo Cuaternario, los últimos 2,6 millones de años, gracias a la disolución de las calizas, el arroyo de Valporquero progresivamente ha cambiado y ahondado su cauce. Fruto de este encajamiento han quedado las antiguas galerías en cotas superiores. Es por estos niveles abandonados o "fósiles" por donde se desarrolla gran parte de la visita turística guiada.

## 30. Cueva de Valporquero

A la cueva de Valporquero han llegado etapas de la Vuelta Ciclista y se han rodado series como "El Quijote".



Zona turística

SISTEMA SUBTERRÁNEO DE VALPORQUERO-PERLAS-COVONA  
Topografía GEM y GER (1982)

ESPELEOMETRÍA  
 Longitud total: 3.120m  
 Longitud parte turística: 1.306 m  
 Desnivel: -221 m  
 Desnivel de la Sima de las Perlas: -138 m  
 Desnivel de Valporquero a Covona: -170 m



# HOSES DE VEGACERVERA

Las rocas están vivas.

Las Hoces de Vegacervera se localizan en el tramo medio del río Torío, dentro de los municipios de Vegacervera y Cármenes. Se trata de una estrecha garganta, en la que el río Torío se encaja formando un valle de 500 metros de desnivel. ¿Cómo se ha formado esta espectacular garganta?

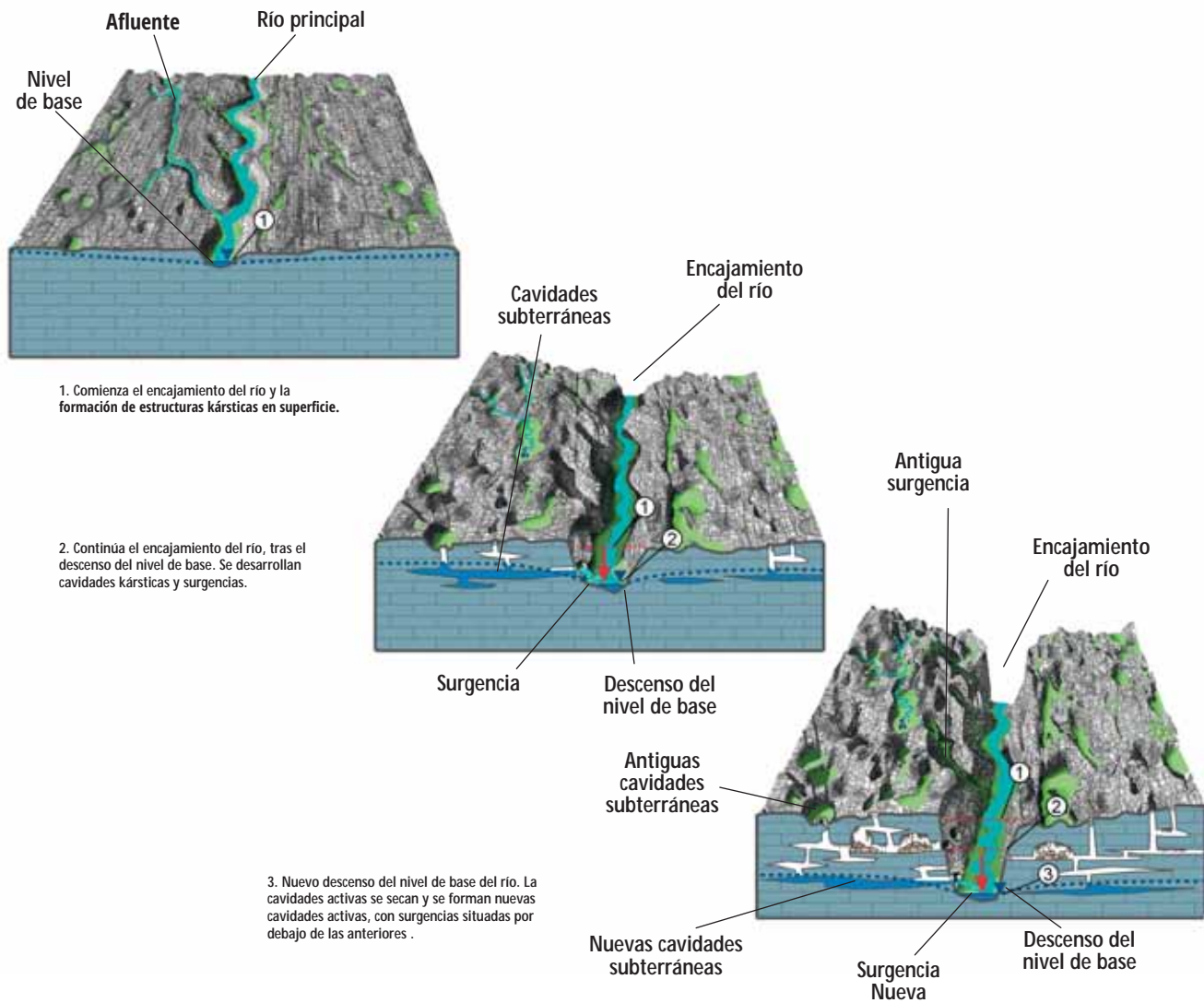
Son dos interesantes procesos geológicos los creadores de la garganta. Por un lado, la erosión mecánica del río Torío y por otro, la disolución química ejercida por el agua sobre las calizas que afloran en este territorio.

Aguas arriba de las hoces de Vegacervera, el río Torío salva una gran pendiente, lo que le dota de una gran energía, suficiente para erosionar su entorno. Así, el río se ha encajado cada vez más en la roca. De esta manera, poco a poco, el valle ha adquirido un característico perfil en forma de "V", propio de los valles labrados por los ríos. Paralelamente, la disolución química es ejercida por el agua que circula sobre la superficie de la roca caliza o a través de fisuras y grietas. Lo que ocurre es que el agua adquiere una ligera acidez al combinarse con el dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) de la atmósfera. Así presenta capacidad para disolver las calizas. Gracias a esta capacidad se forman las cavidades, los canales verticales, las dolinas, los lapiazes y otras estructuras kársticas que debilitan la roca y la hacen más favorable a sufrir erosión mecánica.

Por estas oquedades se va infiltrando el agua superficial hacia el subsuelo hasta que alcanza el nivel de base del río, el punto más bajo del río que marca el límite del trabajo erosivo del mismo, y sale a modo de surgencias al río principal. Mientras el río principal continúa excavando, lo que hace descender aún más su nivel de base. Así, las cavidades que antes eran activas se secan, las galerías se hunden formando salas con bloques, se forman nuevas cavidades activas que llevan el agua subterránea a un nuevo manantial situado por debajo de los anteriores... ¿Quién dijo que las rocas no están vivas?

## 31. Hoces de Vegacervera

La presencia de hayedos y la abundancia de caliza en las hoces, permitió la existencia de un antiguo calero que se mantuvo en activo hasta la mitad del siglo XX.



# REAL SITIO DE SAN ILDEFONSO-EL ESPINAR

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

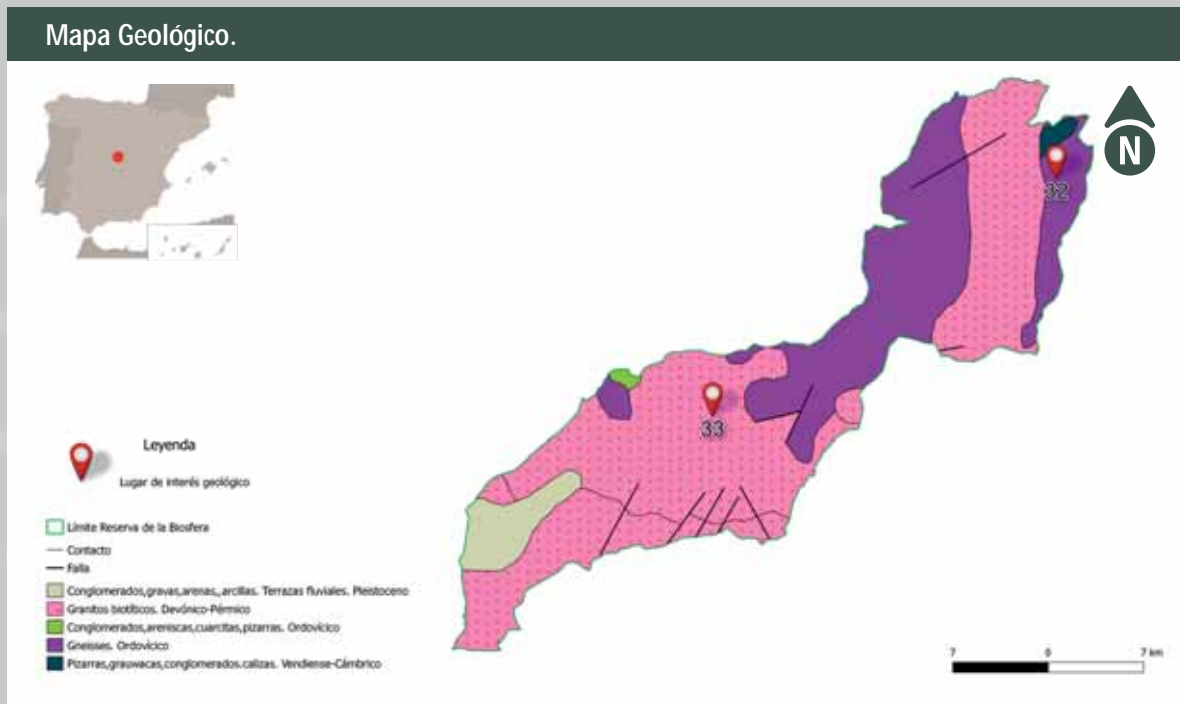
La Reserva de la Biosfera Real Sitio de San Ildefonso - El Espinar tiene una superficie de 35.414 ha y está situada en la provincia de Segovia. Comprende los municipios del Real Sitio de San Ildefonso y de El Espinar y alberga una población de 15.318 habitantes. La reserva de la biosfera presenta altitudes que oscilan entre los 1.100 m y los 2.430 m, un clima mediterráneo-continental de montaña y una gradación altitudinal completa de la vegetación en óptimo estado de conservación que incluye una gran extensión de superficie forestal. Aparecen desde superficies de prados de pastos duros y formaciones de matorral rastroero en las zonas de cumbres, pinares de pino silvestre y robledales de roble melojo en las zonas intermedias y los encinares y majadales en las zonas más bajas. Todo esto hace que el territorio se constituya como un gran reservorio para el águila imperial ibérica, el buitre negro o la cigüeña negra. Destaca también la presencia de mamíferos como la nutria o el corzo, reptiles endémicos como la lagartija serrana, anfibios e insectos como la mariposa isabelina y la mariposa de apolo.

La actividad económica se centra en la explotación forestal y transformación de la madera, la educación ambiental y el turismo, junto con una importante industria del vidrio. En la actualidad se está potenciando el sector primario, con la puesta en marcha de la Marca de Garantía "Judión de la Granja".

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La reserva de la biosfera se encuentra en la Sierra de Guadarrama. La mayoría de rocas que componen esta zona son gneises y granitos. Los gneises son rocas metamórficas muy antiguas, de hace más de 400 millones de años, que se han formado a partir de otras rocas o sedimentos. Y es que las rocas y los sedimentos, sometidos a elevada presión y/o temperatura, transforman sus minerales y se adaptan a las nuevas condiciones. El gneis tiene casi los mismos minerales que el granito, pero se caracteriza por presentar bandas delgadas de diferente composición. Normalmente presentan más cuarzo, más feldespatos y más micas. A veces, también presentan cristales grandes de feldespato que se conocen como glándulas, y que dan lugar a los llamados gneises glandulares. Gneises de este tipo los podemos ver en la cascada de la Chorrancia. Los granitos en cambio, son rocas plutónicas, que derivan del enfriamiento y cristalización de un magma en profundidad. Los que aparecen en esta reserva de la biosfera, tienen su origen en un lento ascenso de magmas propiciado por los cambios ocurridos en la corteza de la Tierra por efecto de la colisión entre placas que se generó en la orogenia Varisca hace alrededor de 350-290 millones de años. Asociados a estos granitos se encuentran también numerosos filones de cuarzo. Algunos de ellos albergan interesantes mineralizaciones por ejemplo, las que se encuentran en San Rafael.

## Mapa Geológico.



# LA CASCADA DE LA CHORRANCA

Escalones de agua.

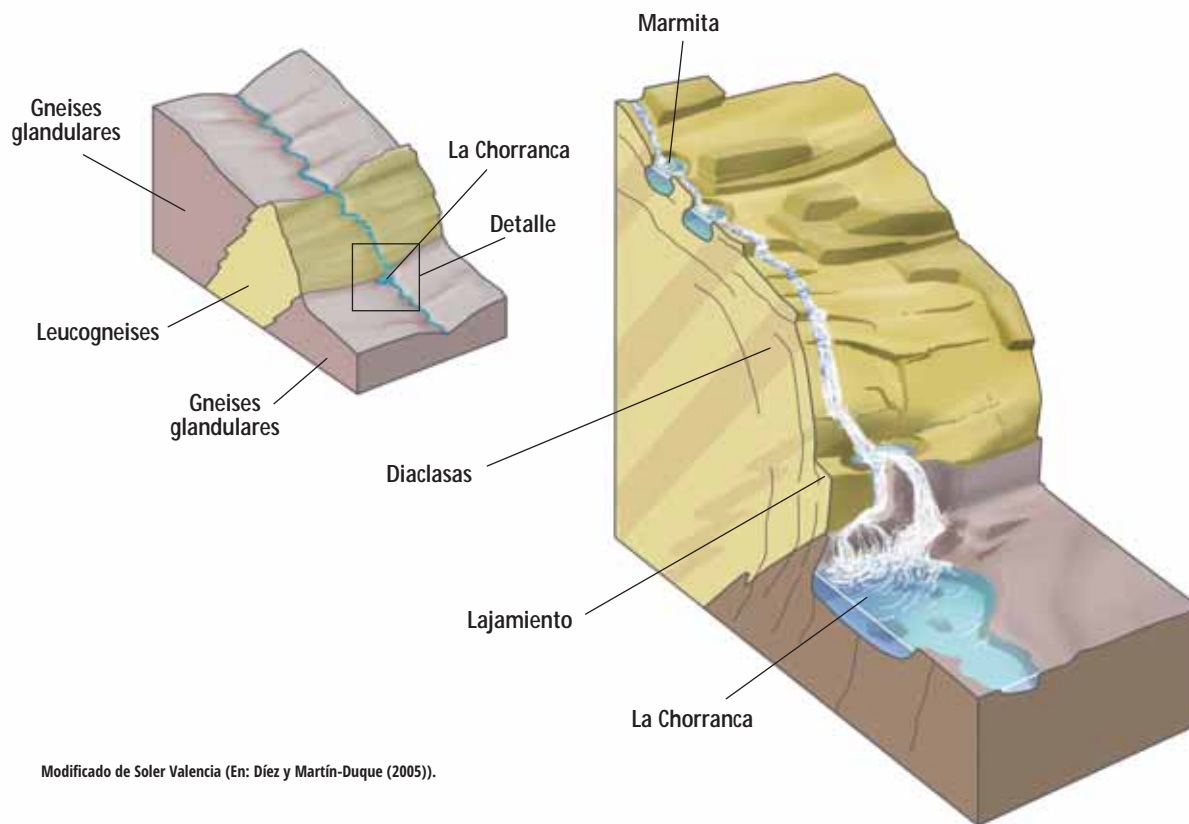
La cascada de la Chorranca se sitúa en el municipio del Real Sitio de San Ildefonso. Los saltos de agua o cascadas, son conocidos popularmente en Segovia como chorros, chorreras y chorrancas, constituyendo lugares muy atractivos y refrescantes. ¿Por qué se produce el desnivel donde se sitúa la cascada?

El arroyo de la Chorranca, en la zona de su nacimiento, discurre sobre unas rocas de origen metamórfico bastante resistentes llamadas gneises glandulares, por presentar grandes cristales de feldespato, llamados glándulas. Pese a ser rocas bastante resistentes ante la erosión fluvial el arroyo ha logrado excavar un pequeño valle. Pero si los gneises glandulares son rocas duras, aún lo son más los leucogneises (leuco- procede del griego con el significado de blanco, de color claro, son los gneises de coloraciones claras), que tiene que atravesar unos dos kilómetros más abajo de su nacimiento. Dada su dureza, cuando el arroyo circula sobre estas rocas apenas puede erosionarlas, y forma una pequeña planicie, atravesada por la pista que sube desde la Silla del Rey. Cuando el arroyo sale de estas rocas y discurre de nuevo sobre los gneises glandulares, es capaz de erosionarlos en mayor medida, formando un escalón natural en la zona de contacto entre los dos tipos de rocas. Este es el escalón que tiene que salvar el arroyo y que da lugar a la cascada de la Chorranca. Como vemos en la ilustración, en el tramo superior genera una sucesión de pequeños saltos, después con una caída casi vertical, y finalmente en otro escalón menor.

La banda de gneises claros, leucogneises, causante de la formación de la cascada de la Chorranca presenta un conjunto de discontinuidades, diaclasas, que son prácticamente paralelas a la superficie del terreno: casi horizontales en la parte superior, curvas en el tramo medio y verticales en el tramo final. Estas discontinuidades compartimentan el conjunto rocoso en una serie de planchas, lajas o losas, similares a las capas de una cebolla. Este tipo de estructura, denominada lajamiento o exfoliación, es típica de las rocas graníticas, pero también aparece en los leucogneises.

## 32. La cascada de la Chorranca

Parte del caudal del arroyo de la Chorranca va hacia los jardines de La Granja para regarlos.



Modificado de Soler Valencia (En: Díez y Martín-Duque (2005)).



# MINERALIZACIONES DE SAN RAFAEL

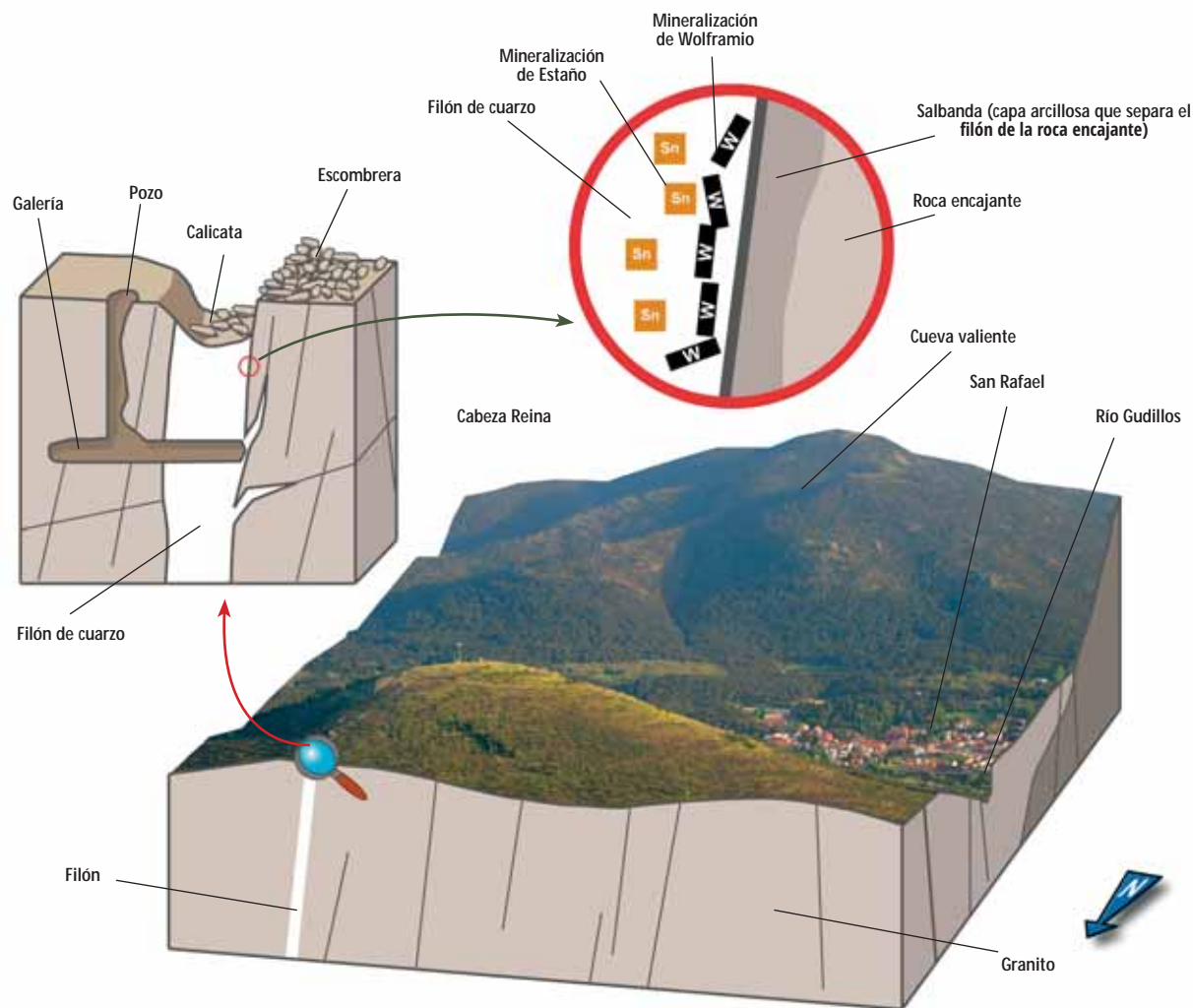
## Cabezas con filones.

La localidad de San Rafael se encuentra situada en la margen izquierda del río Gudillos, rodeada por cerros pertenecientes al sector occidental de la Sierra de Guadarrama que presentan una altura entre 1.300 y 1.900 metros. Tres de estos cerros, Cabeza Lijar, Cabeza Reina y El Estepar, contienen yacimientos minerales que han sido objeto de explotación intensiva durante los siglos XIX y XX. ¿Cómo son estos yacimientos y que contienen?

Se trata de yacimientos de origen hidrotermal asociados a filones de cuarzo que se encuentran en el granito. Y es que estas mineralizaciones se formaron hace unos 300 millones de años. La circulación de fluidos (hidro-) a altísimas temperaturas (-termales) a través de grietas en las rocas graníticas fue la causante de la preciada mineralización. Estos fluidos iban cargados de compuestos de sílice y de metales como el cobre, el estaño, el zinc, el hierro, el wolframio, el molibdeno, el bismuto o el uranio. Cuando los fluidos se enfriaron al aproximarse por las grietas a la superficie del terreno, los compuestos que transportaban cristalizaron o precipitaron dando lugar a los conocidos filones de cuarzo mineralizados. En virtud de la naturaleza y la temperatura a la que circularon los fluidos por las rocas de San Rafael, se pueden distinguir dos tipos de yacimientos: uno con mineralizaciones de temperatura media-alta, que presenta filones con wolframita, casiterita y molibdenita, y sulfuros de cobre-estaño-zinc (Cu-Sn-Zn), el explotado en Cabeza Lijar; y otro con mineralizaciones de temperatura media, con sulfuros de Cu-Sn-Zn, el explotado en El Estepar. En Cabeza Reina se combinan ambos tipos de mineralizaciones, predominando los filones con wolframita en el sector oriental y con sulfuros metálicos en el occidental. Las labores de extracción se realizaban a través de pozos de unas decenas de metros, galerías que comunicaban con los filones de cuarzo mineralizados y por medio de calicatas, excavaciones de pequeña a media profundidad.

### 33. Mineralizaciones de San Rafael

Los yacimientos de San Rafael ya aparecen citados entre los indicios minerales de cobre y estaño del Reino de Castilla en los siglos XV y XVI.



# SIERRAS DE BÉJAR Y FRANCIA

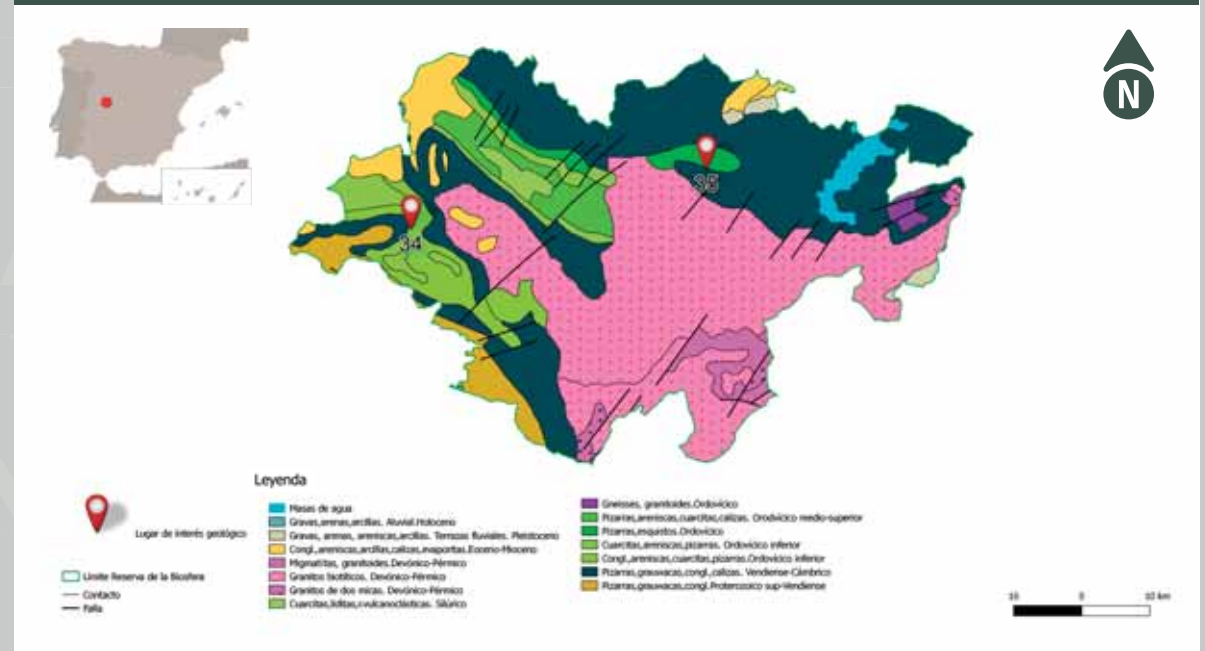
## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

Las Sierras de Francia, Quilamas y Béjar-Candelario que constituyen esta reserva de la biosfera están situadas en el margen sur de la provincia de Salamanca. Todas ellas se enmarcan dentro de la región biogeográfica Mediterránea aunque incluyen algunas zonas con dominio eurosiberiano. Este hecho le otorga una amplia riqueza ambiental a este ámbito. La reserva de la biosfera presenta paisajes serranos, con bancales en sus laderas, y zonas intermedias con dehesas y berrocales. Destacan los bosques y las dehesas de encinas, de las que también forman parte robles y fresnos. Además, presenta una gran pluralidad de hábitats que determinan la existencia de invertebrados y vertebrados, entre los que destacan la colmilleja del Alagón y la lagartija de la Peña de Francia, por ser especies endémicas, que conviven con especies emblemáticas como el lince ibérico, los buitres leonado y negro, el águila perdicera y la cigüeña negra. Además, se puede encontrar desde ruinas paleolíticas, hasta arte rupestre, incluyendo también muestras de actividad minera romana. Aunque la ocupación textil tuvo relevancia en el pasado, hoy en día, dentro de la actividad económica destaca el sector chacinero, apoyado por la denominación de origen "Jamón de Guijuelo", junto a la minería de wolframio y al turismo sostenible.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La reserva de la biosfera se sitúa en la zona centro-ibérica del Macizo Ibérico. Se caracteriza principalmente por extensos afloramientos de rocas graníticas y sedimentos muy antiguos que presentan edades comprendidas entre el Precámbrico y el Devónico, desde hace unos 550 millones de años hasta hace unos 360 millones de años aproximadamente. La mayoría de estas rocas son marinas y algunas presentan restos fósiles como las calizas de Tamames con arqueociatos, antiguos animales formadores de arrecifes, o las cuarcitas con cruzianas que son huellas fósiles dejadas por los extinguidos trilobites. Durante la orogenia Varisca, aproximadamente hace 380-280 millones de años, las rocas de la zona se deformaron, plegaron y fracturaron y dieron lugar a antiguos relieves plegados. Asociadas con esta inestabilidad de la corteza de la Tierra, varias masas de magma procedentes del subsuelo ascendieron a la superficie y dieron lugar a las rocas graníticas que ahora vemos. Además algunas rocas de las cordilleras sufrieron procesos de metamorfismo y dieron lugar a pizarras, cuarcitas y gneises y a otras rocas llamadas corneanas que provienen de procesos de metamorfismo de contacto con magmas a altas temperaturas. El Mesozoico, se considera como un largo período de tiempo en el que actuó la erosión. Y es que hace unos 140 millones de años, la actual Península Ibérica era una isla cubierta por una densa vegetación que estaba bajo un clima cálido con lluvias abundantes. Esta situación favoreció que las rocas se erosionaran irregularmente dependiendo de su dureza. Así, se formaron los relieves invertidos de la Sierra de Francia y sus afloramientos de granitos. Con la orogenia Alpina se reactivaron los procesos que generaron la elevación del macizo, configurando bloques elevados como la Sierra de Béjar o la de Sierra de Francia y zonas hundidas como el Corredor de Béjar o la Fosa del Alagón. Posteriormente, durante el Cuaternario (2,6 millones de años hasta la actualidad) la erosión del macizo rocoso provocó el relleno sedimentario de las nuevas cuencas mientras que la acción glacial y fluvial acabaron de modelar los relieves.

## Mapa Geológico.





# PEÑA DE FRANCIA

El mundo al revés.

La Sierra de la Peña de Francia, presenta un relieve singular, laderas escarpadas y fuertes pendientes. Además, su forma ha quedado realizada por la erosión. Así, se pueden observar en sus zonas elevadas crestas de rocas duras que presentan una estructura con una cierta curvatura ¡las crestas parecen mesas! Se trata de un ejemplo magnífico de relieve apalachiano ¿Y esto qué es?

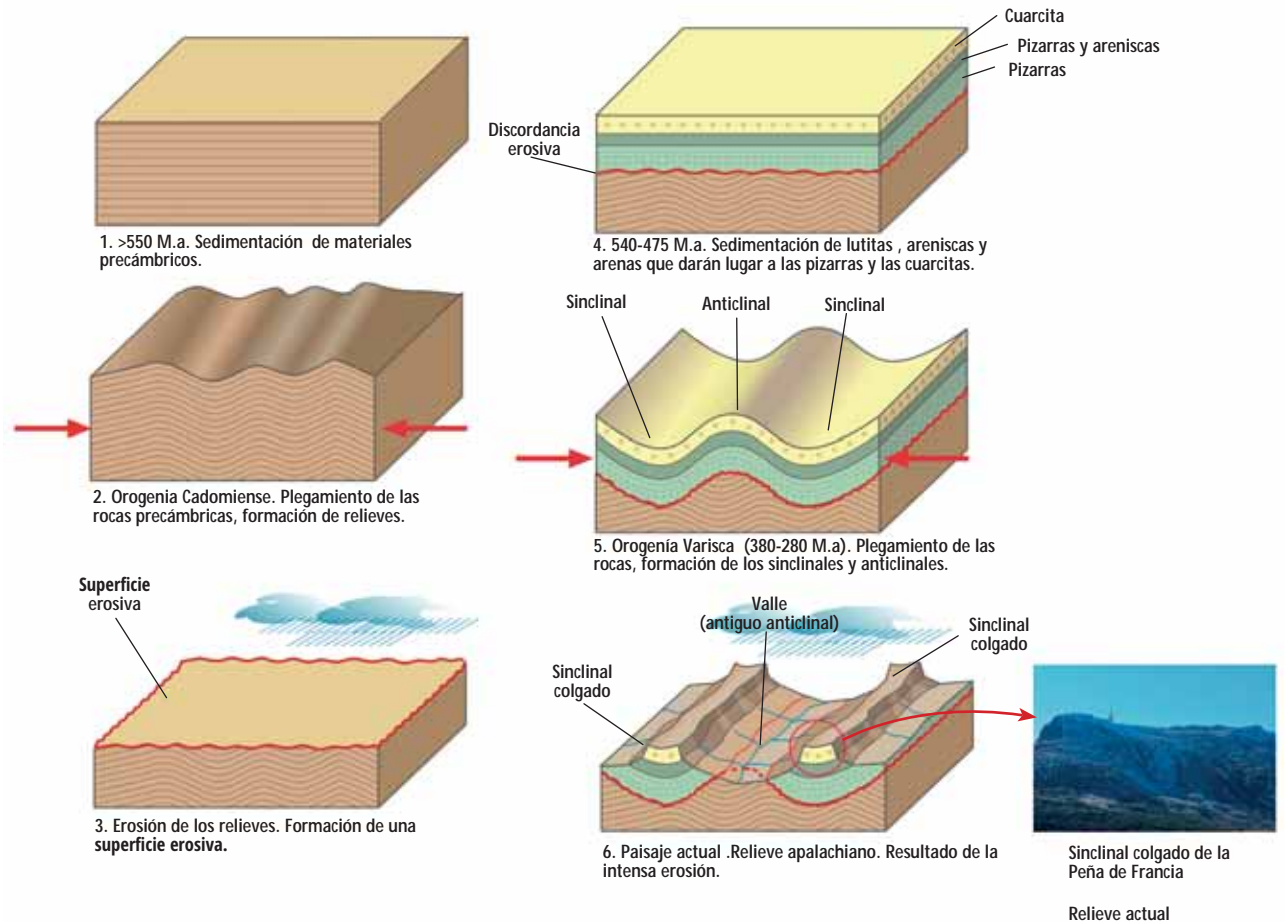
El relieve de tipo apalachiano se llama así, por su similitud con el desarrollado en la cordillera de los Apalaches en Estados Unidos. Como vemos en las fases 5 y 6 descritas ilustración, se trata de un relieve invertido. Y es que el área sufrió un intenso plegamiento y debido a éste, las zonas elevadas se corresponden con los sinclinales. Esto quiere decir que las zonas cóncavas de los pliegues que normalmente se encuentran en las zonas topográficamente bajas están al revés. Lo mismo ocurre con los anticlinales, esto es, con las zonas convexas de los pliegues que normalmente conforman las zonas elevadas. En este caso éstas se encuentran en los sectores topográficamente más bajos. ¿Cómo se formó este relieve invertido?

Si observamos la ilustración, resulta que durante el Precámbrico, hace más de 550 millones de años, se depositaron una serie de sedimentos que se corresponden con pizarras y areniscas. Estos sedimentos se plegaron y fueron erosionados. Posteriormente, durante el Cámbrico y el Ordovícico, hace 540-475 millones de años aproximadamente, se depositaron sobre ellos otros sedimentos. Entre ellos, unas arenas que dieron lugar al convertirse en roca mediante un proceso geológico llamado diagénesis a cuarcitas. Durante el proceso de formación de montañas inducido por choques de placas de la corteza de la Tierra llamado la orogenia Varisca, hace aproximadamente 380-280 millones de años, las rocas se plegaron dando lugar a un relieve formado por anticlinales y sinclinales. Durante un largo período de erosión que duró cientos de millones de años y comenzó hace alrededor de 140 millones de años, las zonas elevadas que conformaban los anticlinales se vaciaron y dieron lugar a profundos valles como los valles del Agadón y de Batuecas. Y los sinclinales, que se encontraban en las zonas bajas, se quedaron colgados formando una meseta aislada de donde afloran unos materiales resistentes a la erosión, las cuarcitas. Se puede observar además una depresión en su interior generada por la curvatura original del sinclinal preexistente. Ejemplos de estas zonas son la Peña de Francia, el pico la Hastiala, La Mesa del Francés o el cerro Rongiero.

## 34. Peña de Francia

Sobre el 1434 un peregrino francés encontró una imagen románica de la virgen María en lo alto de la Peña de Francia y por eso se construyó un convento.

# sierras de béjar y francia / castilla-león



# ARQUEOCIATOS DEL PICO MONREAL

## Las antiguas copas del mar.

En el término municipal de Casafranca, se encuentra un pequeño monte llamado el Pico Monreal, donde se ubica una antigua cantera de mármoles. Estas rocas han sido explotadas como roca ornamental y han sido denominadas en la industria "rosa y crema Monreal". Estas rocas carbonatadas que forman la cantera son de color blanco-cremoso y datan del Cámbrico, hace aproximadamente 541-485 millones de años. Estas rocas contienen restos fósiles de unos animales ya extinguidos llamados arqueociatos. ¿Cómo eran y cómo vivían los arqueociatos?

Los arqueociatos fueron animales marinos pequeños, de varios centímetros, y que poseían una forma cónica o cilindro-cónica, parecida a una copa. De ahí viene su nombre, del griego "Archaeocyatha" que significa copa antigua. Se suele pensar que forman parte del grupo de las esponjas, pero no está claro que lo sean. Su esqueleto era calcáreo, tenían una capa o muralla externa y en la mayoría de las familias también una interna, dividida por tabiques radiales denominados septos. Las murallas presentaban multitud de perforaciones, por las que circulaba agua con los nutrientes que los alimentaban. Su forma de nutrición era la filtración, la misma que emplean las actuales esponjas. Los poros de la muralla externa tenían menor diámetro que los de la muralla interna para asegurarse de que el agua pasaba de fuera hacia adentro y no del revés. Estos organismos solían estar pegados al fondo de mares cálidos y poco profundos formando arrecifes junto con algunas algas calcáreas. Su máximo esplendor y desarrollo tuvo lugar durante el Cámbrico inferior. Solamente dos géneros sobrevivieron hasta el Cámbrico medio y superior. En este último periodo desaparecieron. Tuvieron una distribución geográfica muy extensa ya que aparecen fósiles de arqueociatos en todos los continentes.

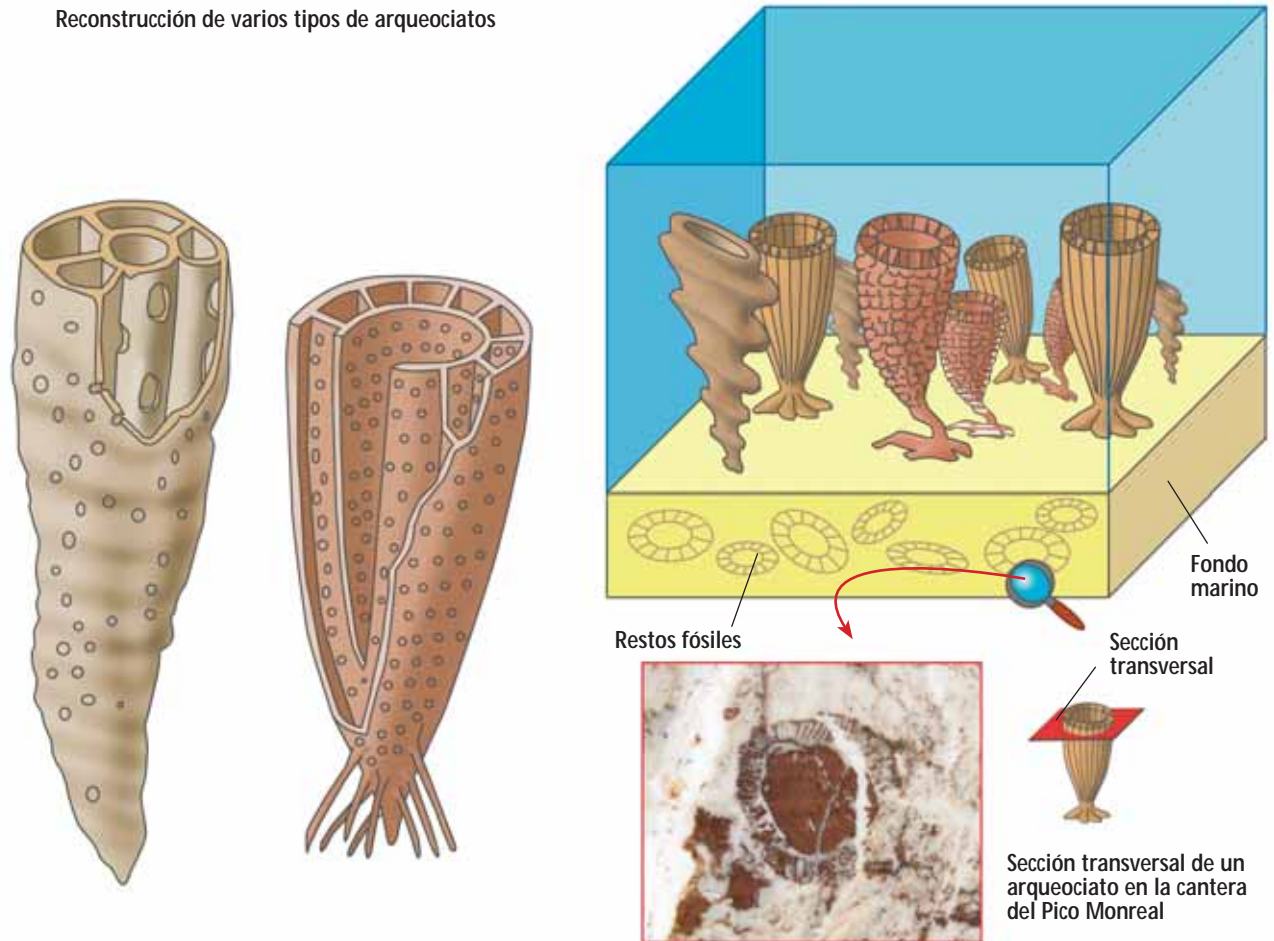
Como vemos en la ilustración, en el frente de la cantera se puede observar la sección transversal del arqueociato ¡Pon atención, que pueden pasar desapercibidos!

## 35. Arqueociatos del Pico Monreal

En la cima del Pico Monreal hay un emplazamiento de origen Vetón, tal como lo confirman la espada de hierro y las puntas de flecha ahí encontradas correspondientes a la Edad del Hierro.

# sierras de b é j a r y f r a n c i a / c a s t i l l a - l e ó n

Reconstrucción de varios tipos de arqueociatos



# VALLE DE LACIANA

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Valle de Laciana, al noroeste de la provincia de León, se localiza en plena cordillera Cantábrica, con un rango altitudinal que va desde los 950 a los más de 2.000 metros sobre el nivel del mar. Está definida por la cuenca alta del río Sil y sus afluentes. El Valle de Laciana incluye cerca de 4.000 ha de abedulares y bosques mixtos de serbales, arces, avellanos, tejos, fresnos y hayas, de extraordinario valor ecológico y singular belleza. Al ascender hacia las cumbres, los bosques dejan paso a las arandaneras, los pastizales y los matorrales, adaptados a las duras condiciones climáticas.

La enorme riqueza natural que presenta el valle proporciona cobijo a numerosas especies. Sobresalen el oso pardo y el urogallo cantábrico, que encuentran en esta comarca montañosa un refugio idóneo para su supervivencia y reproducción. Otras especies de interés están representadas por el lobo, rebeco, corzo, liebre del piornal, perdiz pardilla, nutria, desmán ibérico, murciélago de herradura, salamandra y los tritones alpinos, jaspeados y palmeados. La población ha sido muy dependiente de la minería del carbón, su principal actividad económica durante los últimos 90 años, que llegó a ocupar hasta dieciséis mil personas a finales del siglo XX, para descender paulatinamente a causa de las reconversiones sufridas por el sector. Actualmente se intenta frenar la pérdida de población con la promoción de nuevas actividades económicas como el turismo sostenible.

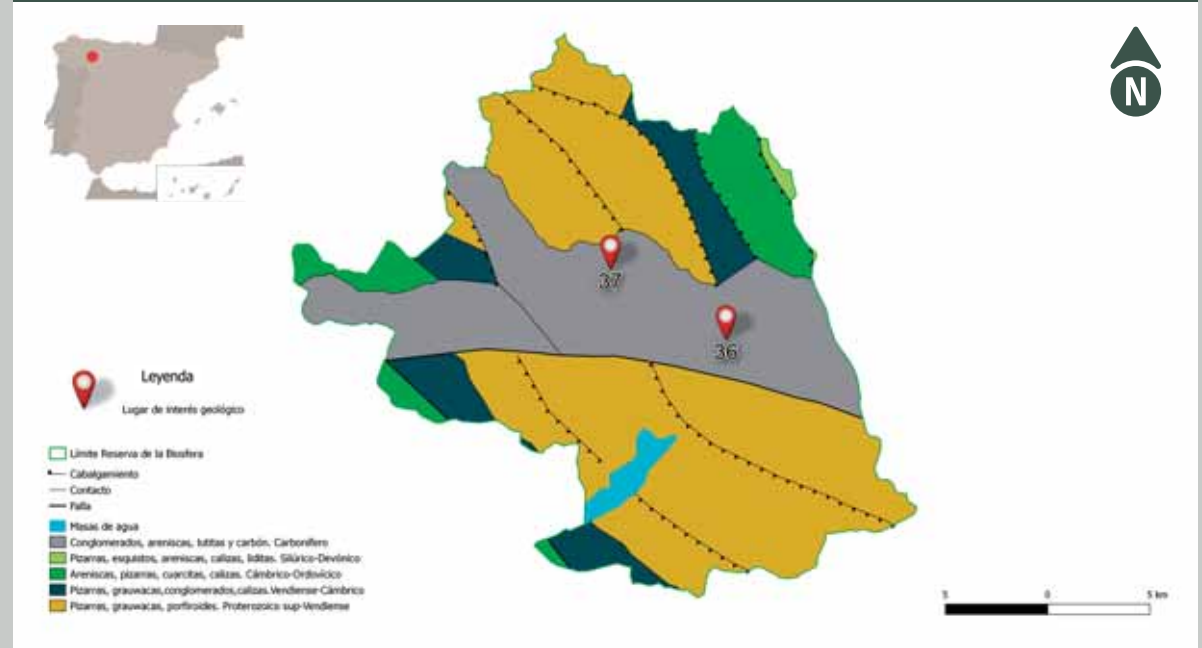
## CONTEXTO GEOLÓGICO.

El Valle de Laciana comprende terrenos pertenecientes al Antiforme del Narcea, un gran pliegue en forma de "A" de rocas precámbricas, más antiguas que 541 millones de años, que sirve de límite entre la zona Cantábrica y la zona Astur occidental leonesa del macizo Ibérico.

Las antiguas capas sedimentarias con las que están construidas las montañas de la reserva de la biosfera, presentan pliegues apretados, esquistosidad y un cierto grado de metamorfismo. Las rocas son básicamente silíceas: pizarras, areniscas y cuarcitas aunque también existen en algunas zonas filones de rocas magmáticas. En el extremo oriental, en el valle de Lumajo, existen localizados afloramientos de calizas, algunos muy ricos en fauna fósil.

En Laciana destaca la presencia de una banda de materiales del Carbonífero, de hace como unos 306-299 millones de años, que contiene potentes capas de carbón. Durante el Cuaternario, destacó la acción de los glaciares sobre el relieve que se situaron por encima de los 1.500 m. La favorable topografía y la abundancia de precipitaciones generaron aquí algunos de los mayores glaciares de la península Ibérica, como el del Sil, que tuvo un desarrollo de más de 45 km y ocupó una extensión cercana a las 45.000 ha.

## Mapa Geológico.



# CUENCA CARBONÍFERA DE VILLABLINO

## Los orígenes del carbón.

La cuenca de Villablino está constituida por un conjunto de rocas del periodo Carbonífero, hace 359-299 millones de años. Estas rocas, como cabe intuir, contienen grandes cantidades de carbón. Se trata de una de las cuencas más extensas y productivas de la provincia de León ¿Cómo se formó el carbón?

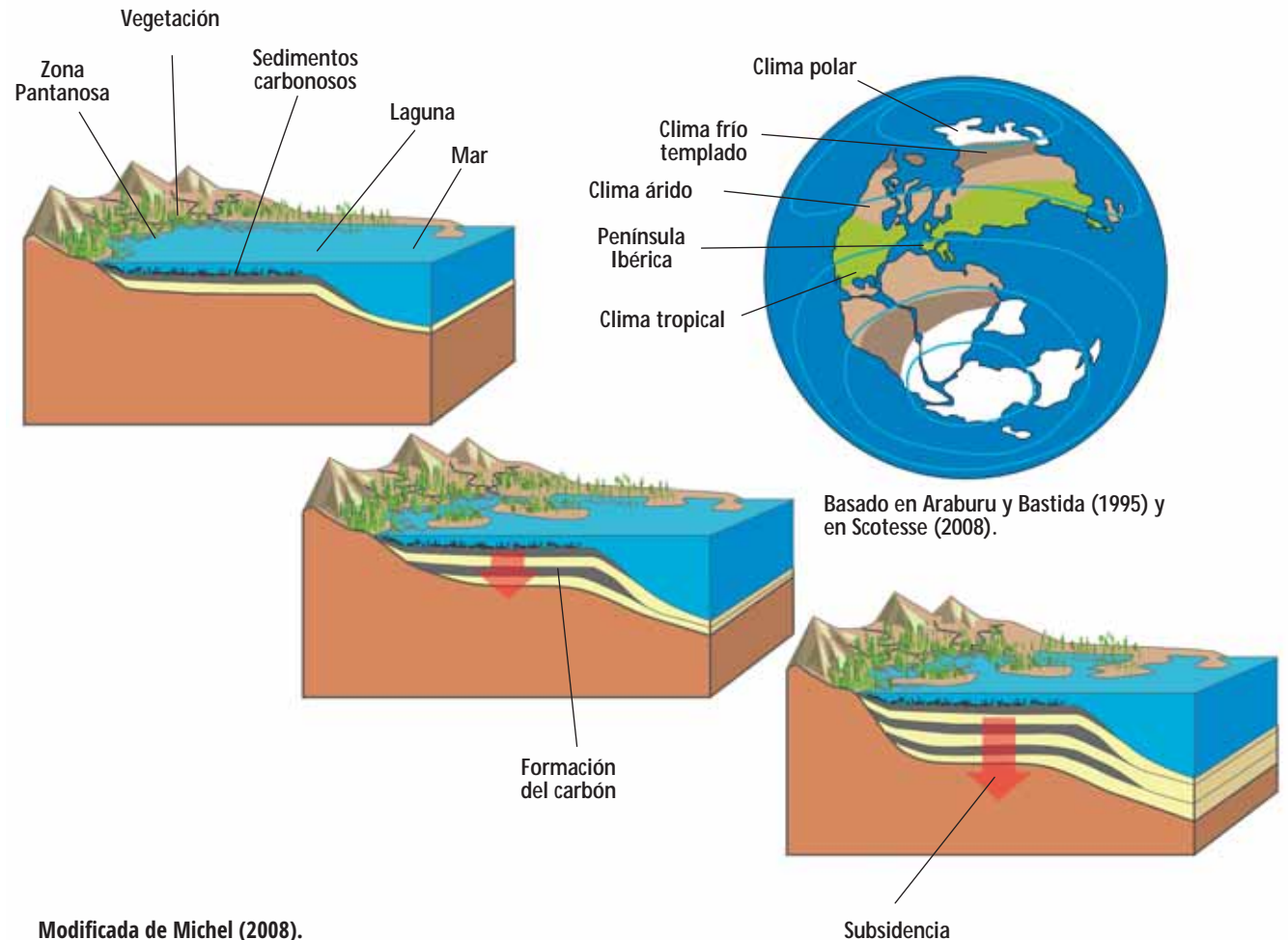
Nuestra historia comienza en una época en la que Península Ibérica estaba bajo un clima tropical, durante el Carbonífero. En este tiempo, existían en la zona grandes bosques y extensiones de vegetación, principalmente formadas por helechos, algunos gigantes, situados alrededor de zonas pantanosas. Esta vegetación al morir quedaba sumergida bajo el agua de los pantanos y consecuentemente, se descomponía poco a poco. A medida que se producía esa descomposición, la materia vegetal perdía oxígeno e hidrógeno, con lo que quedaban en los fondos de los pantanos depósitos con un elevado porcentaje de carbono, esto es, lo que las personas geólogas llaman sedimentos carbonosos. Con el paso del tiempo, la acumulación de materiales sobre los depósitos carbonosos, y los posteriores movimientos tectónicos de la corteza terrestre provocaron que estas zonas pantanosas quedaran enterradas a grandes profundidades. De esta manera, los sedimentos carbonosos fueron sometidos a altas temperaturas y presiones y se produjeron en ellos una serie de cambios físicos y químicos que dieron lugar primero a turba, un carbón poco elaborado, y luego, al preciado carbón.

Las rocas de esta cuenca no son solo importantes por su contenido en carbón y su valor económico asociado, sino que además, aportan mucha información valiosa para la Ciencia. En concreto, para el estudio de la flora y la fauna del periodo Carbonífero. La dura labor minera ha puesto al descubierto rocas que, de otro modo, hubieran permanecido ocultas en el subsuelo. Así, en los sedimentos de esta cuenca abundan fósiles de pteridospermas, grandes helechos ya extintos que se reproducían mediante semillas; de pteridofitas, helechos que, como los actuales, se reproducían mediante esporas; de equisetos, plantas similares a las actuales colas de caballo, pero de mucho mayor tamaño; y licofitas, los mayores árboles que vivieron en los bosques carboníferos, responsables en gran medida del origen del carbón. También aparecen fósiles de la fauna que vivió en los ríos que discurrían entre aquellos bosques. ¡El carbón no solo sirve para calentarnos!

## 36. Cuenca carbonífera de Villablino

En el Aula Geológica de Robles de Laciana se puede ver la flora fósil del valle de Laciana extraordinariamente conservada.

laciana / castilla-león



# SILLS DEL FEIXOLÍN

Una mina con claros y oscuros.

La mina El Feixolín es una de las mayores explotaciones de carbón a cielo abierto de León. En ella se explotan materiales de la cuenca carbonífera de Villablino. Al contemplar las grandes paredes de la mina se pueden observar las rocas que aparecen organizadas en series de capas constituidas por conglomerados, areniscas, lutitas y capas de carbón. Estas series se llaman ciclotemas. Los ciclotemas son grupos de capas que se repiten de forma cíclica, al igual que lo hicieron las condiciones ambientales bajo las cuales se formaron. Y es que en aquella época, la zona estaba surcada por numerosos ríos que continuamente desembocaban en zonas pantanosas rodeadas por bosques aportando sedimentos y la materia orgánica que posibilitó la posterior formación del famoso carbón de León. Además, en las paredes de la mina podemos observar unas capas de color claro que contrastan con el resto mucho más oscuro, ¿Qué significan estas capas claras?

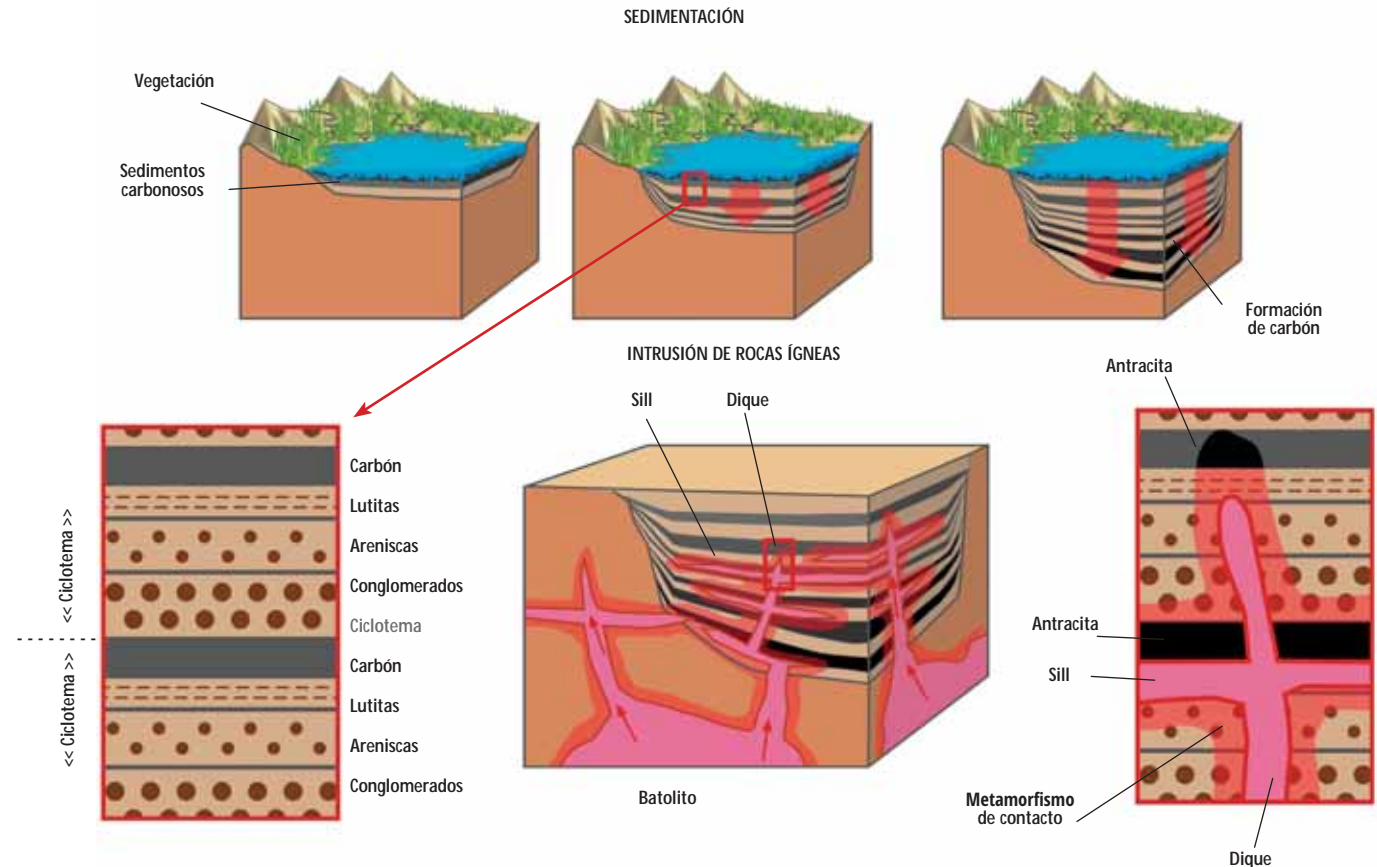
Estas capas de color claro resulta que son unas rocas ígneas llamadas pórfidos. Son el fruto de la formación de algunas de las montañas de León, que ocurrió hace unos 300-270 millones de años aproximadamente, en los últimos episodios de la orogenia Varisca. Durante este inestable periodo de tiempo, un magma procedente del interior de la Tierra que no alcanzó la superficie y se enfrió lentamente, se abrió paso a través de las zonas más débiles de las capas de rocas. Esto es, se introdujo a través de grietas o aprovechó los intersticios existentes entre las capas. Cuando el magma cortó a las capas, dio lugar a unas estructuras llamadas diques y cuando se introdujo entre las capas, produjo otras estructuras llamadas sills. Ambas las podemos ver en la ilustración.

Estos pórfidos se han explotado para la obtención de materiales de construcción. Están constituidos por grandes cristales de minerales de feldespato potásico, cuarzo y otros. Es interesante observar el contorno de los pórfidos. Cuando el magma penetró dentro de las rocas, se incrementó la temperatura de éstas y se modificó su estructura y composición. Esto es, las rocas de alrededor de los diques y sills fueron modificadas mediante un proceso que las personas geólogas llaman metamorfismo de contacto. Además, cuando el magma contactaba con una capa de carbón, sus componentes más volátiles se evaporaban, y ésta se transformaba en otras variedades de carbón con mayor contenido en carbono. Son los casos de la antracita o del coque, muy apreciados en la industria por su alto poder energético.

## 37. Sills del Feixolín

La explotación minera, actualmente abandonada, causó un fuerte rechazo social al emplazarse en una zona natural protegida.

León / Castilla y León



# VALLES DE OMAÑA Y LUNA

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La reserva de la biosfera constituida por los valles de Omaña y Luna se sitúa al norte de la provincia de León y forma parte de la cordillera Cantábrica. Presenta una elevada diversidad biológica determinada por su posición fronteriza entre las zonas climáticas mediterránea y atlántica. El biotopo vegetal más destacado es el sabinar de Mirantes de Luna. Entre las especies animales sobresale la presencia del oso pardo y el urogallo cantábrico, ambos en peligro de extinción.

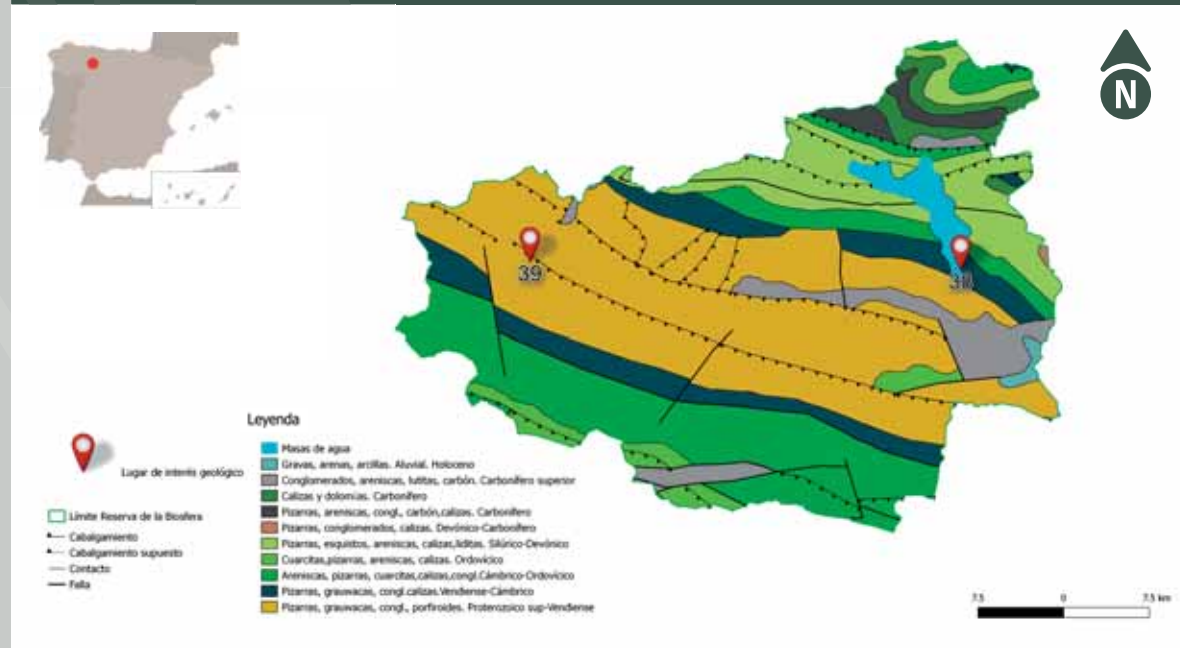
Como en casi toda la zona, el territorio ha sufrido una tendencia demográfica descendente desde mitad del siglo pasado, con una población que no supera los 3.300 habitantes. Las principales actividades económicas que se han desarrollado están íntimamente ligadas a los recursos naturales que ofrece el medio, desde el aprovechamiento de los ricos pastos por parte de la ganadería vacuna, equina y ovina, hasta la utilización de los montes para la obtención de leñas, miel, genciana o setas.

En la actualidad se está desarrollando un turismo basado en la riqueza cultural y natural de los valles, que encuentra sus focos de mayor interés en el embalse de Barrios de Luna y en los bosques de roble y abedul del valle de Omaña, que componen un hábitat con especies emblemáticas de la fauna ibérica.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La reserva de los Valles de Omaña y Luna se enmarca entre la zona Cantábrica, la zona Astur occidental-leonesa, la Cuenca del Duero y la cuenca de Almazán. La mayor parte de la reserva de la biosfera está configurada por una sucesión prácticamente continua de rocas sedimentarias cuyas edades están comprendidas entre el Pre-Cámbrico y el Carbonífero, un dilatadísimo periodo de tiempo que abarca desde hace aproximadamente unos 700 hasta hace unos 300 millones de años, además de rocas más jóvenes de hace unos 11 Ma hasta la actualidad. El sector del río Luna constituye una sección geológica de referencia mundial para el estudio de los materiales paleozoicos. Durante el Carbonífero los sedimentos presentes en los valles de Omaña y Luna fueron plegados y fracturados debido al proceso de formación de montañas correspondiente a la orogenia Varisca. De esta manera pasaron a formar parte de una gran cordillera. Más tarde, esta cordillera fue sometida a una dilatada y severa erosión. Las rocas soportaron una segunda orogenia, la Alpina, que construyó un nuevo cinturón global de cordilleras en el que está incluida la cordillera Cantábrica. Durante el Cuaternario, un enfriamiento del planeta cubrió de glaciares este lugar dejando sus marcas en el relieve.

## Mapa Geológico.



# SECCIÓN PALEOZOICA DEL VALLE DEL RÍO LUNA

Un paseo de 250 millones de años.

En el valle del río Luna se puede observar una sucesión de rocas prácticamente continua cuya edad se corresponde con el intervalo de tiempo que acontece desde el Cámbrico (Hace 540 Ma) hasta el Silúrico (hace 420 Ma), es decir, casi todo el Paleozoico. ¡En estas rocas es posible leer las páginas correspondientes a 120 millones de años de historia de la Tierra!

Para descubrir los secretos de este enclave geológico hay que seguir la carretera que une Los Barrios de Luna con Mallo. Justo tras cruzar el puente sobre el río Luna, las distintas capas de roca, situadas a la izquierda de la carretera, se van sucediendo hasta llegar a la presa del embalse. Estas capas, debido a las enormes fuerzas geológicas (orogenia Varisca) que a mediados del Carbonífero las comprimieron, plegaron y fracturaron, aparecen en posición vertical (ver ilustración). A medida que avanzamos carretera arriba vamos también avanzando en el tiempo.

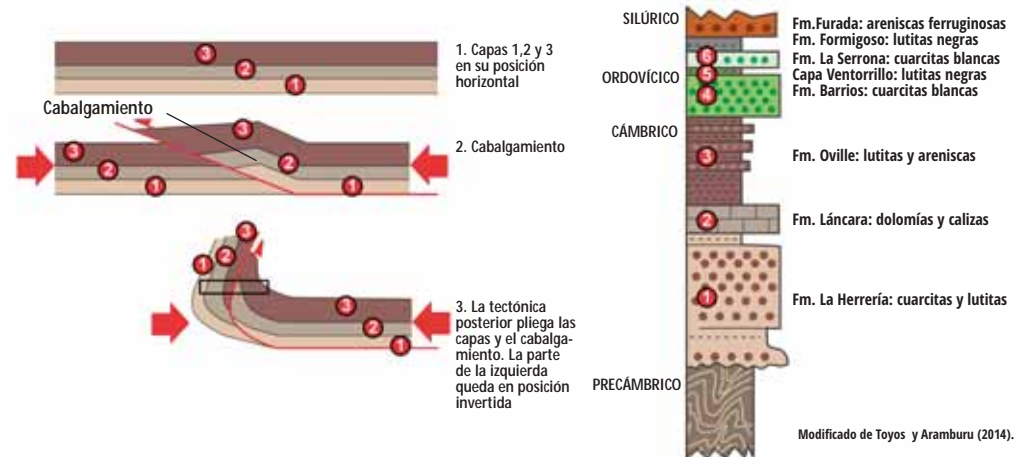
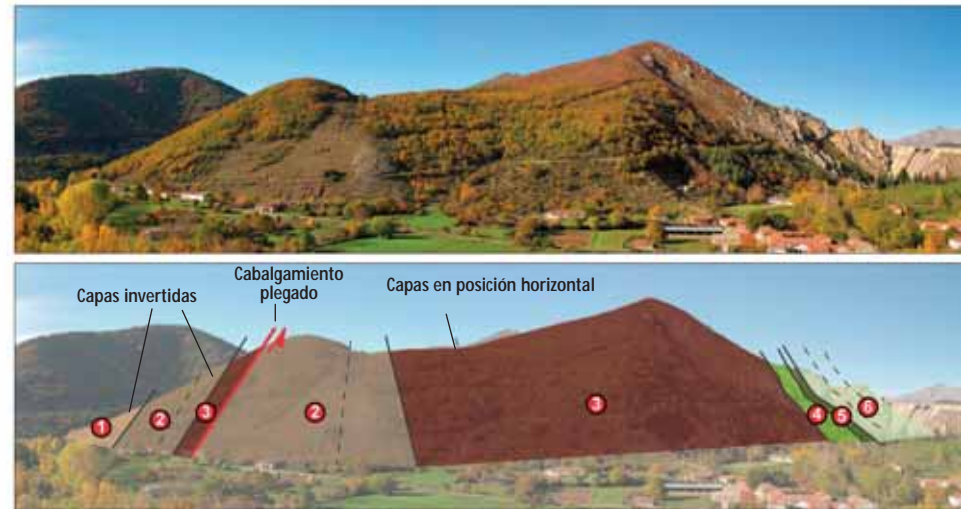
En la época registrada en estas rocas, esta región era la costa de un mar de poca profundidad, cuyo nivel subía o bajaba en función del clima. Así, tenemos rocas formadas por el depósito de enormes cantidades de sedimentos arrastrados por los ríos hasta el mar, junto a otros depositados en mares superficiales y aguas cálidas ahora convertidos en las capas de roca que vemos a lo largo de la carretera (1.500 m).

En la ilustración podemos ver la representación de estas rocas mediante una columna estratigráfica, que es la herramienta utilizada en geología para describir una secuencia de rocas. Las rocas más antiguas se sitúan en la parte inferior de la columna y las más recientes en la superior. Además, como vemos, cada tipo de roca se dibuja de una manera diferente. La columna estratigráfica refleja toda la información relevante de la sección geológica que representa. Las personas geólogas agrupan las rocas en unidades denominadas Formaciones (Fm) que son las que se representan en la columna estratigráfica. Una formación está compuesta por materiales más o menos homogéneos, que representan un conjunto de sedimentos depositados en un lugar y en un tiempo concreto. Es costumbre que reciba el nombre de alguna localidad donde la Formación aflora especialmente bien. Es por eso que vemos las Formaciones de Láncara, de la Herrería o de Barrios, entre otras.

## 38. Sección Paleozoica del valle del río Luna

Desde los años 1950, numerosos investigadores han dedicado su esfuerzo a desentrañar los misterios que ocultan estas rocas, hasta descifrar los secretos ocultos en las laderas de estas montañas.

lacia / castilla-león



# VALLE GLACIAR DEL BOEZA

Lenguas de hielo que dejan valles.

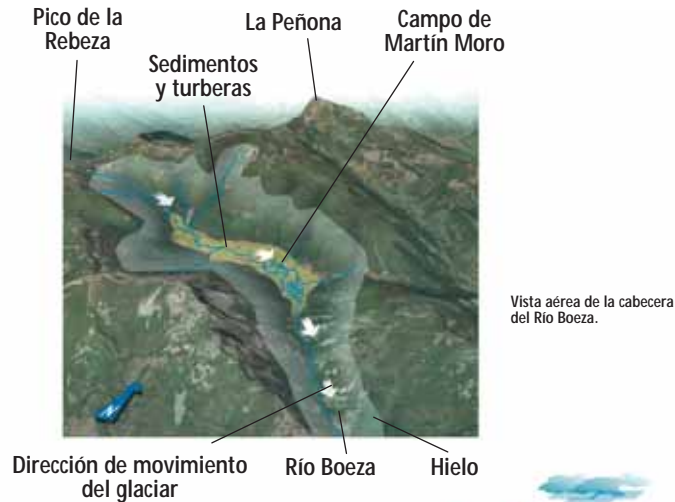
La cabecera del río Boeza cuenta con uno de los paisajes de origen glaciar más interesantes de la cordillera Cantábrica. Pero allí no hay glaciares ahora... ¿qué ha pasado? Resulta que durante el periodo geológico Cuaternario tuvo lugar una intensa glaciación. Este enfriamiento del planeta comenzó hace unos 110.000 años y duró hasta hace unos 10.000 años aproximadamente. Este periodo frío originó que el antiguo cauce fluvial se convirtiera en un inmenso glaciar que, en su momento de máximo desarrollo, ¡superó los 12 kilómetros de longitud!

La nieve que alimentaba esta enorme lengua de hielo se acumulaba en las cumbres de las montañas, en unas depresiones cóncavas, conocidas como circos glaciares. Se trata de excavaciones semicirculares como la existente en el Pico de la Rebeza (ver ilustración), actual nacimiento del río Boeza. El glaciar avanzaba lentamente valle abajo ejerciendo una inmensa fuerza contra el fondo y las laderas que fueron así, arañadas y pulidas. En su avance, el hielo arrastró con él todo tipo de materiales. Al remitir el frío, estos materiales quedaron depositados al final del trayecto del glaciar formando un depósito que las personas geólogas denominan morrena.

En la actualidad, muy cerca de la cabecera del Boeza se extiende un amplio valle conocido como el Campo de Martín Moro (ver ilustración), que debe su aspecto a la acción erosiva de aquel enorme glaciar. Su forma de U es evidente y es característica de los valles de origen glaciar. El hielo además, produjo un fondo de valle totalmente plano, donde el actual río de Campo todavía no ha tenido tiempo de encajar su cauce. Esta forma plana permite al río captar las aguas que discurren por las laderas, serpentear por esta planicie y formar numerosos canales de pequeñas dimensiones. En el fondo del valle, el continuo acúmulo de agua favorece la instalación de una turbera de gran extensión en la Campa de Santiago. En la ilustración podemos observar la descripción de su evolución.

## 39. Valle glaciar del Boeza.

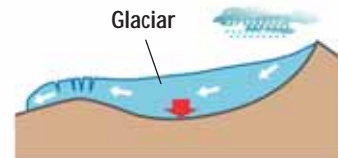
El Campo de Martín Moro debe su nombre al capitán que comandaba las tropas musulmanas de Almanzor en la gran batalla que se libró en el año 981 contra las tropas de Ramiro II, el rey de León.



1. Perfil de erosión fluvial y torrencial.



2. Perfil durante la última glaciación. El peso del hielo crea una sobreexcavación en el fondo.



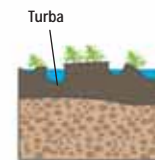
3. Perfil después de la retirada del glaciar. Vuelta del régimen fluvial y torrencial. La zona deprimida por la sobreexcavación se colmata de sedimentos y se forman las turberas.



1. Pastos y agua estancada.



2. Acumulación de la materia orgánica formándose una zona higróturbosa (zona de turbera muy encharcada).



3. El suelo se transforma en turba.

FORMACIÓN DE UNA TURBERA





# TRANSFRONTERIZA MESETA IBÉRICA

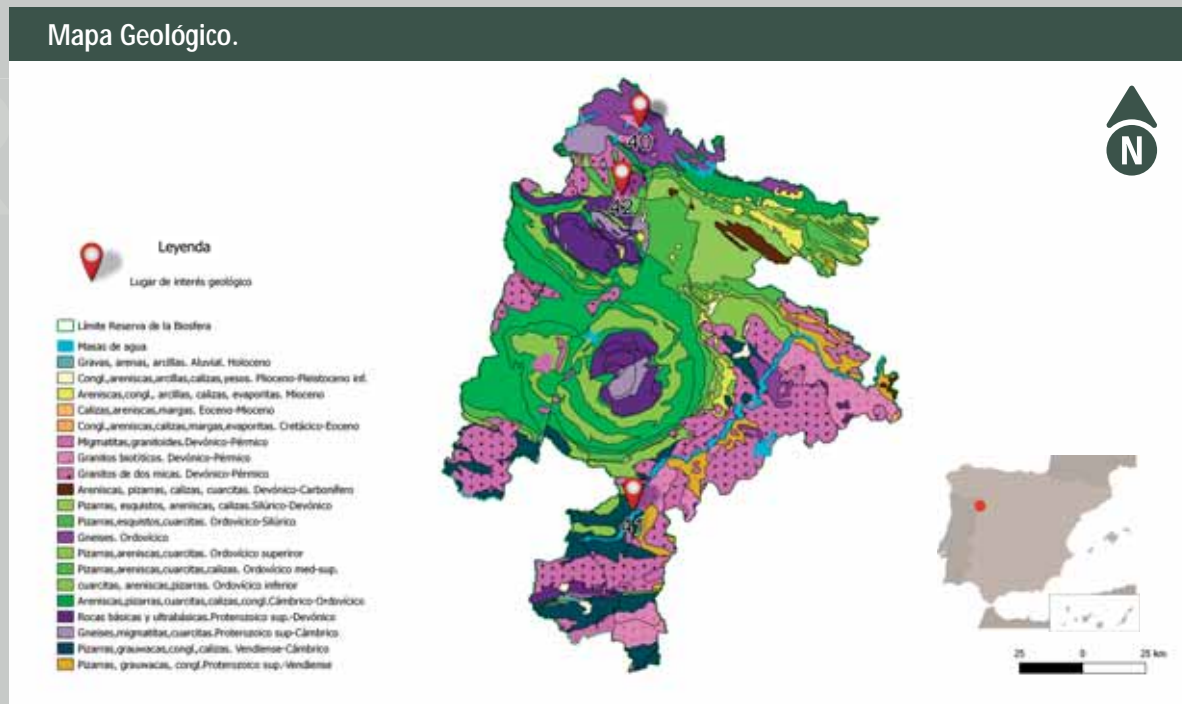
## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Transfronteriza Meseta Ibérica, situada entre España y Portugal, abarca una superficie de alrededor de 11.000 km<sup>2</sup> que abarca 87 municipios de las provincias de Zamora y Salamanca, así como, de las comarcas portuguesas de Duero Superior, Tierra Caliente y Tierra Fría. La reserva de la biosfera, cuya altitud oscila entre los 1.000 y los 2.000 metros, incluye varios espacios protegidos. Entre ellos destacan los parques naturales de Arribes del Duero y Lago de Sanabria y alrededores, en la parte española y el del Duero Internacional en la parte lusa; así como diversos espacios de la Red Natura 2000, como los cañones del Duero, las lagunas de Villafáfila, la sierra de la Culebra o la albufera del Azibo y Romeo, entre otros. En la zona también habitan numerosas especies emblemáticas como la cigüeña negra, el abanto, el águila perdicera, el búho real, la nutria europea y el lobo ibérico. La población asciende a alrededor de 300.000 personas. En la zona destaca la localidad de Zamora que conserva en su casco antiguo un importante legado de arte románico, lo que le ha valido la declaración de Conjunto Histórico-Artístico. Enclavada a orillas del río Duero y en plena Ruta Vía de la Plata, su importancia medieval se refleja en murallas, palacios y templos. Es importante hacer referencia también a Salamanca cuyo Centro Histórico ha sido declarado Patrimonio de la Humanidad por la UNESCO.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La Reserva de la Biosfera Transfronteriza Meseta Ibérica tiene una interesante historia geológica, que es posible reconstruir a través de las rocas conservadas a los dos lados de la frontera. La variedad de rocas refleja que esta zona es una amalgama de fragmentos de antiguos continentes. Y es que cuando ocurrió la colisión de placas tectónicas producida durante la orogenia Varisca, hace unos 350 millones de años, varias pequeñas placas tectónicas quedaron aprisionadas en esta zona. Así, las rocas básicas y ultrabásicas que aparecen en el mapa geológico, se corresponden con la corteza oceánica de un antiguo mar que desapareció durante la colisión. Los sedimentos asociados a estas rocas sufrieron altas presiones y temperaturas generadas por la colisión y se transformaron en rocas metamórficas: cuarcitas, esquistos y pizarras. Cuando acabó la colisión, hace unos 300 millones de años, se formaron las rocas graníticas que aparecen en superficie. Durante el Mesozoico, hace 252- 66 millones de años, la erosión fue suavizando el relieve y permitió aflorar a las rocas graníticas, que fueron intensamente erosionadas, dando lugar a curiosas formas como las de Cheira da Noiva. Posteriormente, durante el Terciario, hace 66-2,6 millones de años, el levantamiento de los relieves inducido por una nueva orogenia, la Alpina, intensificó el encajamiento de los ríos. Es el caso del río Duero a su paso por Arribes del Duero. Finalmente, en el Cuaternario, hace 2,6 millones de años-actualidad, el efecto de las glaciaciones, modeló el paisaje de Sanabria, que tras la retirada de los hielos dejó el gran Lago de Sanabria.

## Mapa Geológico.



# LAGO DE SANABRIA

## Viaje a la última glaciación.

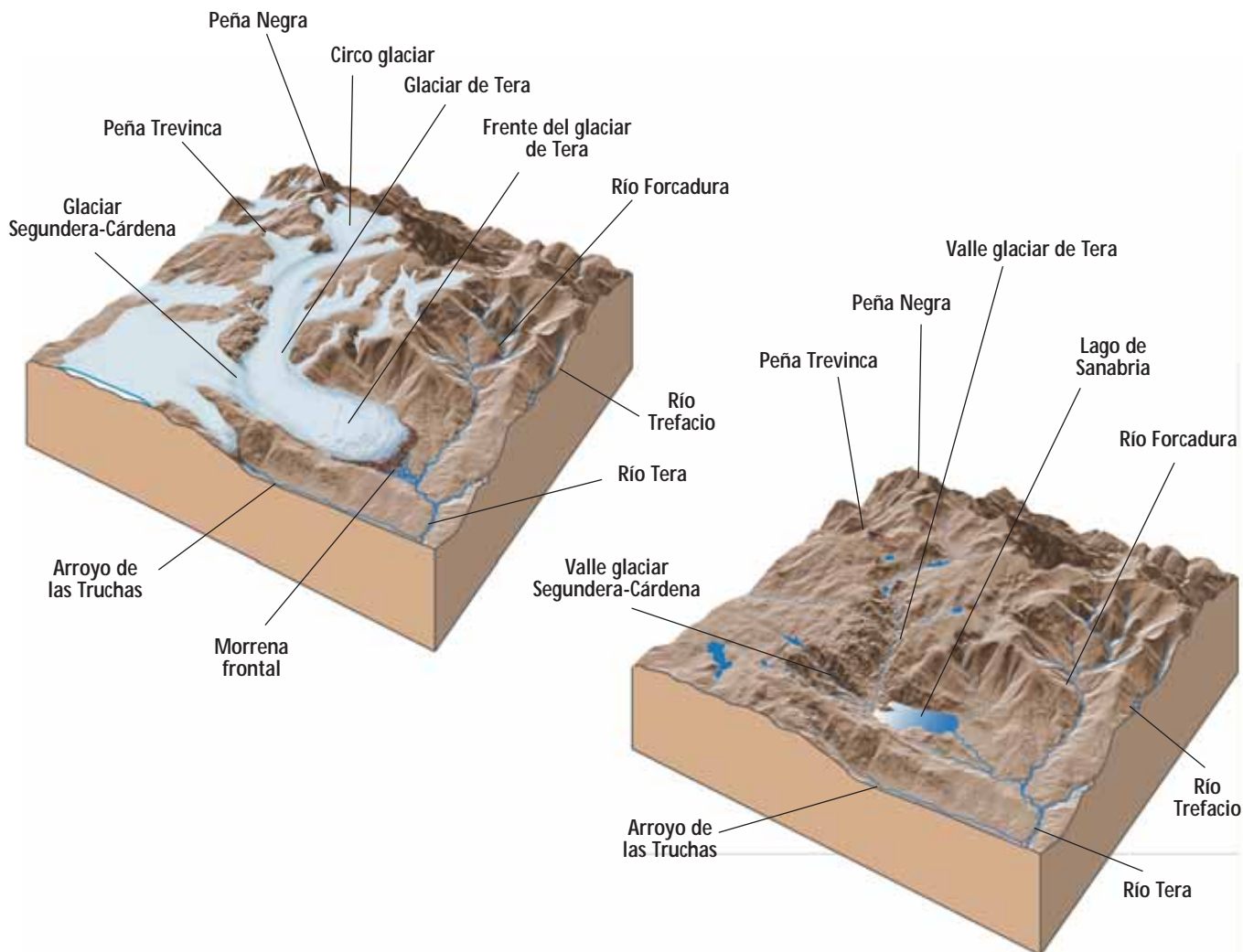
El lago de Sanabria se localiza a 1.050 metros de altitud, al pie de Sierra Segundera en el valle del Tera. El lago y su entorno contienen información sobre los diferentes eventos geológicos, que tuvieron lugar durante el Cuaternario, sobre todo, desde la última glaciación, que comenzó hace unos 110.000 años y finalizó hace unos 10.000 años. Así, la historia geológica de esta zona aporta valiosos datos para conocer el glaciarrismo y los cambios climáticos que la Península ha experimentado durante el Cuaternario. ¿Cómo era el lago de Sanabria y sus alrededores durante la última glaciación?

Como podemos ver en la ilustración, el paisaje del Lago de Sanabria durante la última glaciación era muy diferente del actual. En aquel tiempo, el área que ahora ocupa el lago de Sanabria estaba cubierta por los glaciares de Tera, Cárdena y Segundera. El lago actual se localiza en la zona de máximo avance de estos glaciares y ocupa una depresión que éstos conjuntamente formaron. Parece ser que los análisis de los sedimentos del fondo del lago indican que con anterioridad a los 26.000 años éste ya se había desarrollado. El lago tiene una forma alargada en el sentido que llevaba el flujo del hielo, esto es, oeste-este. Además, los análisis de la profundidad del mismo muestran la presencia de dos cubetas en su fondo; una localizada al oeste, de mayor profundidad por donde entra el río Tera y otra situada al este, menor, la que da salida al río. Estas depresiones se relacionan con las zonas en donde los glaciares ejercían la máxima erosión.

El borde este del lago está cerrado por un conjunto de depósitos. Se trata de trozos de roca que arrastraron los glaciares. Estos acúmulos de materiales configuran varias morrenas frontales, se trata de sedimentos arrastrados por las cabezas de las lenguas glaciares. Actualmente, el río Tera sale del lago atravesándolos. La morrena frontal de los glaciares siempre se desarrolla bordeando la cabecera de su lengua. Así, dependiendo de dónde estaba en cada momento, esto es, de la cantidad de hielo que el glaciar transportaba, ésta se desarrollaba más hacia adelante o más hacia atrás. Una vez que el hielo ha desaparecido es posible reconstruir el movimiento del glaciar tomando como base la situación de las diferentes morrenas frontales superpuestas. Y es que éstas, vistas desde el aire, se organizan a modo de arcos que representan los límites del avance y retroceso del frente glaciar a lo largo del tiempo. ¿Se han podido identificar al menos diez episodios de retroceso y avance del frente glaciar!

## 40. Lago de Sanabria

Existe una leyenda para el origen del Lago relacionada con la inundación del pueblo de Villaverde de Lucerna. Se cree que fue un castigo debido a la poca caridad ofrecida a un peregrino enigmático...



# ARRIBES DEL DUERO

## ¡Menudo tajo!

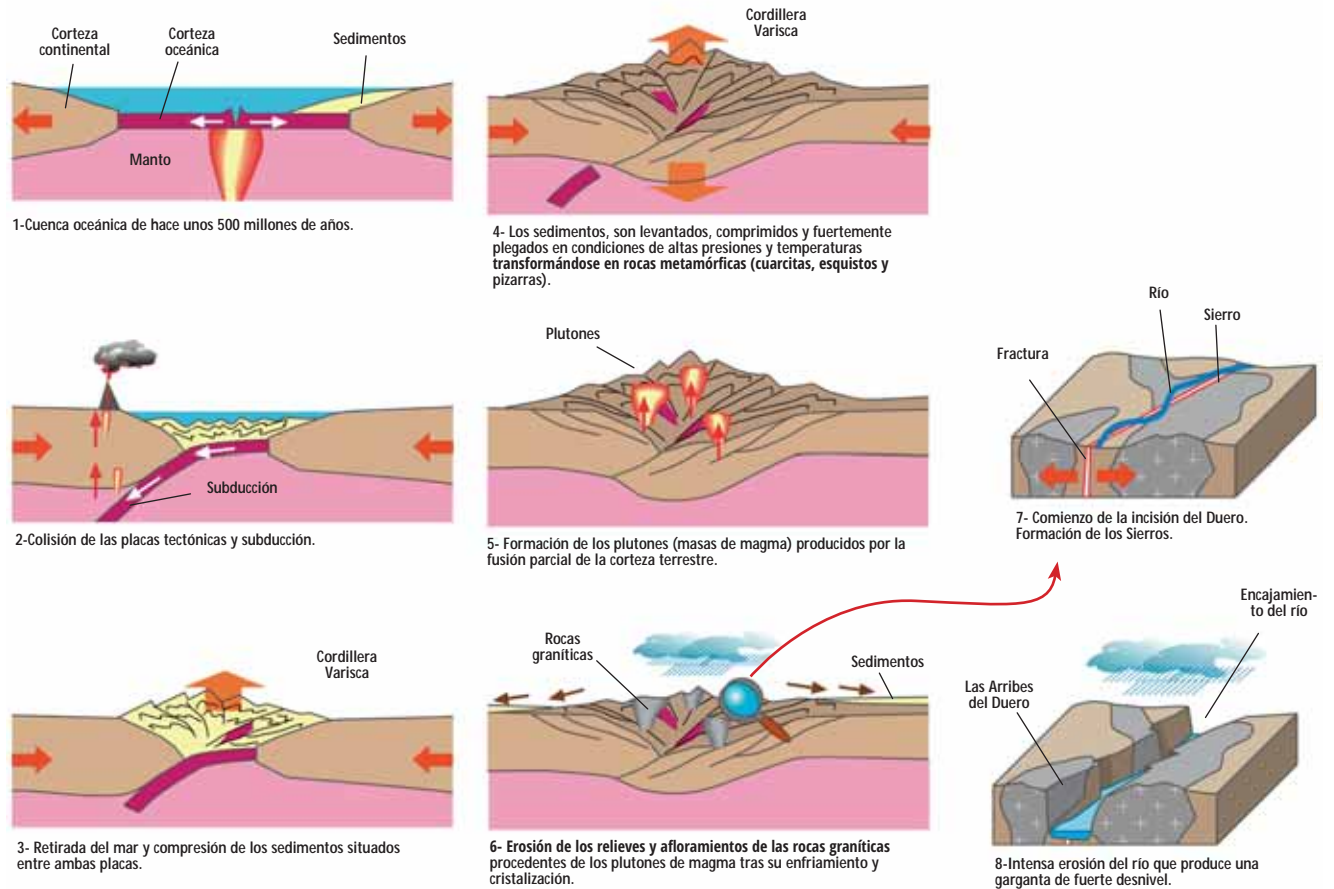
Los Arribes del Duero constituyen un profundo tajo de casi cien kilómetros de longitud que define la frontera entre España y Portugal. Se trata de una espectacular garganta labrada en granito, que se encaja casi 800 metros. El curso del río salva un gran escalón que conecta el Atlántico con la Meseta ¡520 metros! Y es que el río Duero salva el desnivel existente entre los 630 metros de Zamora y los 110 metros de Barca d'Alba. ¿Cómo se ha formado este espectacular paisaje?

Se trata de un paisaje con una historia muy antigua, que se empieza a gestar hace más de 500 millones de años. En esa época existía un mar en donde se depositaron sedimentos. Hace unos 350 millones de años, varias placas tectónicas colisionaron y se originó un proceso de formación de montañas llamado orogenia Varisca. Como vemos en la ilustración, las placas tectónicas formadas por corteza continental y oceánica se fueron acercando hasta chocar. De esta manera, la corteza oceánica de una de ellas se hundió bajo la otra y las cortezas continentales se fusionaron. La colisión provocó la desaparición del mar intermedio y la compresión de los sedimentos situados entre ambas placas. Estos sedimentos, fueron levantados, comprimidos y fuertemente plegados bajo condiciones de alta presión y temperatura. Así, todos estos materiales se transformaron en rocas metamórficas: cuarcitas, esquistos y pizarras. Al final de la colisión, hace unos 300 millones de años, se produjo la fusión de parte de la corteza terrestre y la subsiguiente formación de grandes volúmenes de magma que ascendieron desde las zonas profundas de la Tierra sin alcanzar la superficie y se enfriaron poco a poco dando lugar a las rocas graníticas. Durante el Mesozoico, hace 252-66 millones de años, la erosión suavizó el relieve y permitió aflorar a estas rocas graníticas. Durante el Terciario y, sobre todo, en el Oligoceno-Mioceno, hace 34-5 millones de años, se produjo el encajamiento del río Duero sobre estos materiales. Este intenso proceso erosivo fue favorecido por otro proceso posterior que elevó aún más las montañas, la llamada orogenia Alpina. El Duero tuvo que salvar entre su desembocadura y su nacimiento un gran salto generado por la orogenia. Es por esto, que se vio obligado a erosionar y encajar su cauce para así poder mantener una pendiente equilibrada con el nivel del mar existente.

# MESETA IBÉRICA

## 41. Arribes del Duero

El nombre de los Arribes, viene del leonés, se utiliza para nombrar los accidentes geográficos realizados por los ríos, el término es común en las provincias de Guarda y Braganza en Portugal, y en Salamanca y Zamora en España.



# CHEIRA DA NOIVA

## De la montaña a la playa.

Cheira da Noiva se sitúa dentro del Parque Natural de Montesinho. Se trata de una superficie aplanada, elevada a unos 1.400 m de altitud, desde donde es posible tener una magnífica perspectiva del paisaje. Aquí, se puede observar una gran variedad de formas típicas de las zonas de rocas graníticas. ¿Cómo se han desarrollado estas formas tan curiosas?

Las rocas graníticas que aquí afloran, se formaron bajo tierra, a unos kilómetros de profundidad, hace alrededor de 320 millones de años. Debido a las colisiones que se producen entre las placas de la corteza terrestre que se producen durante millones de años, estas rocas alcanzaron la superficie terrestre. A partir de aquí, la acción del aire, de la precipitación en forma de agua o nieve, de las diferencias térmicas entre verano-invierno o el día y la noche y de la acción biológica, estas rocas graníticas se fueron erosionando. Este proceso de cambio, conocido como meteorización, afecta a todas las rocas que están en la superficie del planeta y provoca modificaciones físicas y químicas en los minerales que las constituyen y cambios en sus propiedades. Principalmente las hace más frágiles y susceptibles ante la erosión. Y es que son las rocas meteorizadas, las que suministran los minerales que, junto con la materia orgánica, forman los suelos, recursos naturales esenciales para la biodiversidad. En los granitos que afloran en este lugar, la meteorización de ciertos minerales, en concreto, de las micas y de los feldspatos, está asociada a la existencia de fracturas que atraviesan los macizos graníticos y dan lugar a la formación de bolas graníticas. A veces, como vemos en la ilustración ¡estas bolas parecen desafiar las leyes de la gravedad!

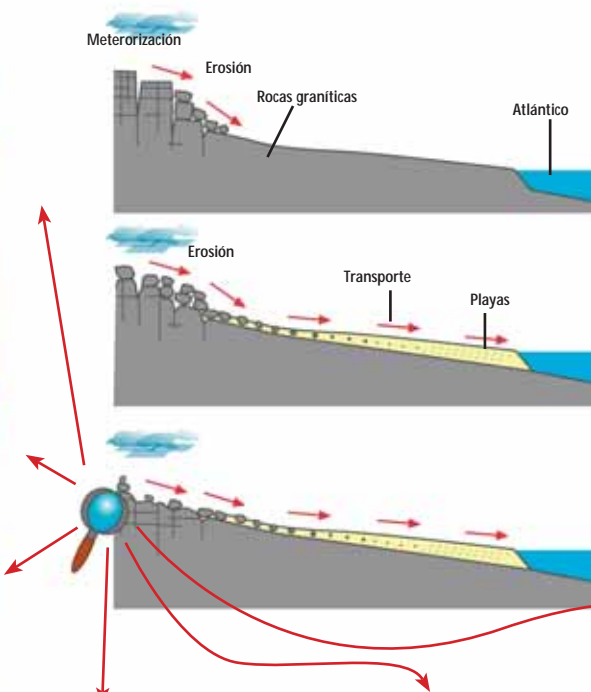
Este tipo de formas en bola corresponden, en realidad, a los núcleos más resistentes, menos alterados, de la roca granítica. El material restante, el más frágil y más alterado, no lo vemos, está en el litoral del océano Atlántico. Resulta que este material fue erosionado y transportado por los ríos. Las playas de la costa oeste de Portugal y Galicia no son más que las acumulaciones de arena procedente de las zonas montañosas y redistribuidas por el oleaje, las mareas y el viento. ¡Que arenas tan viajeras!

Algunos bloques de granito presentan láminas muy curiosas llamadas pseudoestratificación. ¡Cuidado! Aunque parecen estratos, no lo son, son fruto de la erosión del granito.

# MESETA IBÉRICA

## 42. Cheira da Noiva

Este lugar pertenece al inventario del patrimonio geológico de Portugal, es considerado uno de los mejores ejemplos para la observación de las formas de los granitos.



1- Meteorización y erosión de las rocas graníticas por agentes atmosféricos.

2- Erosión y transporte de los fragmentos de roca granítica hasta formar la arena de algunas playas de la costa Atlántica.

3- Formas curiosas de las rocas graníticas (bolas, pseudoestratificaciones, pilas, etc.).



# MONTSENY

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Montseny está constituida por un macizo aislado que forma parte del norte de la cordillera Prelitoral Catalana, el Turó de l'Home (1.712 m) es su cota más elevada. Los principales ríos de Montseny son el río Tordera, la riera de Arbúcies y el río Congost. Los paisajes, están caracterizados por relieves de fuertes pendientes, prados subalpinos, zonas boscosas y zonas de ribera. La reserva de la biosfera presenta una extraordinaria diversidad vegetal, característica de tres regiones biogeográficas: la mediterránea, la eurosiberiana y la borealpina. Abundan los bosques de alcornoques, encinas, robles, hayas, castaños, pinos y abedules y, en las zonas de ribera, se localizan álamos, sauces, avellanos y fresnos. También se hallan algunas plantas endémicas como la hierba de Sant Segimon. Incluye además más de 200 especies de vertebrados y más de 9.000 de invertebrados entre las que destacan el cangrejo de río, diversas variedades de murciélagos y el tritón endémico del macizo del Montseny.

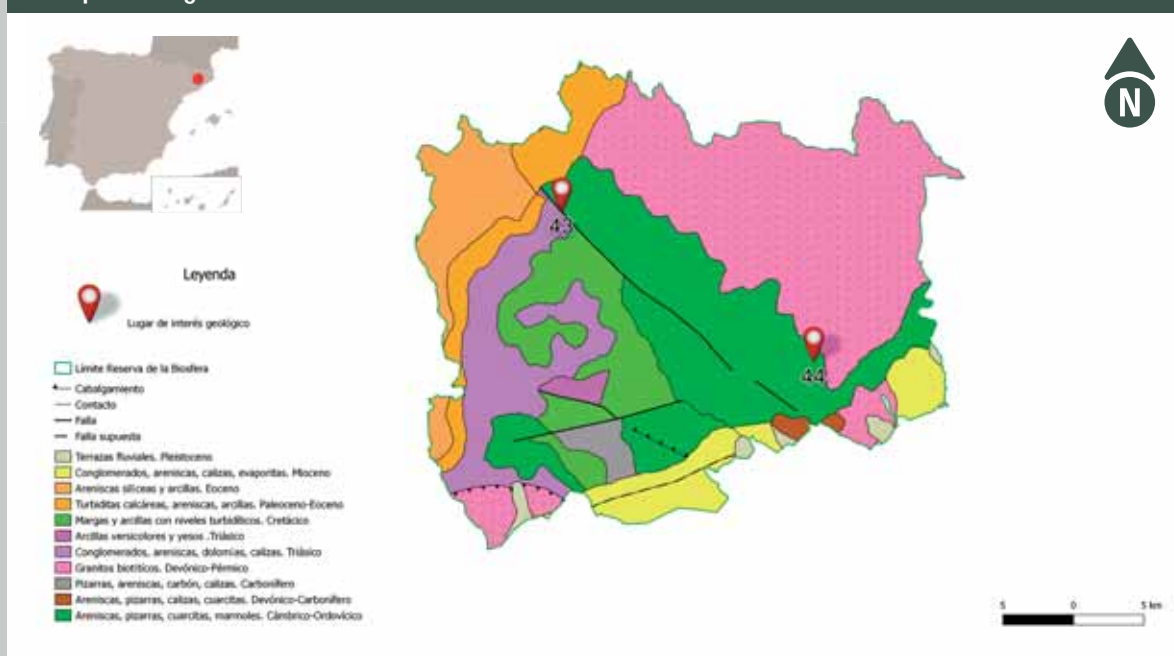
Montseny ha mantenido una tradicional actividad agrícola, ganadera y forestal, aunque en las últimas décadas han tenido un notable auge las actividades vinculadas al ocio y al turismo.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

El macizo del Montseny constituye un bloque levantado dentro de la estructura regional de la cordillera de los Catalánides. Se encuentra delimitado al norte y al oeste por la cuenca del Ebro, y al sur por las fosas tectónicas del Vallés y de la Selva. Durante el Paleozoico inferior, hace 541-443 millones de años, tuvo lugar en el fondo de una cuenca marina, la sedimentación de gran cantidad de materiales. Durante la formación de montañas generada por un choque de placas hace aproximadamente 315 millones de años, durante la orogenia Varisca, estos materiales se deformaron y se elevaron. Además, durante los últimos estadios de la orogenia, se emplazaron entre estos materiales rocas ígneas procedentes del manto en forma de plutones tridimensionales y de filones, rocas ígneas inyectadas entre los materiales a través de las fisuras y fallas. El efecto de los fluidos magmáticos, junto a los incrementos de presión y temperatura que se produjeron en el interior de la corteza terrestre, transformaron los materiales plegados dando lugar a rocas metamórficas: esquistos, gneis, mármoles, etc.

A finales del Carbonífero y principios del Pérmico, hace unos 290 millones de años, se inició la erosión y desmantelamiento del macizo montañoso modelado por la orogenia Varisca, hasta evolucionar hacia una superficie de aplanamiento. Posteriormente, sobre el macizo deformado y erosionado se formaron cuencas sedimentarias. Durante el Pérmico y el Triásico, hace 298-201 millones de años, estas cuencas se rellenaron con materiales sedimentarios que fueron apoyándose sobre los estratos antiguos y deformados del Paleozoico inferior creándose así una discordancia entre los materiales correspondientes a las eras Paleozoica y Mesozoica.

## Mapa Geológico.



# DISCORDANCIAS DE EL BRULL

## Historia de un paisaje.

En los afloramientos rocosos situados entre El Brull y Aiguafreda se observan grupos de estratos con diferentes inclinaciones separados por superficies irregulares. ¿Cómo se han formado estos estratos? ¿Por qué tienen estas inclinaciones tan diferentes? ¿Qué nos dicen esas superficies irregulares que los separan?

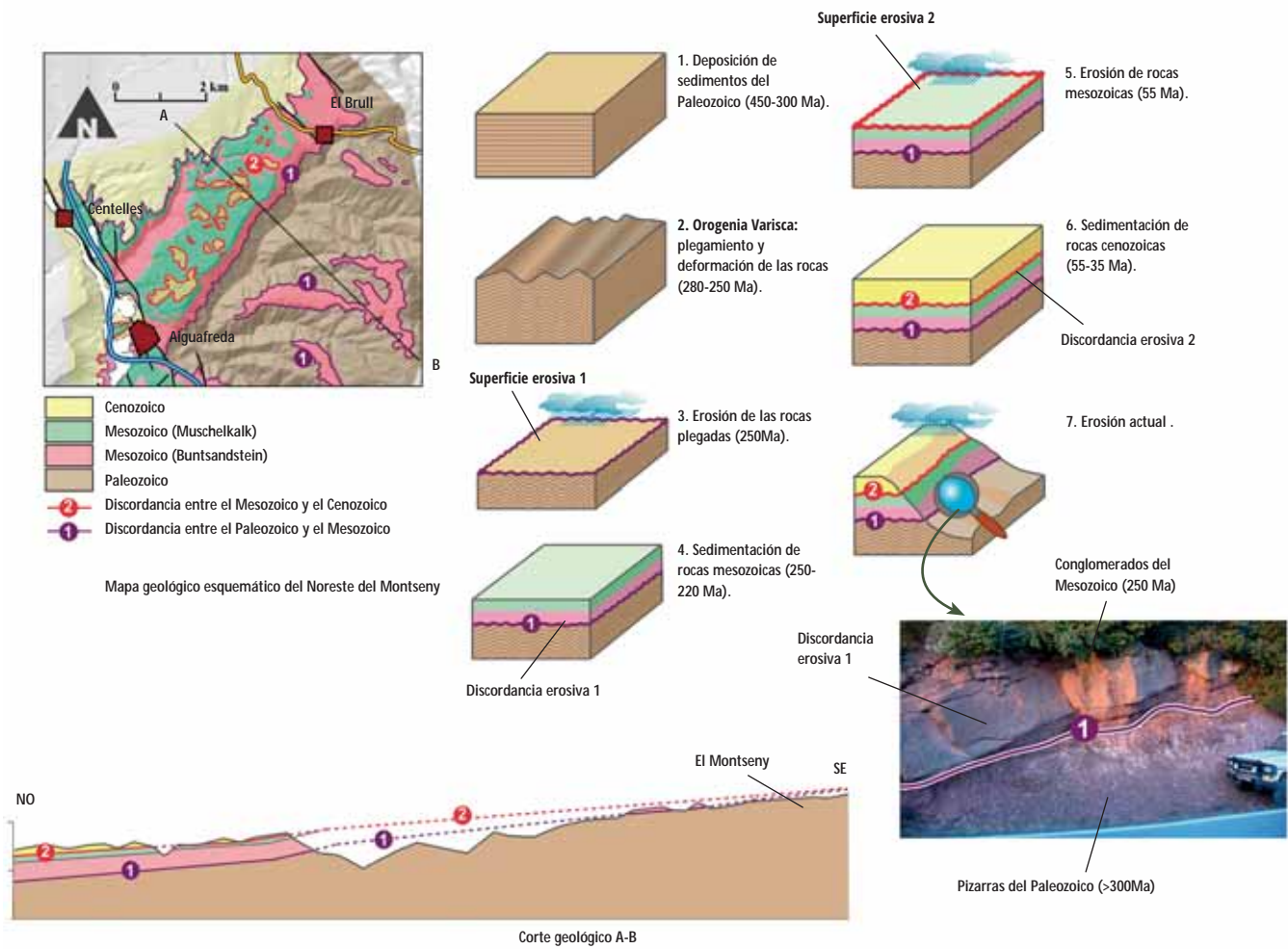
Para explicarlo hay que remontarse a la Era Paleozoica, hace más de 300 millones de años. Durante este periodo de tiempo se depositaron en la zona miles de metros cúbicos de materiales arcillosos y calizos. Posteriormente, hace unos 280 millones de años, estos sedimentos sufrieron altas presiones, temperaturas y se inclinaron, ya que fueron afectados por los procesos de formación de las montañas generados por la orogenia Varisca. Después, hace 250 millones de años, estas montañas fueron erosionadas. Lo que fueron montañas se convirtió en una gran superficie irregular. Ya durante el Mesozoico, en el Triásico, hace 250-220 millones de años, sobre esta superficie, de nuevo, se depositaron sedimentos.

El resultado de estos procesos de sedimentación, inclinación, erosión y nueva sedimentación es lo que vemos en la zona inferior de los cortes geológicos de El Brull, esto es, una discordancia erosiva. Una relación geométrica entre estratos en donde se ven, por encima de una superficie irregular estratos horizontales y por debajo, estratos inclinados. La superficie erosiva que los separa se corresponde con el tiempo que la naturaleza empleó en erosionar las montañas. La historia de El Brull continúa pasados casi 200 millones de años, cuando los estratos mesozoicos son erosionados y se forma una segunda superficie erosiva. Después, durante el Eoceno, hace 55-35 millones de años, se depositaron nuevos sedimentos por encima de esta superficie. Se formó así una segunda discordancia erosiva. ¡Esta superficie se corresponde con un lapso de tiempo de más de 200 millones de años! Al final, la erosión actual ha permitido que los paquetes de estratos y las superficies erosivas que los separan aparezcan cortados y visibles para que podamos descifrar las historias que esconden.

### 43. Discordancias de El Brull

Desde El Brull se observan en el horizonte los Pirineos, Montserrat, La Mola e incluso la sierra litoral de Barcelona.

montseny / catalunya



# MARMOLES Y MINERALIZACIONES DE GUALBA

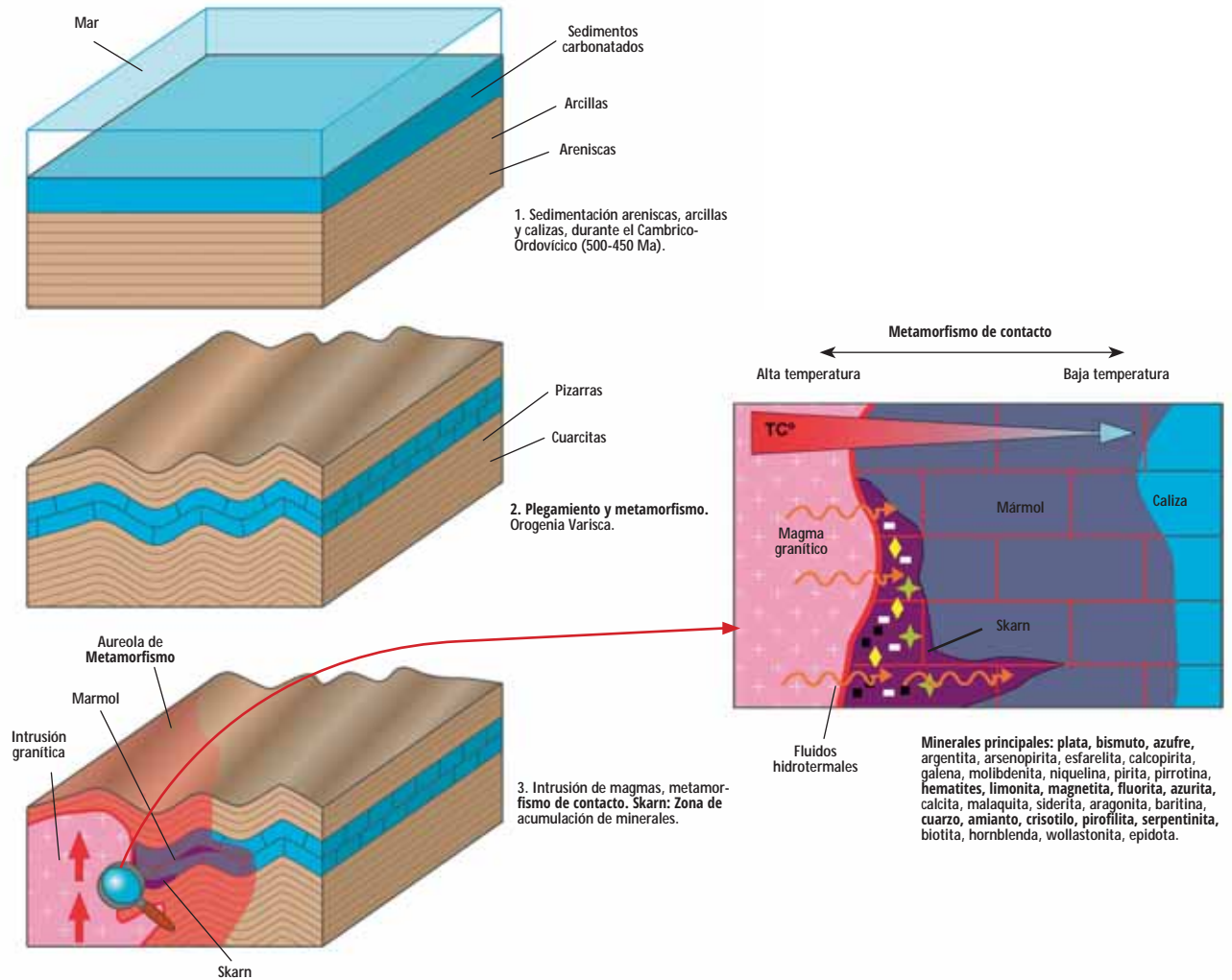
## Minerales y rocas ornamentales.

En la zona de Gualba las rocas predominantes son metamórficas: mármoles, pizarras y cuarcitas creadas durante el Cámbrico-Ordovícico, hace 500-450 millones de años. Originalmente, estas rocas eran sedimentarias: arcillas, areniscas y calizas que se depositaron en un ambiente marino. Sin embargo, los procesos de formación de montañas correspondientes a la orogenia Varisca, que ocurrieron hace unos 320 millones de años, deformaron las rocas y alteraron sus minerales originales. Esto es, las altas temperaturas y presiones que se produjeron durante la formación de las montañas variscas alteraron la textura y la composición de las rocas. Así, las arcillas se transformaron en pizarras, las areniscas en cuarcitas y las calizas en mármoles. Las rocas sedimentarias originales se transformaron en metamórficas.

Posteriormente, hace menos de 300 millones de años, gracias a la actividad interna de la Tierra, magmas, rocas fundidas, ascendieron desde el manto terrestre y se intercalaron y enfriaron entre estos materiales metamórficos dando lugar a plutones graníticos. El emplazamiento de estos magmas tan calientes originó que las rocas que estaban a su alrededor sufrieran un nuevo proceso de transformación llamado metamorfismo de contacto. La circulación de fluidos cargados con diferentes elementos químicos asociada al emplazamiento de estos cuerpos magmáticos dio lugar a que en ciertas zonas de los mármoles (zonas de skarn) se precipitara y acumulara una gran variedad de minerales. Es el caso del yacimiento mineralógico de Gualba. ¡Se han identificado más de 50 minerales diferentes! Aunque en Gualba hay muchos tipos de minerales lamentablemente no es posible explotar el yacimiento. Los minerales están demasiado diseminados y las mineralizaciones no son lo suficientemente grandes para organizar una explotación rentable. Sin embargo, los mármoles de Gualba son de gran calidad y se explotan como roca ornamental.

## 44. Mármoles y mineralizaciones de Gualba

La explotación del mármol de Gualba se realiza mediante el método subterráneo de cámaras y pilares. Este método parece que presenta un impacto ambiental moderado compatible con la protección del Parque Natural del Montseny.



# TERRES DE L'EBRE

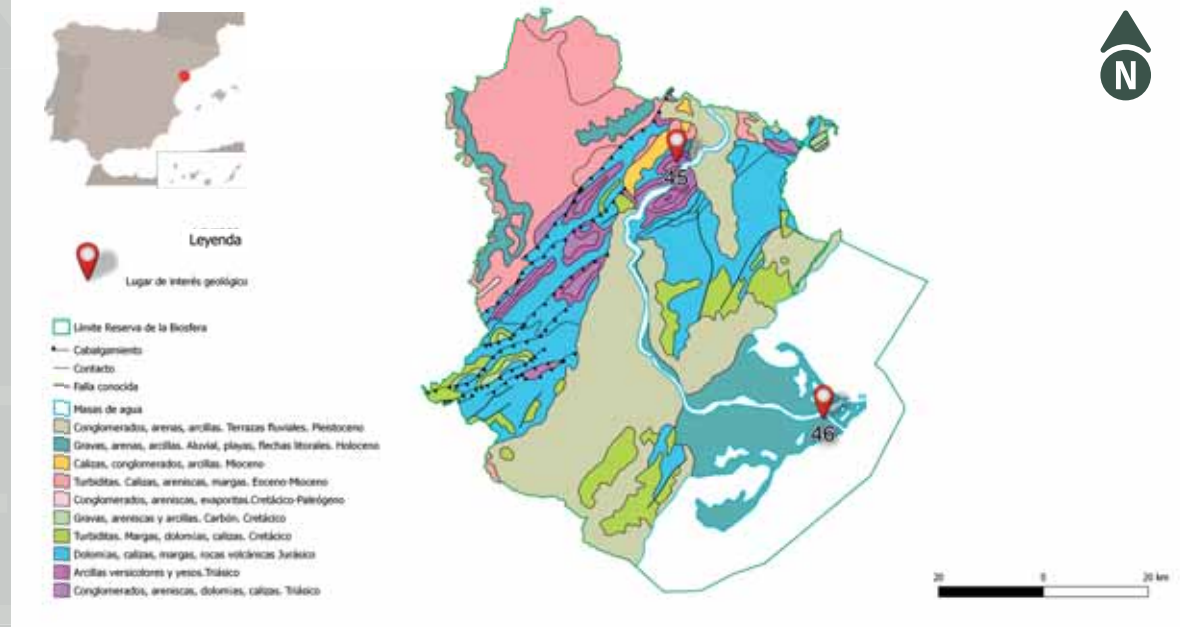
## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Terres de l'Ebre constituye un territorio de la provincia de Tarragona formado por las comarcas del Bajo Ebro, el Montsiá, la Tierra Alta y la Ribera de Ebro. Su territorio está constituido por 52 municipios en los que viven cerca de 180.000 habitantes. En Terres de l'Ebre coexisten los sistemas dunares y la llanura deltaica sobre la que se desarrollan interesantes ecosistemas acuáticos en las zonas costeras, con los hayedos situados en los macizos kársticos del interior. Debido a su situación biogeográfica que mezcla elementos mediterráneos, atlánticos y centroeuropeos existen varias especies endémicas. En el litoral se pueden observar alrededor de 360 especies de aves entre las que destacan el flamenco y la gaviota de Audouin y más de 50 especies de peces. En el interior, se encuentra la cabra hispánica y otras especies típicas de la fauna ibérica. El ámbito de esta reserva de la biosfera presenta un significado patrimonio cultural e histórico. El río Ebro es una gran vía de comunicación entre la costa y el interior de la península, además de ser un punto de unión geográfico y cultural entre Cataluña, el País Valenciano y Aragón. El conjunto de todo este legado se traduce en un patrimonio muy valioso: pinturas rupestres, castillos, construcciones modernistas, etc. La actividad agroalimentaria es un motor económico en la zona. Destacan los cultivos de cítricos, fruta, arroz, la ganadería, la pesca y la acuicultura. La producción de aceite y de varias variedades autóctonas de vino complementa la economía agraria de la reserva de la biosfera. Tiene una importante presencia el turismo basado en el patrimonio natural y cultural para el que se han equipado varias rutas y centros de interpretación.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

El territorio de la reserva de la biosfera está formado en su parte central por materiales aluviales originados por la dinámica fluvial del río Ebro. Destaca su desembocadura en la llanura deltaica del Delta del Ebro, situada al sureste de la reserva, en la que predominan las arenas y fangos. Al Norte se encuentran las rocas del Cenozoico de la Terra Alta y al sur de esta, la zona montañosa del interior. La zona montañosa está constituida por materiales del Mesozoico (252-66 millones de años), básicamente, carbonatados, que presentan importantes manifestaciones kársticas (cuevas, simas y diferentes formas erosivas). Como ejemplo, cabe citar las cuevas de Benifallet formadas por un conjunto de seis cavidades entre las que se localiza la cueva de las Maravillas. También en Benifallet y Miravet, el río Ebro es capaz de atravesar estos materiales mesozoicos de la Cordillera, dejando un abrupto valle encajado. Entre los materiales del Mesozoico, se encuentran muy bien representados los materiales del Triásico (252-201 millones de años) y del Jurásico (201-145 millones de años), destacando que la sucesión de los materiales de este último se encuentran en condiciones excepcionales. Además encontramos materiales volcánicos, fruto de un vulcanismo de principios del Mesozoico. También cabe destacar las estructuras de pliegues y cabalgamientos, debidos a la colisión entre la placa africana y la europea, producida durante la formación de montañas denominada orogenia Alpina desarrollada durante el Cenozoico.

## Mapa Geológico.





# VALLE DEL EBRO DE MIRAVET

El río que atraviesa montañas.

El río Ebro antes de desembocar en el mar atraviesa la cordillera costera catalana formando dos valles: el valle de Pas de l'Ase situado cerca de Ascó, y los valles de Miravet y Benifallet. Los cortes que se observan en las abruptas laderas del río nos explican un suceso geológico muy interesante ¿Cómo consiguió el Ebro atravesar la cordillera costera catalana?

Para entender la evolución de este río hay que situarse hace unos 70 millones de años. En esta época, la colisión que se produjo entre la placa ibérica y la europea dio lugar al levantamiento de los Pirineos. Durante el Eoceno, hace aproximadamente unos 40 millones de años, la cadena pirenaica ya se podía intuir por encima de un estrecho mar restringido unido al mar Atlántico por el noroeste. Más tarde, durante el Oligoceno (33-25 millones de años) los relieves pirenaicos finalmente emergieron totalmente y continuaron creciendo como respuesta al choque de placas al igual que la cordillera Ibérica, al sur, y la cordillera costera catalana, al este. En este momento, el levantamiento de estas montañas produjo que se cerrara la comunicación entre aquel estrecho mar y el mar Atlántico. El agua de ese mar ahora cerrado se fue evaporando poco a poco, dando lugar al depósito de miles de metros de yesos y sales. Son los materiales que actualmente se explotan en la zona de Súrria.

Posteriormente, durante el Mioceno (20-5 millones de años) se desarrolló una amplia red fluvial que erosionó las montañas emergidas y transportó sedimentos hacia la cerrada cuenca. Se trataba por tanto, de una cuenca endorreica, es decir, una cuenca en la cual los ríos desembocaban en vez de hacerlo en el mar, como es lo habitual. Las placas tectónicas se siguieron moviendo y en la zona del estrecho de Gibraltar el mar Mediterráneo se cerró, lo que produjo el descenso de su nivel. Debido a este descenso, uno de los ríos que desembocaban en él desde la península Ibérica se vio obligado a modificar la pendiente de su cauce para lograr así un nuevo equilibrio con el nivel del mar Mediterráneo, más bajo en aquel momento. Así, empezó a erosionar su cauce hacia atrás (erosión remontante) hasta llegar a capturar a otro río que desembocaba en la cuenca endorreica. De esta manera, aquella cuenca endorreica se transformó en la cuenca del Ebro que finalmente pudo conectar con el mar Mediterráneo. ¡Imaginad que impresionante trabajo supuso cortar la barrera que suponía la cordillera costera catalana!

# DE L'EBRE

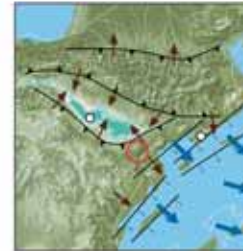
## 45. Valle del Ebro de Miravet

En Miravet se puede atravesar el Ebro a través de "El Paso de Barca", el último transbordador fluvial original sin motor del Ebro.

### HISTORIA DEL RÍO EBRO



1. Eoceno (40 Ma). Formación de los Pirineos al norte. Al sur gran extensión de mar comunicada con el Atlántico.



4. Mioceno (15 Ma). Relleno de la cuenca por sedimentos fluviales. Parte oriental, apertura del golfo de León, expansión del mar Mediterráneo.



2. Oligoceno (33 Ma). Crecimientos de los relieves: al norte Pirineos, al sur la cordillera Ibérica, al este la cordillera Costero Catalana. Cierre de la cuenca marina (cuenca endorreica) y evaporación del agua marina.



5. Mioceno (13-5 Ma). Formación del río Ebro por captura fluvial entre río de la costa y río de la cuenca endorreica. Erosión fluvial de la cordillera Costero Catalana y desembocadura en el Mediterráneo.



3. Oligoceno (25 Ma). Deposición de grandes espesores de evaporitas por desecamiento del mar. Presencia de algunos lagos salados. Numerosos ríos bajan de las montañas circundantes.



6. Actualidad. Continúa erosión en el paso de Miravet y deposición en el delta del Ebro y mar Mediterráneo.

→ Compresión  
→ Extensión  
→ Ríos



Captura del río Ebro: un río de la zona de la costa erosiona remontando hasta capturar un río de la cuenca endorreica (cerrada) dando lugar al río Ebro

Bases Atlas Geológico de Catalunya ICGC (2010)



# DELTA DEL EBRO

## Cuando el Ebro llega al mar.

Es el delta más grande de la costa mediterránea ibérica. Se trata de una extensa llanura formada por arenas, arcillas y limos transportados desde las montañas y depositados en la desembocadura del río Ebro que penetra en el mar unos 30 km. Actualmente, el cauce fluvial discurre por la parte central del delta, está flanqueado por sendas barreras arenosas adquiriendo un aspecto característico parecido a la punta de flecha. Sin embargo, el delta no ha sido así siempre.

El delta se formó a finales de la última glaciación, cuando parte de Iberia estaba cubierta de hielo, hace alrededor de 20.000 años. Entonces, el nivel del mar se situaba alrededor de 120 metros más bajo que el actual. A partir de este momento, se produjo un cambio climático, un calentamiento, que generó la fusión del hielo continental y el consecuente paulatino ascenso del nivel del mar. Bajo estas condiciones, simultáneamente al ascenso marino, la precipitación en la cuenca del Ebro aumentó y así, el río Ebro fue capaz de erosionar y transportar hacia el delta más y más sedimentos. Así, como vemos en la ilustración, desde hace alrededor de 4.000 años hasta la actualidad la forma del delta ha ido variando. Como vemos, la tendencia general de este ambiente litoral ha sido el aumento de su tamaño. Podemos observar también que el delta refleja con gran fidelidad los cambios que a lo largo del tiempo ocurren en su cuenca. Por ejemplo, la deforestación de la cuenca realizada entre los siglos XV y XVIII que provocó un avance significativo del delta.

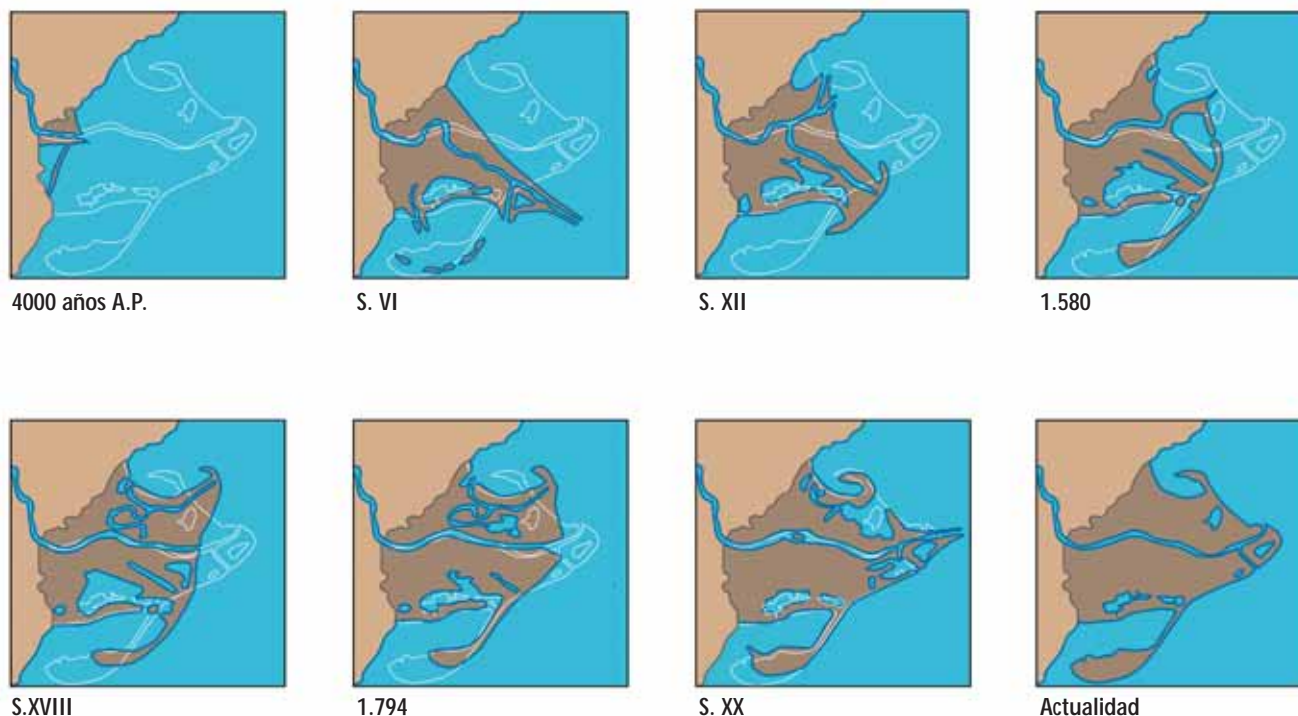
Desde principios de siglo XX, la construcción de presas y derivaciones del caudal del Ebro ha provocado que el aporte sedimentario hacia el delta haya disminuido dramáticamente. ¡Y es que más del 95% de los sedimentos que deberían alimentar el delta se quedan retenidos en los embalses y en los sistemas de riego! Lamentablemente, el delta del Ebro está en regresión esto es, está erosionándose. Su retroceso se ha cuantificado entre 1988 y 1992 en 22 metros lineales al año. ¡Habrá que pensar qué hacemos!

# DELTA DEL EBRO / terres de l'Ebre / catalunya

## 46. Delta del Ebro

En la fachada de la iglesia de Xerta está registrada la variación de la altura del nivel del río desde 1617 hasta la actualidad. La mayor altura corresponde a la riada de 1787.

### EVOLUCIÓN TEMPORAL DEL DELTA DEL EBRO



Modificado de Canicio e Ibáñez (1999)



# CUENCA ALTA DEL RÍO MANZANARES

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

Esta reserva de la biosfera se ubica en el sistema Central y forma parte de la sierra de Guadarrama. Su altura máxima está representada por el Pico Cabeza de Hierro con 2.383 m de altitud. Es una de las pocas zonas naturales, cercanas a la ciudad de Madrid, que presenta una amplia variedad de ecosistemas bien conservados. Su clima es mediterráneo y está altamente condicionado por la orografía y la altitud. Su vegetación está constituida por encinares, fresnedas, bosques de ribera, robledos, pinares y piornales, entre otras especies típicas de los roquedos y zonas húmedas.

Se observa la presencia de endemismos ibéricos como la rana patilarga y el sapo partero, así como la presencia del galápago europeo y de aves como el buitre leonado, el águila imperial y diversas aves migratorias que se concentran en el embalse de Santillana. También existe una buena representación de invertebrados y mamíferos. Actualmente, el principal aprovechamiento económico se corresponde con la ganadería tradicional, el desarrollo de las actividades recreativas y el turismo.

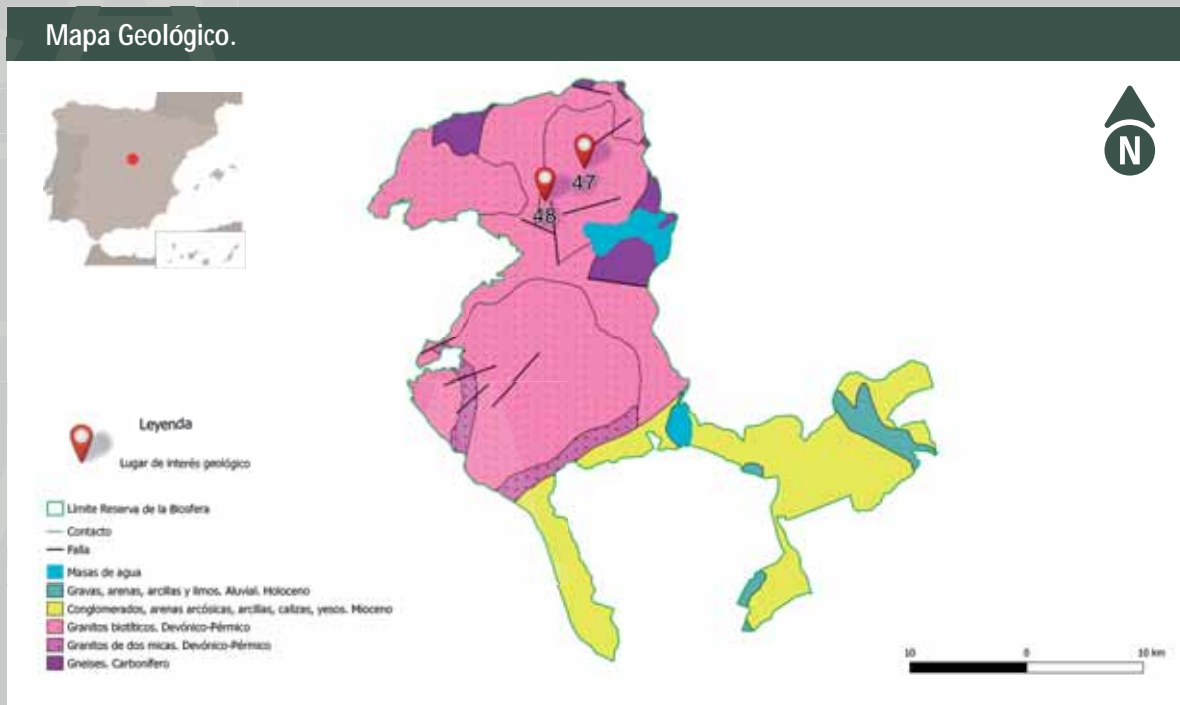
## CONTEXTO GEOLÓGICO.

En el entorno de la reserva de la biosfera se diferencian dos ámbitos geológicos diferentes, separados por la falla de Torreldones-Colmenar Viejo. El sector norte está representado por rocas graníticas, que configuran La Pedriza, y por las rocas metamórficas de Cuerda Larga-Embalse de Santillana. En la zona sur afloran materiales paleógenos constituidos por los sedimentos que rellenan la depresión de Madrid.

Las rocas graníticas del sistema Central se formaron durante la orogenia Varisca, durante el Carbonífero, hace entre 345 y 280 millones de años, y se emplazaron entre rocas más antiguas, del Paleozoico. Mientras los esfuerzos tectónicos generaban los relieves orogénicos que provocaban el retroceso del mar, las rocas primitivas se deformaron y sufrieron procesos metamórficos, hasta su transformación en gneises. Las montañas formadas durante esta orogenia fueron sometidas a la erosión, durante más de 200 millones de años, hasta que en el Cretácico la zona central de la península Ibérica volvió a ser inundada por el mar.

Fundamentalmente durante el Oligoceno- Mioceno inferior (34-16 millones de años aproximadamente) los esfuerzos tectónicos provocados por el choque entre las placas Ibérica y Africana, asociados a la orogenia Alpina, fueron los responsables de edificar la alineación montañosa actual. Durante el Mioceno, la erosión de los nuevos relieves alpinos provocó la acumulación de materiales en las zonas más bajas, rellenando una gran cubeta existente con los sedimentos procedentes de los sistemas montañosos del entorno. Hace unos tres millones de años, durante el Plioceno, se inició la incisión hídrica que acabó configurando la actual red fluvial.

## Mapa Geológico.



# LA PEDRIZA DEL MANZANARES

Las rocas curiosas de Madrid.

La Pedriza del Manzanares es un museo al aire libre acerca del modelado de una roca muy especial, el granito. ¿Qué factores condicionan este modelado tan curioso? La historia geológica de La Pedriza del Manzanares se remonta al Carbonífero, hace 310 millones de años, cuando enormes masas de material fundido procedentes de la parte profunda de corteza terrestre ascendieron hacia la superficie. Cuando este material se enfrió, el resultado fue una masa de roca llamada granito formada por varios minerales: el cuarzo, dos tipos de feldspatos, la ortosa y la plagioclasa, y por varios tipos de micas, la moscovita (mica blanca) y la biotita (mica negra).

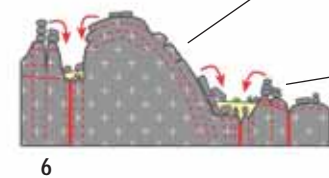
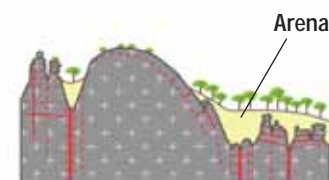
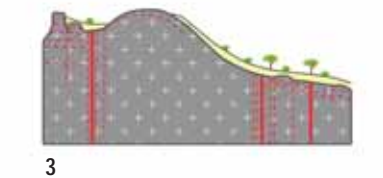
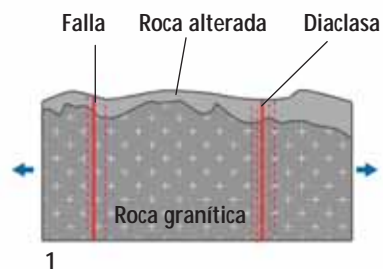
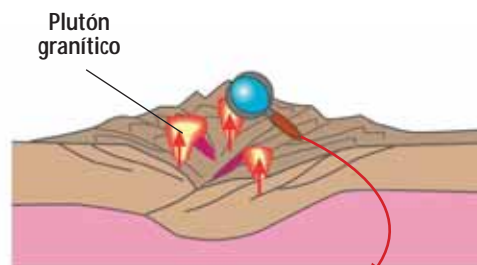
Hay varios factores que condicionan el modelado de La Pedriza del Manzanares. Uno de ellos es la existencia de fallas y diaclasas, que se producen asociadas a los procesos de formación de montañas (orogénias). Como vemos en la ilustración, la existencia de estos diferentes planos de debilidad en la roca condiciona el progreso de la erosión. Las fracturas verticales dan lugar a crestones y las curvas generan domos o lanchares. La predominancia de un mineral u otro en el granito también es importante ya que cada mineral presenta diferente resistencia ante la erosión. El cuarzo es el más resistente y la biotita el menos. Así, los domos, crestones y berrocales se forman en donde la biotita es escasa o no aparece. La textura de la roca y la forma y tamaño de los cristales también condicionan el paisaje final.

Además, se dice que el paisaje de La Pedriza es un "relieve heredado". ¿Qué significa esto? Resulta que el modelado del granito ocurrió hace varios millones de años, no ahora, sino bajo condiciones climáticas más húmedas y cálidas que las actuales. Así, los granitos erosionados se fueron convirtiendo en arena (en amarillo en la ilustración) que cubrió a los que estaban sin alterar. El enterramiento acelera la alteración de la roca fresca, ya que la arena mantiene la humedad y el calor. Cuando las lluvias actuales limpian la arena, dejan a la vista estas caprichosas formas de erosión granítica. Hoy en día, los procesos químicos y físicos de retoque de este modelado todavía continúan afectando a los granitos.

# MANZANARES

## 47. La Pedriza del Manzanares

La Pedriza es la primera escuela de escalada de la Comunidad de Madrid, tiene casi 1.000 vías de escalada de todas las dificultades.



Domo



Berrocales



Fotos: L. Carcavilla.



# MORFOLOGÍAS FLUVIALES EN LA CUENCA ALTA DEL MANZANARES

## Los agujeros del río.

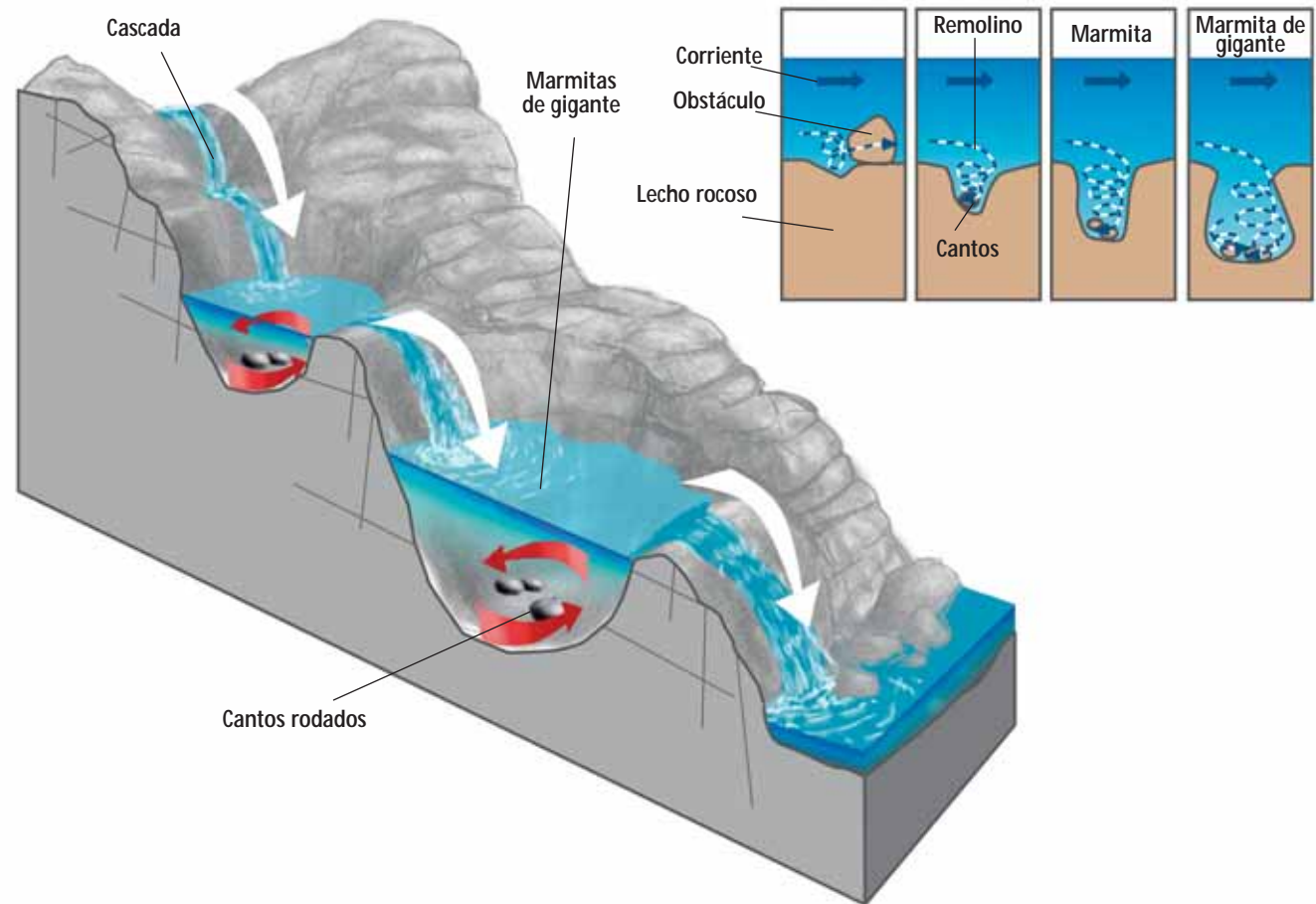
El río Manzanares nace en las cumbres de la sierra de Guadarrama (Guarramillas, 2.160 m) y forma parte de la cuenca del río Tago. El curso de este río se encaja en las líneas de fractura que presentan las rocas graníticas que éste atraviesa a lo largo de su recorrido. De esta manera, en su primer tramo, el río fluye en un cauce estrecho flanqueado por berrocales; cuando desciende a los 1.300 m de altitud se encajona y da lugar a pozas y hoyas, poco antes de entrar en la Garganta Camorza; después, el curso sigue hasta la zona de El Tranco donde se desvía para llegar al casco urbano de Manzanares el Real.

A lo largo del recorrido del río la acción erosiva de las aguas sobre los materiales graníticos origina singulares barrancos y valles y, a menor escala, un buen número de pozas, charcas y gargantas. En la cabecera del río Manzanares, esto es, en su curso alto, hay una fuerte pendiente. La estrategia del río para sortear este desnivel es la formación de impresionantes cascadas donde las aguas discurren muy rápidas. Bajo las cascadas, se originan unas formas redondeadas llamadas marmitas de gigante, las que se explican en la ilustración. Se trata de una de las formaciones erosivas más curiosas que se producen en los cursos altos de los ríos. Son depresiones cilíndricas excavadas sobre el sustrato rocoso del fondo del río. ¿Cómo se originan estos agujeros que a veces tienen más de un metro de diámetro? Es, como decimos, una forma erosiva que se genera por la presencia en el cauce de trozos de roca que se quedan encerrados en una parte del cauce del río. Normalmente, aparecen bajo las cascadas, que es donde el agua presenta la energía suficiente para excavar una pequeña hondonada inicial en el cauce. Los trozos de roca encerrados en la hondonada, no pueden ser arrastrados aguas abajo por la corriente de agua y entonces, gracias a los remolinos que crea la corriente tras atravesar la cascada los trozos de rocas comienzan a dar vueltas. Al girar, estos cantos rodados van poco a poco golpeando y perforando la roca del subsuelo. Es ese continuo efecto de taladro el que origina la marmita de gigante. La roca "perforadora" a medida que realiza su labor se va redondeando y termina también rompiéndose en pedacitos que son finalmente arrastrados por la corriente.

# ZANARES

## 48. Morfologías fluviales en la cuenca alta del Manzanares

El Manzanares era conocido antiguamente como Guadarrama pero en el siglo XVII el Duque de Infantado le cambió el nombre y lo llamó igual que su principal señorío, el Real de Manzanares.



# SIERRA DEL RINCÓN

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Sierra del Rincón está ubicada entre las sierras de Ayllón y Somosierra, formando parte del Sistema Central, y se caracteriza por una orografía montañosa, surcada por los valles de Horcajuelo, la Hiruela, la Puebla y la depresión de Prádena-Montejo.

El clima es mediterráneo de montaña, destacan las formaciones de matorrales, pinares, robledales, pastizales, encinares y bosques de ribera, que definen el paisaje. Un buen ejemplo de ecosistemas bien conservados es el hayedo de Montejo. En esta reserva de la biosfera pueden localizarse ejemplares de águila real y calzada, azor y mamíferos como la nutria, tejón, corzo y jabalí.

La estructura del territorio queda marcada por el aprovechamiento de los recursos agrícolas y forestales, si bien, la actividad económica actual se basa en la ganadería extensiva y en la agricultura tradicional y, de forma incipiente, las propuestas recreativas y educativas y el turismo rural.

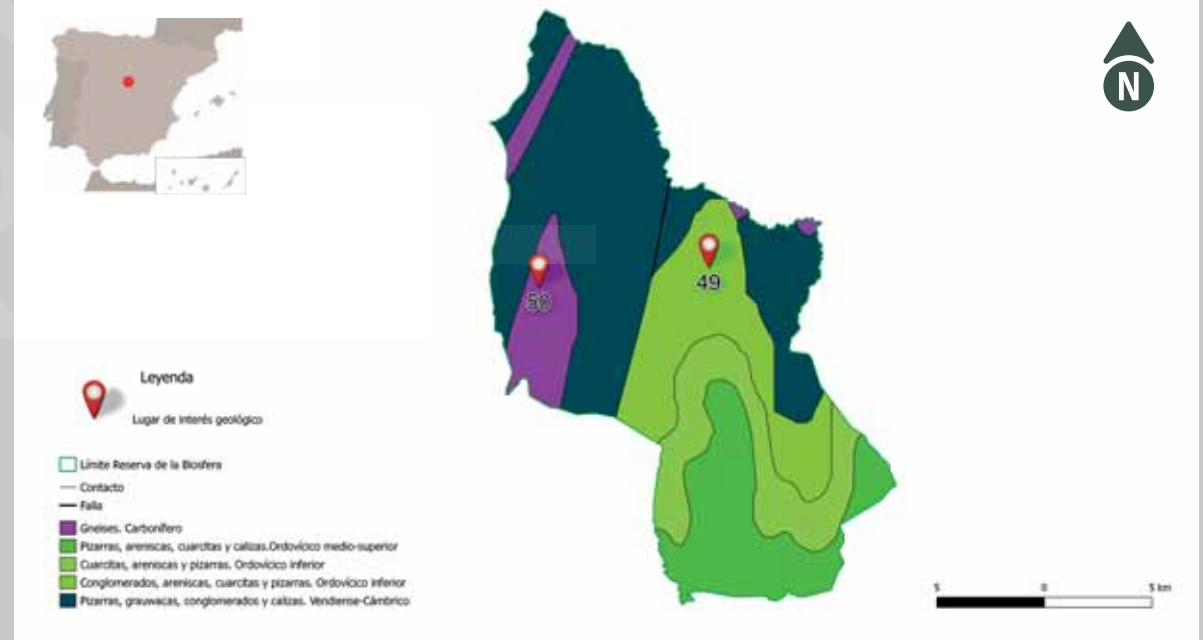
## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La edad de construcción del relieve actual del Sistema Central se produce en el Cenozoico (a partir del Eoceno, hace 56 millones de años), durante la formación de montañas denominada orogenia Alpina. Mediante este proceso se elevaron materiales que se habían sedimentado en un primitivo océano que inundaba la zona, hace unos 400 millones de años, durante la era Paleozoica. Asociadas al plegamiento, deformación y elevación de estos materiales se pueden observar interesantes estructuras generadas por la tectónica.

En el área se encuentran rocas metamórficas, procedentes de la transformación de las rocas originales que fueron sometidas a grandes presiones y temperaturas durante la orogenia. De esta manera, rocas sedimentarias que originalmente eran arcillas se transformaron en pizarras, y las areniscas se transformaron en cuarcitas. En la serie metamórfica, las rocas menos transformadas son las pizarras y las cuarcitas, mientras que los esquistos y los gneises representan el mayor grado de metamorfismo. En todas estas rocas se producen interesantes concentraciones de minerales que han sido explotados a lo largo de la historia.

Los principales afloramientos de esquistos y gneises se sitúan en las localidades de Montejo, Horcajuelo de la Sierra y Prádena del Rincón. Las cuarcitas constituyen los relieves de las cumbres de la sierra de la Puebla y su continuación hacia Montejo y Prádena; y las pizarras se observan en el término municipal de Puebla de la Sierra.

## Mapa Geológico.



# ZONA DE CIZALLA DE BERZOSA ENTRE MONTEJO Y EL CARDOSO

Las fuerzas de la Tierra.

En las carreteras que comunican Montejo de la Sierra con los pueblos de La Hiruela y El Cardoso se pueden observar unos excelentes cortes geológicos de la zona de cizalla de La Berzosa. Pero... ¿Qué se quiere decir con la zona de cizalla de La Berzosa? Se trata de una estructura relacionada con una de las fracturas más importantes del Sistema Central...

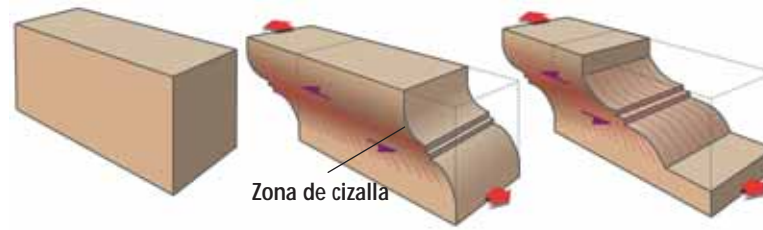
Resulta que hace 345-290 millones de años millones de años, durante el periodo de formación de una gran cordillera europea, esto es, durante la orogenia Varisca, la corteza europea se rompió por varios lugares dando lugar en superficie a grandes líneas de fracturas o fallas. La zona de falla de La Berzosa es una de ellas. Se formó hace 330 millones de años y aparece de norte a sur con un ancho de varios kilómetros. Su extremo norte está en Riaza, al norte de Somosierra, mientras que, su extremo sur, está cerca de Torrelaguna, y pasa por Berzosa del Lozoya. Lo que vemos en la carretera es solo una pequeña parte de la gran fractura, ya que, el tamaño real de la falla es de varios cientos de kilómetros. Lo que ocurre es que en su mayor parte esta zona de fracturas está cubierta por depósitos posteriores. Se puede decir que la zona de cizalla es una amplia zona de la falla en la que las rocas se han deformado bajo condiciones dúctiles y frágiles. Esto es, cuando se ejerce una fuerza sobre las rocas, en este caso la fuerza generada por la orogenia, a veces éstas se doblan (comportamiento dúctil) o se rompen (comportamiento frágil). Mientras la fuerza aplicada presente valores por debajo del límite de rotura de las rocas se producirá una deformación dúctil. Por encima de este límite las rocas se romperán y la deformación será frágil.

En las rocas de la zona de cizalla además se generan unas superficies muy finas llamadas foliación, que se pliegan según las direcciones de los esfuerzos que generan la cizalla. ¡Estas superficies las podemos observar en los cortes de la carretera!

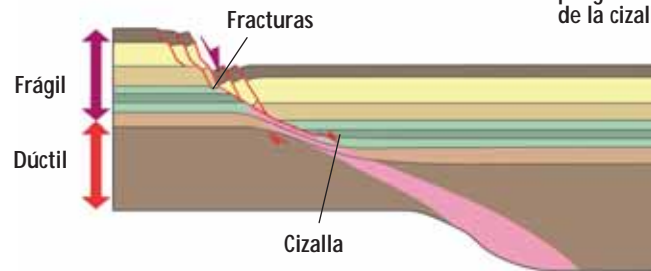
## 49. Zona de Cizalla de La Berzosa entre Montejo y El Cardoso

En Prádena del Rincón se encuentra el Jardín de Rocas de la laguna de El Salmoral, una exposición al aire libre que aporta las principales claves para entender la estructura geológica de la sierra.

Esquema de una zona deformada por cizalla en condiciones dúctiles:



1. Rocas no deformadas.
2. Rocas deformadas por esfuerzos de cizalla.
3. Generación de foliación: superficies muy finas que se pliegan según las direcciones de la cizalla.



Deformación "frágil" de las rocas más superficiales de la corteza. Deformación "dúctil" en zonas más profundas con mayor temperatura y presión.

Modificado de Ramsay (1980)



Afloramiento donde se observa la foliación asociada a la zona de cizalla de La Berzosa en la carretera de La Hiruela



Las minas de plata de Horcajuelo solamente se explotaron durante cuatro años, entre 1856 y 1860.

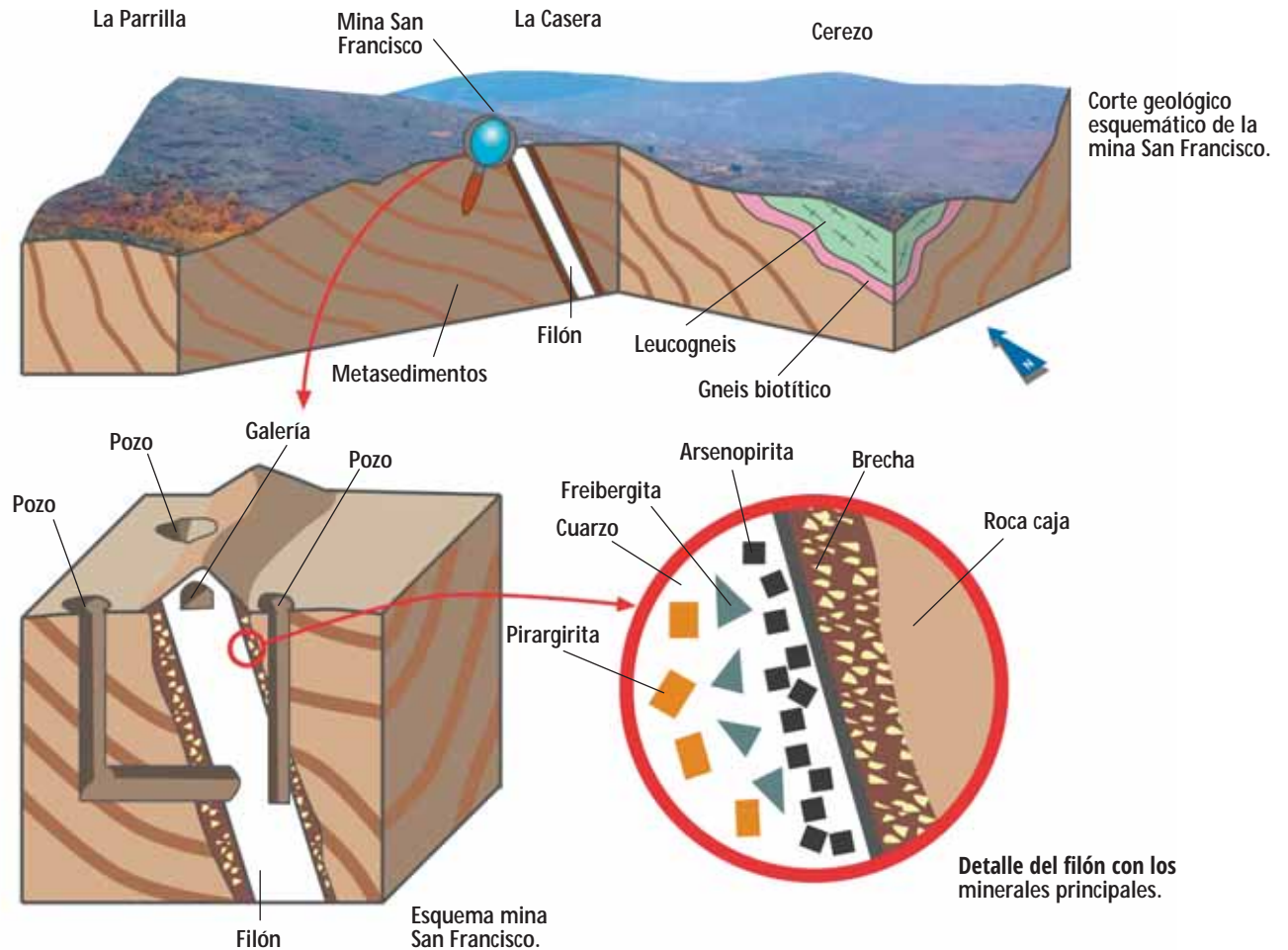
# MINERALIZACIONES DE LAS MINAS DE PLATA DE HORCAJUELO

Aquí sí hay plata.

Cerca de Horcajuelo de la Sierra, a dos kilómetros se localizan una serie de yacimientos minerales de plata que fueron explotados durante el siglo XIX. Las zonas de explotación más importantes, la mina San Francisco y el Pozo La Cazadora, estaban en el Cerro de la Parrilla a unos 1.400 m de altitud. Este conjunto minero está formado por al menos 3 pozos, una galería de escaso desarrollo y una voluminosa escombrera, que se distribuyen cerca de un filón de cuarzo de unos 10 metros de espesor y más de dos kilómetros de longitud.

El filón de cuarzo está encajado en rocas metamórficas: gneises, esquistos y cuarcitas. En las últimas etapas del proceso de formación de montañas denominado orogenia Varisca, se produjeron fracturas a lo largo de estas rocas metamórficas y a favor de estas fracturas circularon fluidos hidrotermales. Fluidos a altas temperaturas que son químicamente activos que proceden de zonas profundas de la corteza terrestre, donde existen focos de magma.

Resulta que fueron estos fluidos los responsables de la formación de los yacimientos minerales de plata. La temperatura de los fluidos se reduce con el tiempo y con la distancia al foco de calor. Así, a medida que se produce el enfriamiento del fluido, los elementos que lleva disueltos comienzan a solidificarse, esto es, a formar cristales progresivamente. Así, los primeros elementos en solidificarse y que, por lo tanto, aparecen en las zonas externas del filón, fueron el hierro y el arsénico. Éstos dieron lugar al mineral llamado Arsenopirita. Posteriormente, les siguió el cobre que produjo sulfosales y sulfuros como la Freibergita. Finalmente, fueron la plata y el antimonio los que generaron la Pirargirita en zonas más internas del filón. El sulfuro de plata (acantita) y la plata nativa (producto de alteración de las sulfosales), aparecen de manera muy esporádica, aunque su mera presencia también contribuye al interés mineralógico del yacimiento. ¡En Madrid hay Plata!





# MONFRAGÜE

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Monfragüe se sitúa en el centro de la provincia de Cáceres y abarca las sierras de las Corchueñas, Santa Catalina y la Serrana, y Serrejón. Entre estas sierras descienden encajonados los ríos Tajo y Tiétar que cortan unos crestones cuarcíticos formando las conocidas “portillas” o “saltos”. El paisaje de este ámbito se trata de una sucesión alineada de crestas y valles, en forma de punta de flecha; se llama paisaje de tipo apalachiano.

La vegetación principal es la dehesa, alternada con extensiones de alcornoques y encinares, y con un sotobosque mediterráneo de jarales y brezales. Destacan las aves como el águila imperial ibérica, los buitres negro y leonado y la cigüeña negra. También aparecen ciervos, corzos y jabalís, e incluso el lince ibérico.

Monfragüe presenta valores históricos y culturales significativos, como las pinturas rupestres de la cueva del Castillo, los vestigios celtas en Miravete y la arquitectura gótico-renacentista. Tradicionalmente, ha sido un lugar donde se han desarrollado actividades como la ganadería, la agricultura, la apicultura o la extracción de corcho. Actualmente, el turismo es la principal actividad gracias al alto grado de conservación de sus ecosistemas.

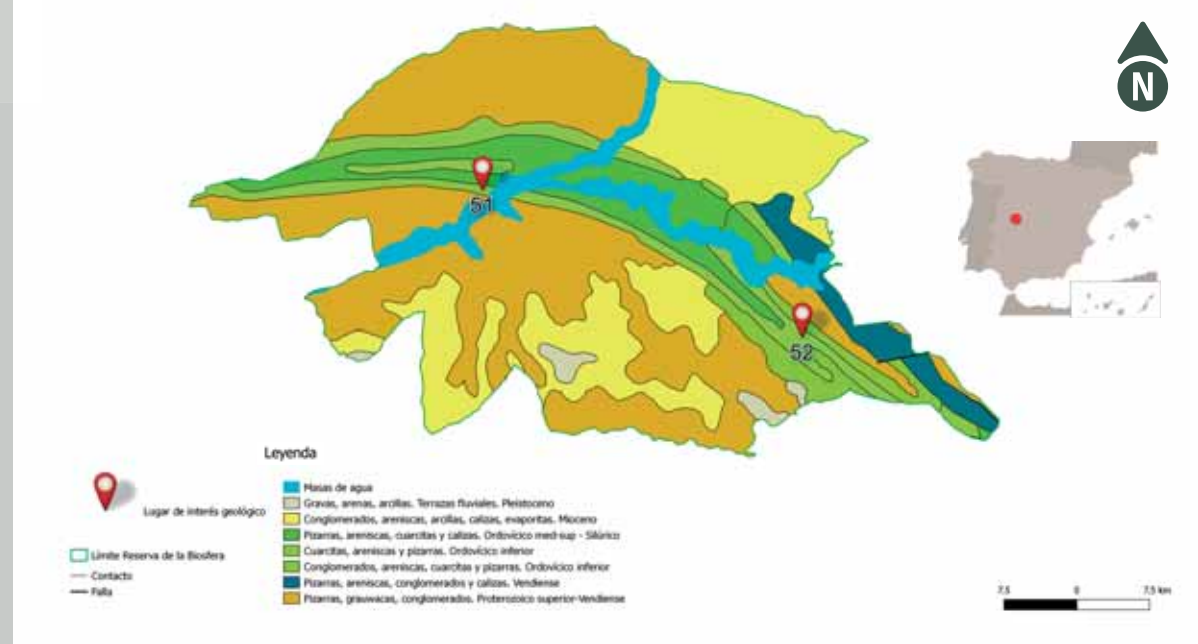
## CONTEXTO GEOLÓGICO.

Las rocas de Monfragüe datan de hace más de 500 millones de años, del Paleozoico, cuando la reserva de la biosfera estaba cubierta por el mar. En ese fondo marino se fueron depositando arcillas, limos y arenas que a lo largo de millones de años, dieron lugar, después de su metamorfismo, a las pizarras que guardan restos de la fauna marina de aquella época y a las capas cuarcíticas del interior del sinclinal de Monfragüe, respectivamente.

Mediante el proceso de generación de montañas denominado orogenia Varisca, los materiales marinos paleozoicos se elevaron, deformaron y fracturaron. Produciéndose durante el Carbonífero inferior, hace unos 315 millones de años, la deformación principal. Este proceso tectónico forzó la verticalización del flanco sur del sinclinal de Monfragüe, y se crearon los crestones característicos del lugar, los que configuran las cuarcitas del Salto del Gitano. Desde hace 300 millones de años hasta el inicio del Cuaternario, incluyendo la orogenia Alpina, se generaron nuevas deformaciones y roturas, organizando nuevas estructuras tectónicas sobreimpuestas a las anteriores.

Los materiales más antiguos de Monfragüe son del Precámbrico de hace unos 650 millones de años. El afloramiento de éstos y, especialmente el contacto discordante con los materiales paleozoicos superpuestos, se pueden observar en muy pocos puntos de la península Ibérica.

## Mapa Geológico.



# SINCLINAL DE MONFRAGÜE

Lo que esconde el paisaje.

El paisaje de Monfragüe se caracteriza por la existencia de una sucesión de crestas dibujadas por unos materiales llamados cuarcitas, los materiales más resistentes de esta zona; y de valles, donde aparecen las pizarras, los materiales más fácilmente erosionables. Este paisaje está condicionado por el sinclinal de Monfragüe, una estructura geológica, pero... ¿Qué es un sinclinal?

Si hiciéramos un corte transversal al terreno para ver lo que tenemos en el subsuelo, como representa la ilustración, veríamos una estructura geológica plegada cuya concavidad se dirige hacia arriba. En esta estructura las rocas más modernas se encuentran en la parte interior de la zona cóncava mientras que las más jóvenes aparecen en la exterior. Las personas geólogas llaman a esta estructura geológica plegada sinclinal. Cuando el proceso ocurre al revés lo llaman anticlinal.

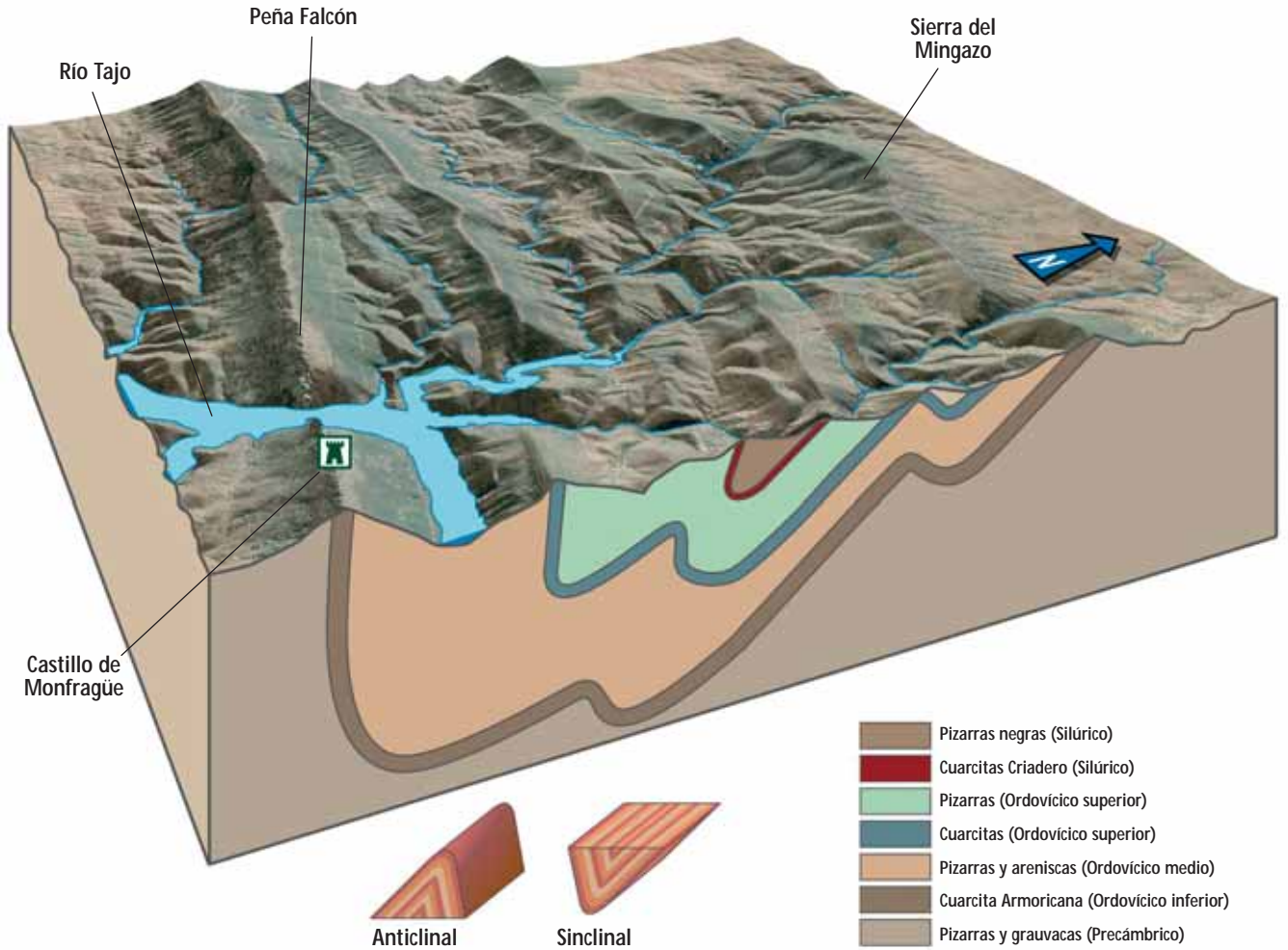
Las capas plegadas originalmente eran horizontales, después se deformaron y finalmente dieron lugar al sinclinal. La intensa deformación de estas rocas se produjo durante el Carbonífero Inferior, hace unos 315 millones de años, gracias al proceso de formación de montañas denominado orogenia Varisca.

El sinclinal de Monfragüe se caracteriza por su asimetría. Esto es, el flanco sur del pliegue es casi vertical y el norte, en cambio, es mucho más tendido. Debido a esto, en la zona del flanco sur, en la superficie, se desarrollan grandes crestones (roquedos) como es el caso del Salto del Gitano (Peña Falcón). Por el contrario, en la zona del flanco norte, al estar la estructura más tendida, el relieve en superficie se trata de "cuestas en graderío", como las que vemos en el Puerto de La Serrana. ¡Está claro que las estructuras del subsuelo condicionan nuestro paisaje! ¡Quién lo hubiera pensado!

# RAGÜE

## 51. Sinclinal de Monfragüe

Peña Falcón o "el Salto del Gitano" es una mole de cuarcita sobre el Río Tajo. Una de las rocas parece un guardia civil... Aquí comienza la leyenda del "Salto del gitano".



Basado en Gumiel *et al.* (2010)



# RESTOS Y HUELLAS DE PALEOFAUNA

## La antigua vida marina.

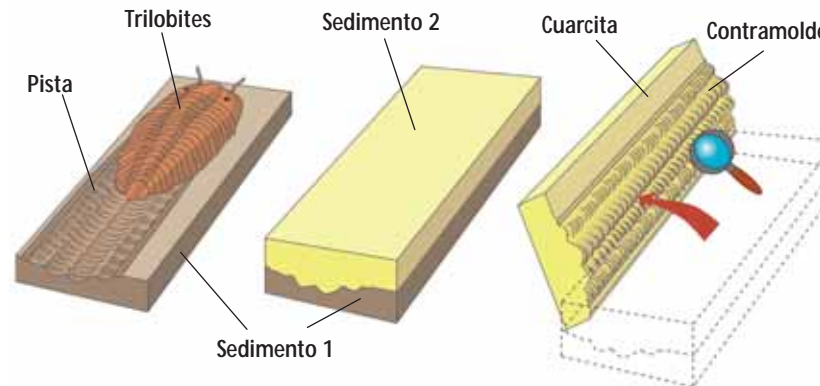
Las rocas de Monfragüe nos hablan acerca de la vida de los fondos marinos del Paleozoico inferior, hace 500-410 millones de años. En ellas se pueden encontrar restos fósiles de antiguos animales marinos como los trilobites y los graptolitos y además, las marcas dejadas por los primeros en el sedimento, las cruzianas.

Los trilobites eran unos antiguos artrópodos marinos. Al morir, sus restos se quedaban en el fondo del mar. De todos los restos, solo unos pocos quedaban enterrados y así podían fosilizar. Sin embargo, las huellas de su actividad, las cruzianas, sí que han quedado muy bien preservadas en las rocas de esta zona. ¿Cómo se han formado las cruzianas? ¿Cómo han llegado hasta nosotros? Resulta que los trilobites se desplazaban sobre los sedimentos del fondo del mar y dejaban marcas alargadas sobre ellos, el testigo de su movimiento. Se trata de unos surcos en los que aparecen finas estriaciones oblicuas en forma de "V". Estas estriaciones fueron excavadas por sus apéndices al rozar el sedimento. Posteriormente, la capa con las marcas se tapó con sedimentos arenosos, ya estaban listas para fosilizar. La fosilización de las marcas se produjo mediante procesos químicos y físicos (compactación, cementación, etc.). Esto es, el proceso que da lugar a que las arenas se transformen en cuarcitas y las marcas, en icnofósiles. Finalmente, como vemos en la ilustración, el efecto de las fuerzas tectónicas que generan las montañas, voltearon las capas rocosas poniendo a la vista los moldes de la excavación hecha por los trilobites.

Otras rocas donde podemos encontrar restos fósiles son las pizarras negras del Silúrico inferior, de hace unos 430 millones de años. En ellas aparecen los graptolitos. Se trata de fósiles de animales marinos coloniales. Su nombre viene del griego graptos, que significa "escrito" y lithos que significa "piedra" ya que muchos fósiles de graptolitos se asemejan a ciertos jeroglíficos. Se presentan, generalmente, como líneas dentadas de color blanco en la superficie de las pizarras negras. Los graptolitos eran animales que vivían flotando lejos de la costa, al morir, se enterraron en los sedimentos de las aguas profundas que tras procesos de transformación química y físicos dieron lugar a las pizarras negras.

## 52. Restos y huellas de paleofauna

¡Ojo! Infracción grave: "la alteración de yacimientos de interés mineralógico o paleontológico, así como la comercialización de fósiles y especies minerales de interés científico" Ley de Conservación de la Naturaleza de Extremadura.



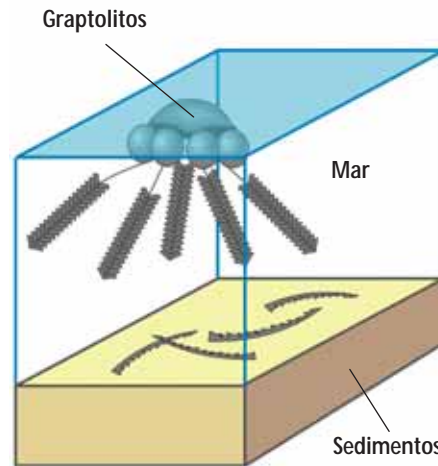
1. Pista longitudinal dejada por el trilobites al desplazarse.

2. La capa con las pistas es cubierta con sedimentos arenosos.

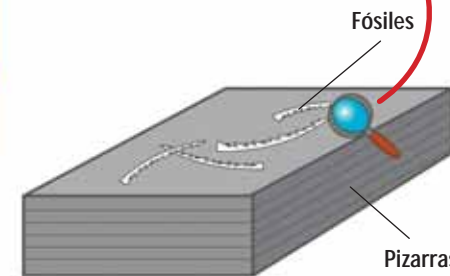
3. Transformación de las arenas en cuarcitas. Inversión de la capa por efecto de la tectónica. Vista de los contramoldes de las pistas dejadas por los trilobites.



Ejemplo de Cruziana.



Reconstrucción hipotética



Graptolitos



# TRANSFRONTERIZA TAJO-TEJO INTERNACIONAL

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

Reserva de la Biosfera Tansfronteriza Tajo - Tejo Internacional está situada en la región occidental de la península ibérica, compartida entre España y Portugal, y tiene como eje principal el curso del río Tajo. Se trata de un área de baja altitud pero de relieve escarpado como consecuencia del encajamiento del Tajo y sus afluentes.

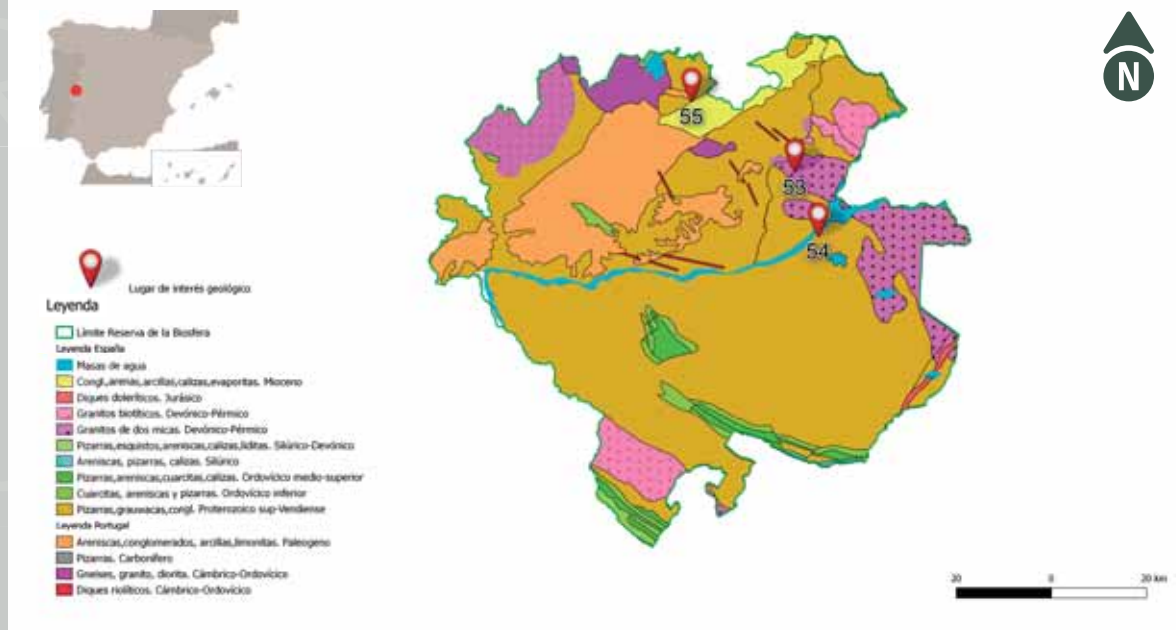
La vegetación está compuesta principalmente por la encina y alcornoque, así como abundantes manchas de matorral, que se alternan con áreas cultivadas, extensos pastizales y formaciones adehesadas. Destacan diferentes especies de orquídeas, algunas endémicas, o el lirio amarillo. La fauna es típicamente mediterránea, entre las especies más relevantes se pueden citar el águila imperial ibérica, el águila perdicera, la cigüeña negra, el buitre negro, el alimoche, el cernícalo primilla, la avutarda, el sisón, la nutria, el lagarto verdinegro, los galápagos leproso y europeo y la rana patilarga, además de peces propios de los ríos mediterráneos.

La población es escasa y se concentra en pequeños o medianos núcleos de características marcadamente rurales. La actividad mayoritaria del territorio es ganadera y forestal, razón por la cual existe una importante cabaña, sobre todo ovina, bovina y porcina, que constituye la base de la economía local, junto con otras explotaciones tradicionales, como la extracción del corcho, la miel y el cultivo de cereales.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La reserva de la biosfera está situada geológicamente dentro del macizo Ibérico. La mayoría de las rocas que la componen son bastante antiguas, del Precámbrico, de hace no más de 650 millones de años. En aquel tiempo gran parte de la reserva de la biosfera era un mar. De esta época, provienen las grandes extensiones de pizarras que se ven en el paisaje. Hace aproximadamente 326 millones de años, durante el Carbonífero, las fuerzas originadas por un choque de placas, la orogenia Varisca, generó las montañas actuales. Asociadas a los esfuerzos a los que fueron sometidos las rocas se crearon estructuras como la falla de Ponsul en Portugal. Al final de la orogenia Varisca, se emplazaron grandes masas de magma en la corteza terrestre que tras su enfriamiento y cristalización dieron lugar a los plutones graníticos, como el de Cabeza de Araya. A partir de ese momento, las montañas se vieron sometidas a procesos de erosión que determinaron su actual forma de suaves relieves, esto es, la penillanura. Relativamente recientemente, hace 10 millones de años, estos relieves fueron modelados por los movimientos de elevación producidos mediante la orogenia Alpina. Además, sobre la penillanura, discurren ríos tan importantes como el Tajo, cuyo efecto erosivo deja paisajes tan espectaculares como el profundo "entallamiento" en Alcántara.

## Mapa Geológico.



# GRANITO DE CABEZA DE ARAYA

## Las rocas ascendentes.

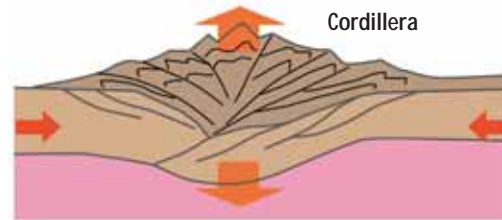
En las canteras situadas al norte de Piedras Albas y Alcántara se pueden observar unas rocas llamadas granitos que se explotan como roca ornamental. Esta variedad de granito es conocida comercialmente como Rosa Alba y se caracteriza por tener un mineral que se llama Cordierita y grandes cristales de otro mineral, el feldespato potásico. Estos granitos proceden del plutón de Cabeza de Araya. ¿De qué se trata?

Un plutón es una masa de magma que procede de grandes profundidades y se ha abierto paso entre las rocas que tenía por encima, enfriándose y cristalizando paulatinamente antes de llegar a la superficie. Este plutón presenta una forma alargada en la dirección NO-SE. Pero... ¿cómo se ha formado?

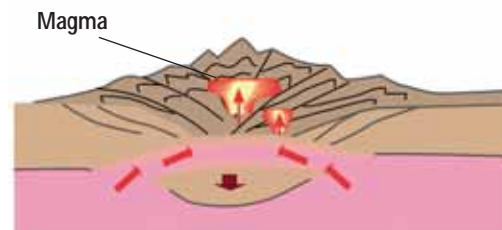
Resulta que durante el Carbonífero, hace unos 359 millones de años, se produjo la llamada orogenia Varisca, que es un evento geológico relacionado con una colisión de placas de la corteza terrestre que dio lugar a la formación de montañas. Mediante este proceso las rocas se deformaron, se plegaron y se apilaron de manera que la corteza terrestre se engrosó, tal y como vemos en la ilustración. Al final de la orogenia Varisca, hace entre unos 330 y los 290 millones de años, se produjo la fusión de parte de la corteza terrestre y la subsiguiente formación de grandes volúmenes de magma, los plutones. Éstos ascendieron desde zonas profundas de la Tierra hasta, aproximadamente, los 10 kilómetros de profundidad. Allí, los magmas se enfriaron poco a poco y cristalizaron formando varios tipos de minerales. Los minerales más comunes que aparecen en estas rocas son el cuarzo, el feldespato y la mica. La erosión posterior de estos relieves ha permitido ver aflorar en la superficie a estos plutones cuyo origen fue subterráneo. Por tanto, se puede decir que el granito de Cabeza de Araya es en realidad un antiguo magma enfriado y expuesto en la superficie ¡vaya lujo!

## 53. Granito de Cabeza de Araya

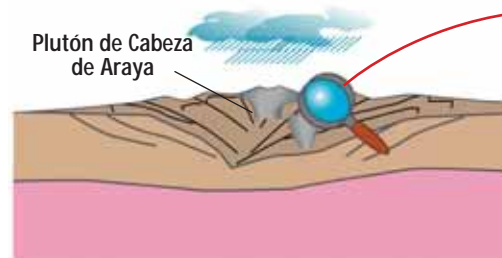
En los alrededores de Piedras Albas las rocas graníticas se han utilizado como tumbas ancestrales, son los casos del Canchal de los Dos Ojos o de Peña Buraca.



1-Engrosamiento de la corteza terrestre, durante la orogenia Varisca.



2- A finales de la orogenia Varisca, formación de cuerpos de magma llamados plutones, por fusión parcial de la corteza terrestre.



3- Las rocas graníticas procedentes del enfriamiento y cristalización del Plutón de Cabeza de Araya, afloran por la erosión de los relieves.



Canchal de los Dos Ojos o Peña Buraca. (Foto Ayto. Piedras Albas).



Cantera de granito de Alcántara. (Foto J. Tostado)



Minerales principales del granito: Cuarzo, feldespato y micas (foto: A.Martinez).



# VALLE ENCAJADO DEL TAJO

Un río excavador.

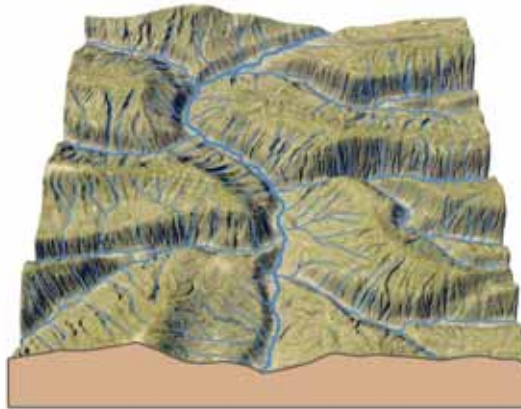
El río Tajo en su recorrido por el área de la reserva de la biosfera forma un valle encajado. Este valle es por tanto una estrecha y profunda entalladura que cruza de lado a lado la penillanura cacereña. Es por esta razón que se construyó el formidable puente de Alcántara, que con más de 30 m de altura, salva un centenar de metros sobre el río. Este puente fue construido por los romanos, en los años 103-104 D.P. Esto nos indica que el paisaje ya era como lo vemos en la actualidad. ¿Y antes?

Parece ser que no, este paisaje extremeño ha ido cambiando a lo largo de la vida de la Tierra. Durante el Precámbrico y el Paleozoico, hace más de 500 millones de años, se formaron las rocas que conforman este territorio. Más tarde, hacia el final del Paleozoico, hace unos 300 millones de años, se formaron los relieves de un antiguo macizo. Estos relieves son el resultado de un proceso de formación de montañas relacionado con choques de placas de la corteza terrestre llamado orogenia Varisca. Más tarde, durante el Mesozoico, hace 252-66 millones de años, los antiguos relieves fueron erosionados por una serie de ríos que vertían hacia el Mediterráneo.

De esta manera, se configuró una gran penillanura. Y es que los ríos que divagaban por la superficie iban aplanando la tierra firme favorecidos por la acción de un clima subtropical que disgregaba las rocas y propiciaba el desarrollo de potentes suelos. La erosión de los suelos era claramente más fácil que la de las rocas, así, los ríos consiguieron igualar el terreno y dejar una amplia llanura, casi uniforme. Durante el Terciario, el período comprendido entre hace 66 y 2,6 millones de años, se produjo otro proceso de formación de montañas llamado orogenia Alpina. Debido a este proceso la penillanura se combó. Mientras unas zonas se elevaron, otras se hundieron y se rellenaron con nuevos sedimentos. Sobre esta penillanura discurre actualmente el río Tajo que desemboca en el Atlántico. La cercanía de su nacimiento a su desembocadura, hace que el río tenga un gran poder erosivo y que por lo tanto tiende a encajarse en las rocas que atraviesa. ¡Por eso tuvieron que construir un puente los romanos!

## 54. Valle encajado del Tajo

El puente de Alcántara es inusualmente alto para salvar las crecidas del Tajo que antes de la construcción de la presa de Alcántara, a mediados del S. XX, alcanzaban grandes alturas.



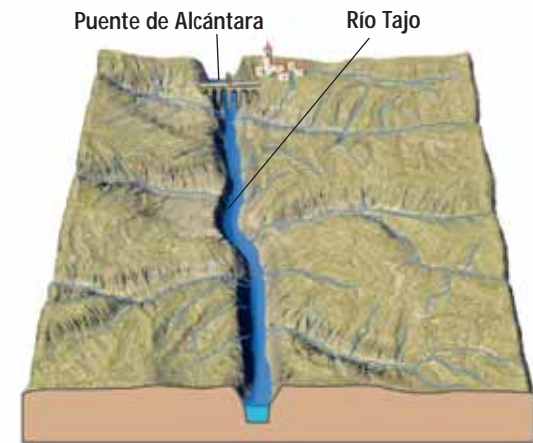
1- Erosión fluvial de los antiguos relieves de la orogenia Varisca. Se forma una red de drenaje compleja.



2- Formación de la Penillanura, debida a la erosión continuada de los ríos.



3- Proceso de encajamiento del Tajo sobre la penillanura.



4- En la actualidad, el río Tajo forma un valle encajado. El puente de Alcántara fue construido por los romanos para salvar la profunda y estrecha entalladura del Tajo.



# FALLA DO PONSUL

Una falla que nos une.

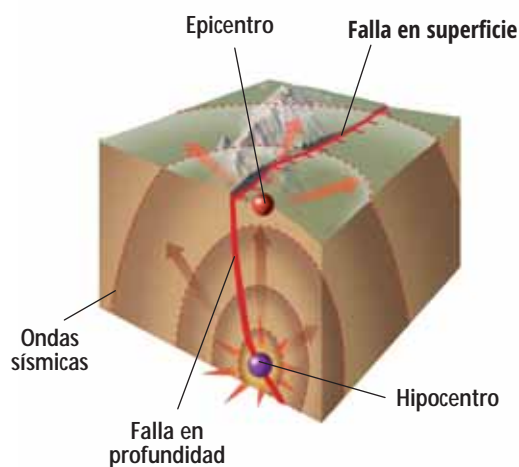
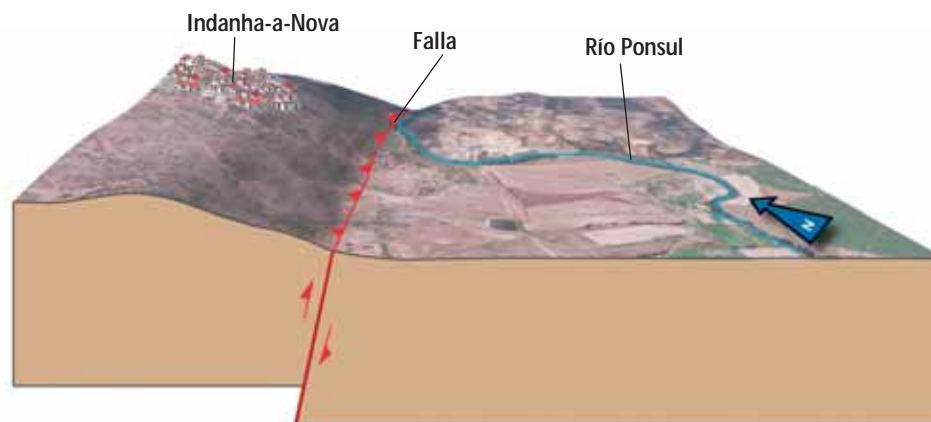
La falla del río Ponsul es un importante accidente tectónico del macizo Ibérico, que se extiende entre Portugal y España y alcanza una longitud total de aproximadamente 120 km. En el paisaje se traduce en un gigantesco escalón que determina la serranía de Arneiro, el escarpe de Indanha-a-Nova y las serranías de Penha Garcia-Monfortinho. ¿Cómo se ha formado?

Resulta que la falla de Ponsul es una estructura tectónica con más de 300 millones de años, que se produjo mediante los esfuerzos a los que estuvieron sometidas estas rocas durante el final de un proceso de formación de montañas relacionado con movimientos de placas de la corteza terrestre llamado orogenia Varisca. En origen la falla do Ponsul fue una falla de desgarre izquierdo, esto es, una fractura del terreno que presentaba un movimiento horizontal de alrededor de 1,5 km hacia la izquierda. Sin embargo, hace casi 10 millones de años, nuevos esfuerzos producidos por la orogenia Alpina, reactivaron la falla. Esta vez, los esfuerzos fueron de compresión y la falla pasó a comportarse como una falla inversa, en la que el movimiento es en la vertical y el bloque superior se mueve respecto al inferior, como vemos en la ilustración. De esta forma, el bloque elevado se corresponde con Indanha-a-Nova que se sitúa sobre la penillanura por la que discurre el río Ponsul.

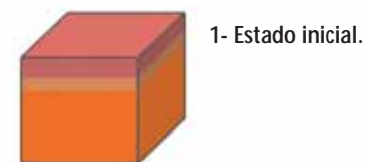
Pero aquí no termina la historia, ya que la falla de Ponsul es una falla activa, que podría provocar un terremoto en un futuro cercano esto es, vibraciones en el terreno provocadas por una liberación brusca de energía. Esta liberación de energía es consecuencia de los esfuerzos que la falla soporta. El punto en el cual se detecta el terremoto en la superficie se llama epicentro y el punto donde se produce el terremoto en cambio se denomina hipocentro. Las fallas, son responsables de terremotos tan devastadores como el que se vivió en Lisboa en 1755, ¡que se sintió en casi toda la Península!

## 55. Falla do Ponsul

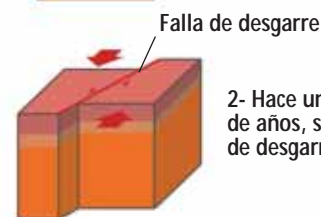
Estudios científicos han calculado que pueden esperarse terremotos en la falla de Ponsul de magnitud 7,0 en la escala de Richter con intervalos de ocurrencia desde 30.000 a 9.000 años.



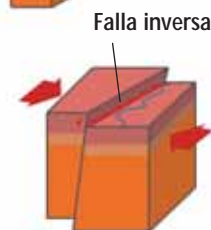
Esquema del funcionamiento de un terremoto



1- Estado inicial.



Falla de desgarre  
2- Hace unos 300 millones de años, se origina la falla de desgarre.



Falla inversa  
3- Hace unos 10 millones de años, la falla actúa como falla inversa debido a fuerzas compresivas.



# ÁREA DE ALLARIZ

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Área de Allariz coincide con una cuenca de fondo plano, situada a una altitud media de 600 m, rodeada por un reborde montañoso del que destaca el macizo granítico de Allariz.

La ubicación en una zona de transición biogeográfica entre las regiones mediterránea y atlántica, proporciona al Área de Allariz una importante biodiversidad, sobresaliendo tres unidades de alto valor ecológico: las veigas, terrenos enclavados en las márgenes del canal de Antela y del río Limia, con vegetación herbácea y de matorral; las touzas, mosaico de prados o cultivos separados por manchas arboladas; y las sebes, bosquetes mixtos de robles y melojos. Son comunes especies de aves como la cigüeña, la garza o el martín pescador, así como muchas aves rapaces. Entre los mamíferos sobresalen el lobo, el corzo y la nutria, y destacan variadas especies de anfibios.

El Área de Allariz también mantiene prácticas tradicionales que favorecen la conservación del entorno y un importante patrimonio cultural, como el magnífico Conjunto histórico-artístico de Allariz.

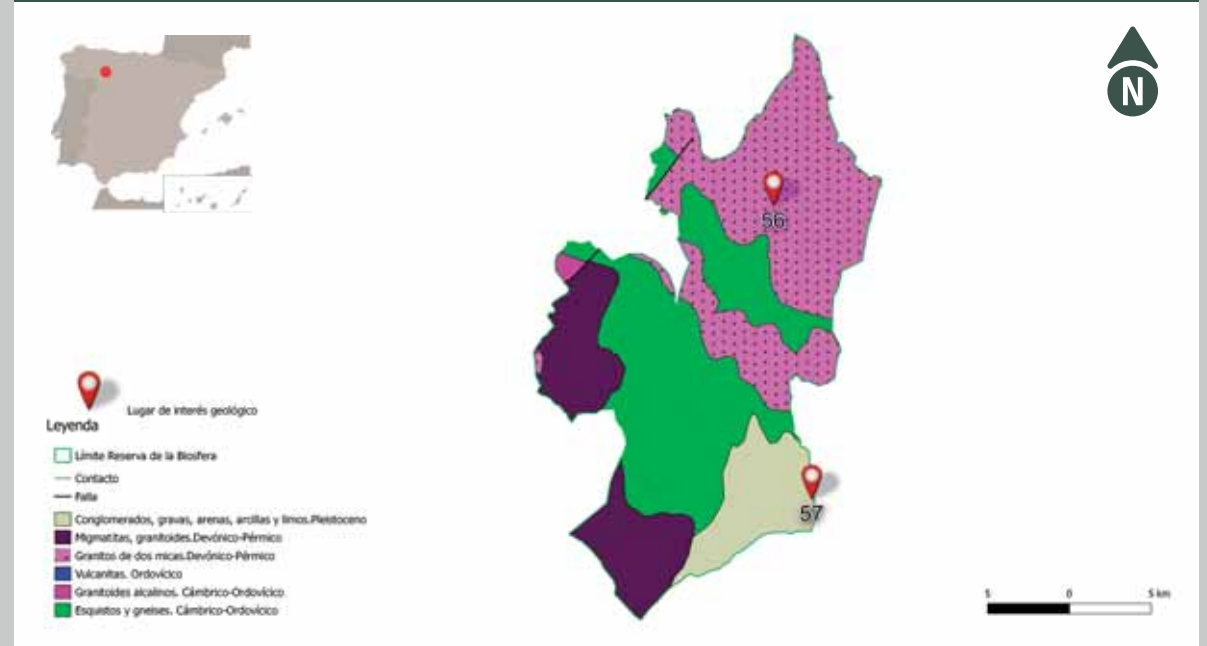
## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La Reserva de la Biosfera Área de Allariz se ubica en la zona Centroibérica del macizo Ibérico, un extenso conjunto de rocas, plegadas y fracturadas por el proceso de formación de montañas denominado la orogenia Varisca, que cubren casi la mitad de la península.

En su día constituyeron una gran cordillera, pero la enorme erosión sufrida durante, aproximadamente 250 millones de años, acabó arrasando sus relieves. Posteriormente el ciclo orogénico Alpino volvió a afectar a estos materiales, configurando los grandes rasgos del paisaje.

El relieve de la Reserva de Allariz presenta una zona montañosa, formada por una amplia variedad de rocas graníticas y metamórficas paleozoicas de 600 a 250 millones de años. A pesar de la variedad de rocas, en su conjunto se configura un único macizo rocoso. Allariz también incorpora una perfecta llanura en la cota de los 615-630 m, formada por materiales acumulados durante el cuaternario en el interior de una cuenca tectónica, es decir, una depresión limitada por fallas. Se trata de materiales aluviales, arenas y arcillas, que provienen de la erosión de las zonas montañosas y han sido transportados por las aguas superficiales hacia la laguna de Antela y el río Xinzo, de origen tectónico.

## Mapa Geológico.





# ALLARIZ

## 56. El río Arnoia

### EL RÍO ARNOIA

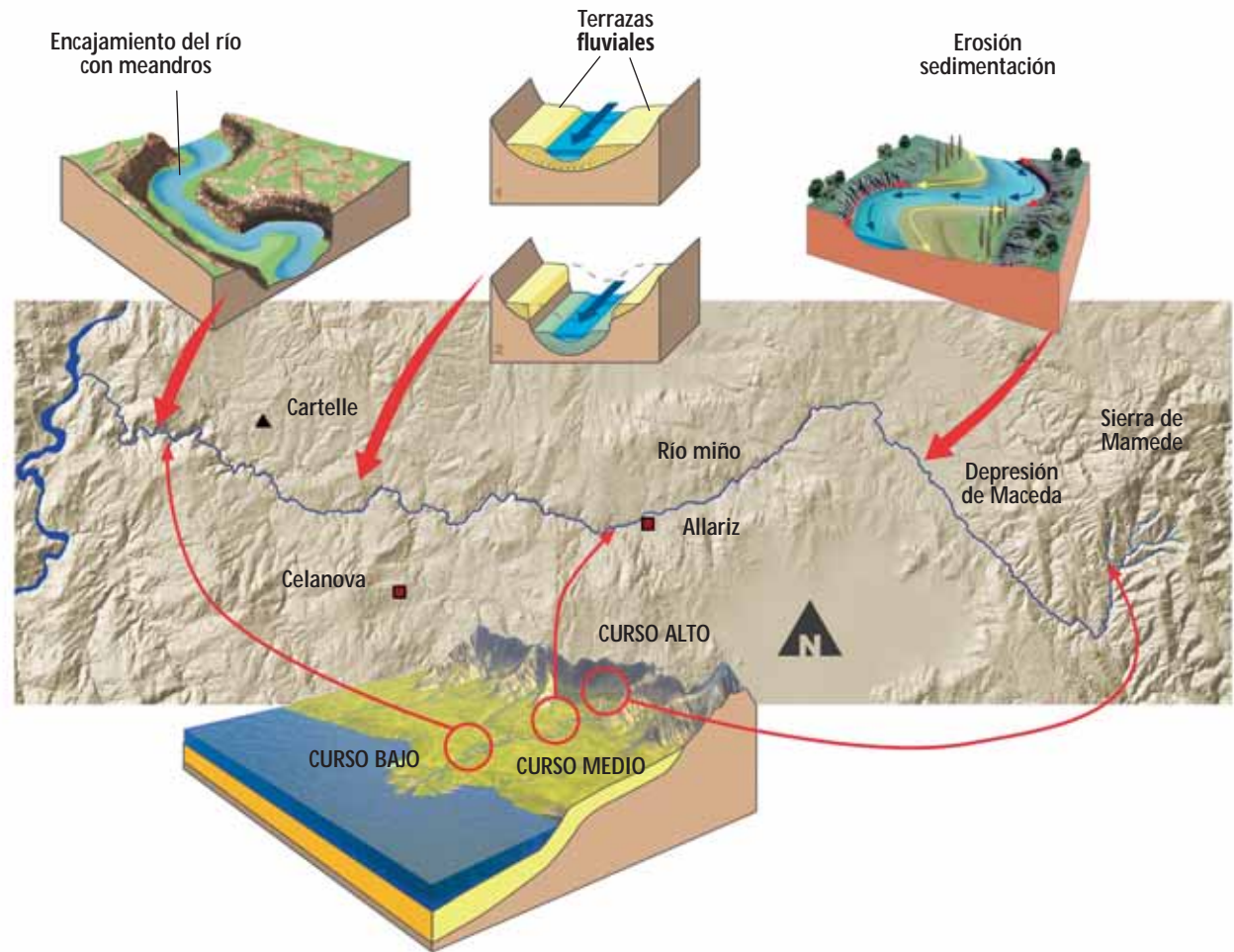
#### El viaje de un río.

El río Arnoia con una cuenca de 746 km<sup>2</sup> nace en la sierra de Mamede, en el macizo central ourensano y se extiende a lo largo de 93,3 km hasta llegar a Arnoia, donde desemboca en el río Miño. ¿Qué condiciona el trazado del río?. Resulta que su trazado depende del entorno por el que discurre.

Como vemos en la ilustración, el río nace a una altura de 1.618 m y su cuenca se halla en íntima relación con la tectónica. Inicialmente el río atraviesa materiales duros, granitos y granodioritas, siguiendo las fracturas del terreno. Posteriormente, se adentra en la depresión de Maceda. En su salida de la depresión, el cauce se encaja y se adentra en una superficie aplanada mientras discurre por las tierras de Allariz. En A Portela, el curso se encaja y acelera de nuevo, conformando una cuenca rodeada de profundas laderas y frondosos bosques. Tras este nuevo tramo angosto el río camina suavemente por las tierras planas de Celanova y Cartelle, donde el curso del río crea un perfil escalonado donde dominan las terrazas fluviales. Las terrazas fluviales nos aportan información sobre la variación del caudal del río, así como de los procesos tectónicos que ha sufrido. En estas terrazas se pueden observar diferentes niveles que nos indican el régimen de aguas que había en el momento de su deposición.

A partir de este punto, el río se empieza a encajonar a medida que comienza a entrar en el valle fluvial del río Miño y deja a su paso una serie de curvas denominadas meandros que son generados por la incisión del río. En este tramo, en el cañón del Arnoia, se observan paredes rocosas de hasta 500 metros. Finalmente el valle se ensancha para verter sus aguas al Miño, apareciendo las laderas del valle en este tramo final jalonadas de viñedos de la denominación de origen de O Ribeiro.

El río Arnoia atraviesa Baños de Molgas, antigua villa termal, donde sus aguas fueron declaradas de utilidad pública en 1873.



# LA COMARCA DE A LIMIA

## La historia de una laguna.

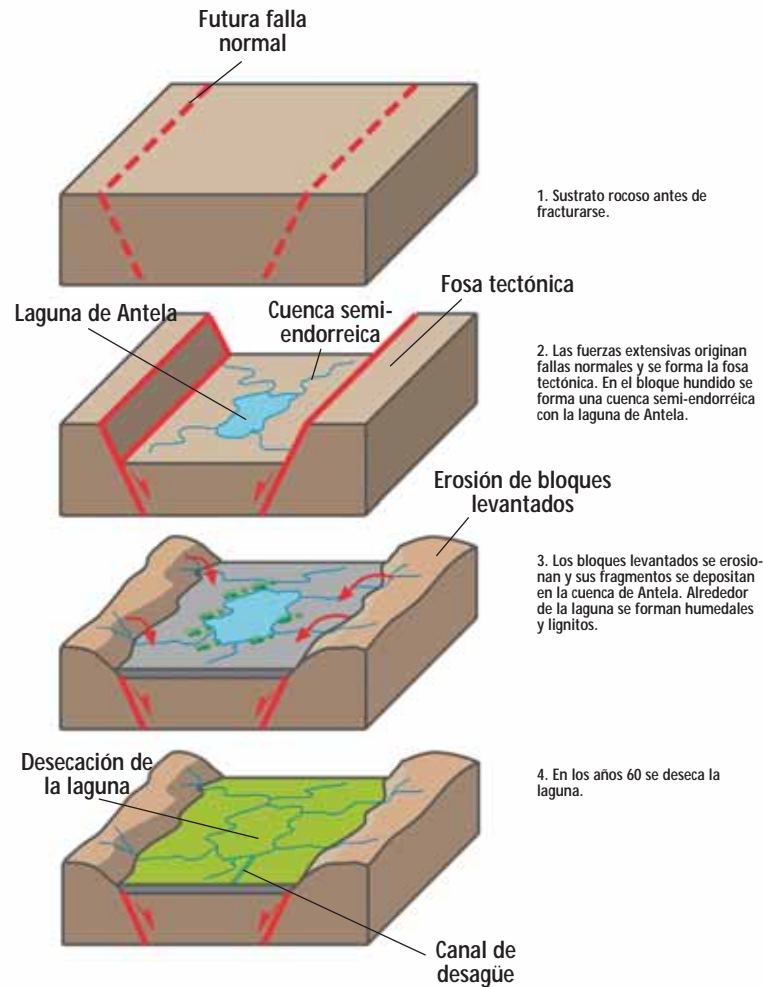
En la comarca de A Limia se encuentra una gran llanura a través de la cual discurren el Río Limia, y una gran cantidad de afluentes como el río Piñera, el Trasmiras o el Padroso, entre otros. ¿Por qué es interesante esta zona? Pues porque existe una gran laguna, es decir, una zona donde el agua se queda estancada, se trata de la laguna de Antela que se tipifica como una cuenca semi-endorreica. ¿Cómo se ha formado? El origen de la laguna, que ocurrió hace unos 66 millones de años, parece que se debe a la fracturación de los materiales del sustrato, propiciada por un choque entre placas tectónicas que dio lugar a la formación de montañas, hablamos de la orogenia Alpina.

Como vemos en la ilustración, unos bloques fracturados del sustrato se hundieron formando una fosa tectónica y otros, se elevaron formando montañas. Posteriormente, la erosión de las montañas, causó la descomposición de las rocas y su deposición aguas abajo, en la fosa tectónica. En la zona más profunda de la fosa, el lento discurrir del río y el carácter impermeable de los sedimentos del fondo determinaron la formación de la laguna de Antela. La laguna llegó a alcanzar una superficie aproximada de 3.600 hectáreas, considerándose la mayor laguna de la península Ibérica. Los materiales que rellenan la laguna de Antela no son continuos en profundidad, lo que origina que esta masa de agua subterráneamente se divida en dos acuíferos diferentes, uno superior de régimen libre y otro inferior confinado, separados por una formación semipermeable constituida por arcillas, limos, paquetes carbonosos y lignitos.

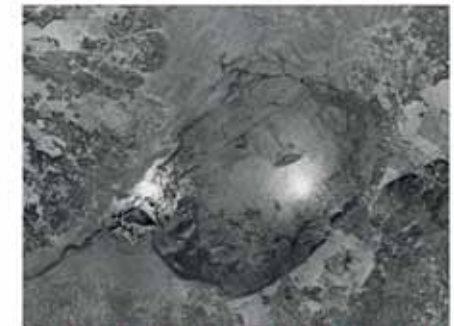
La laguna sufrió un proceso de desecación intensiva durante los años 60. La administración del estado, propuso un plan de colonización de la laguna, cuyo objetivo principal era, por un lado obtener nuevas tierras de cultivo y por otro, erradicar un supuesto foco de insalubridad. ¡Cualquier excusa era buena para desecar humedales!

# ALLARIZ 57. La comarca de A Limia área de allariz / galicia

Los sondeos realizados en la cuenca revelaron la presencia de lignitos en el subsuelo de A Limia, aunque finalmente la extracción de los mismos se declaró inviable.



Aspecto de la laguna de Antela en los años 50.



Aspecto actual de la laguna de Antela.



# MARIÑAS CORUÑESAS E TERRAS DO MANDEO

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Mariñas Coruñesas e Terras do Mandeo se localiza en el ámbito del litoral cántabro-atlántico de Galicia, en el Noroeste de la Península Ibérica. Se compone de dos grandes cuencas hidrográficas, las del Mandeo (482 Km<sup>2</sup>) y Mero (376 Km<sup>2</sup>), distribuidas en 17 municipios, cuya población suma prácticamente 190.000 habitantes. Una de las singularidades de mayor interés dentro del litoral cántabro-atlántico, y en esta reserva de biosfera, es la presencia de las rías, profundos entrantes en la costa, generados por las inundaciones de relieves en un valle fluvial y que albergan una gran biodiversidad. Los cursos de los ríos Mandeo y Mero mantienen corredores fluviales y complejos húmedo-turbosos de elevado grado de naturalidad. En ellos se pueden encontrar helechos paleotropicales, alisedas riparias y robledales.

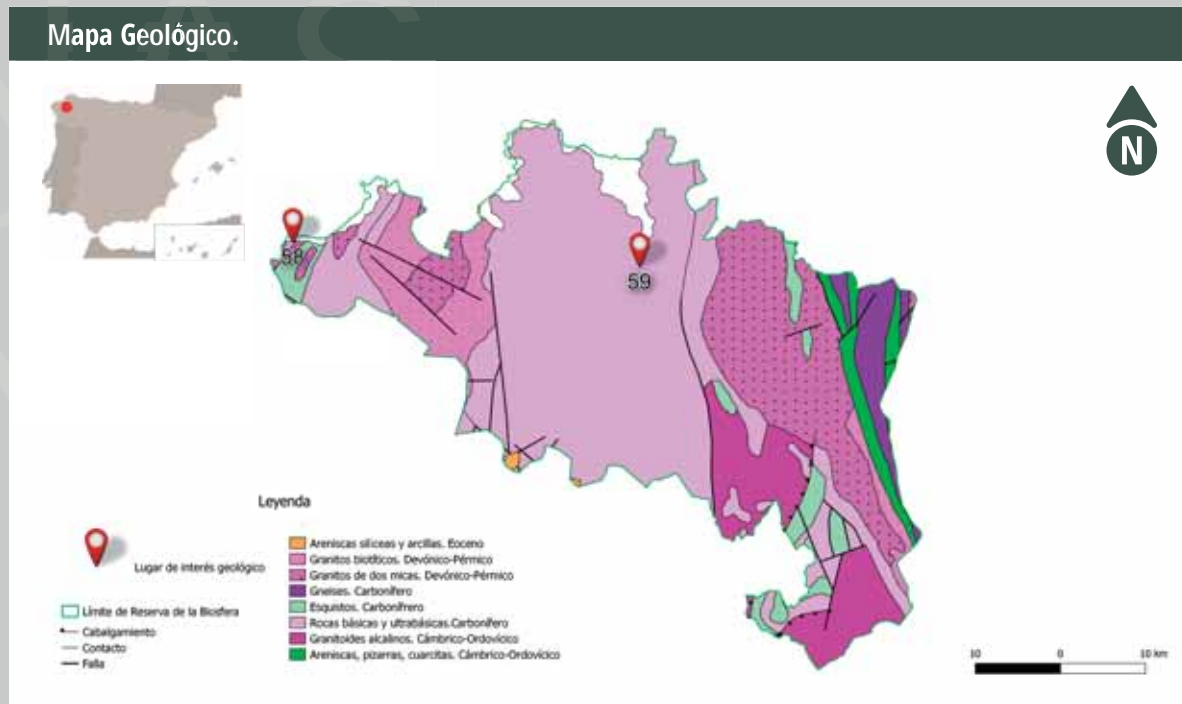
Los elementos culturales más antiguos encontrados provienen de culturas megalíticas y castreñas, y están representados por túmulos, dólmenes, petroglifos, arte rupestre y castros. El Camino de Santiago es un referente mundial y el hecho de que el territorio esté atravesado por el Camino Inglés y el Camino Norte constituye uno de los ejes vertebradores de un patrimonio histórico y cultural de gran interés. La economía está principalmente basada en las prácticas agrícolas, hortícolas y de vid, ganaderas y las producciones forestales. Además, la actividad pesquera y marisquera es de relativa importancia.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

Los materiales geológicos dominantes en el territorio de la reserva de biosfera se reparten en una alternancia de rocas básicas y esquistos pobres en cuarzo. Estos materiales, se reparten fundamentalmente por la parte central de la reserva y en menor medida en la parte occidental. Las rocas graníticas aparecen fundamentalmente en la parte occidental, aunque en el sector oriental también conforman una superficie relevante, cruzando la reserva de Norte a Sur. Con frecuencia los afloramientos de rocas graníticas están asociados a las partes culminantes del relieve, sustentando las cumbres en las que aparecen como elementos característicos del paisaje formas erosivas de tipología variada como "bolos", "penedos", "castelos", "laxes", etc.). Cabe destacar la presencia de los afloramientos ultrabásicos en la parte suroriental de la reserva, a los cuales se encuentra asociada la presencia de una serie de endemismos de flora de interés para la conservación, algunos de los cuales incluso han sido incluidos en el Catálogo Gallego de Especies Amenazadas.

La zona litoral representa un amplio y estrecho espacio en el que interactúan los espacios terrestre y marino. Se pueden encontrar paisajes litorales como acantilados, islas, llanuras litorales, playas, dunas, estuarios, marismas o lagunas, incluyendo más de 109 km de línea de costa atlántica.

## Mapa Geológico.



# DEPÓSITOS COSTEROS DE SORRIZO-REIRO-BARRAÑÁN

El mar se mueve.

Como vemos en la ilustración, en las playas de la Ucha, Barrañán y las calas de Reiro y Sorrizo se localiza un conjunto de depósitos costeros. Los depósitos se encuentran actualmente en fase de erosión por la acción del mar y forman acantilados. Estos depósitos han registrado la evolución reciente del litoral y de los humedales continentales, además de la historia de la vegetación y del clima de la zona. ¿Qué ha ocurrido en nuestro litoral durante los últimos 120.000 años? Estos depósitos nos dan las pistas para entender qué ha pasado.

Los acantilados de este litoral están formados por depósitos marinos y continentales que se crearon debido a la oscilación del nivel del mar durante este periodo que se sitúa en torno a los 100 m. Los niveles más antiguos, los de abajo del acantilado, se corresponden con el periodo interglacial Eemiense, ocurrido hace 120.000 años, el nivel marino en este periodo se situaría 3-6 m por encima del nivel actual. En las playas de Ucha y Barrañán y en la cala de Sorrizo, la base del depósito está formada por niveles de arenas y cantos de origen eólico y de playa respectivamente.

Con el inicio del periodo glacial Würm, que comenzó hace 110.000 años y finalizó hacia hace 11.700 años, se registra una retirada del nivel marino, un descenso de entre 60 y 100 m. Este descenso dejó al descubierto extensas superficies por las cuales discurrirían los cursos de agua hacia el mar. Los materiales depositados durante este periodo, muestran un carácter continental y se sitúan por encima de los depósitos marinos previos. En los estadios fríos de este periodo se depositaron sedimentos angulosos mientras que en los cálidos se desarrollaron turberas y humedales.

El fin del periodo glacial Würm y el inicio del actual interglacial, el Holoceno, se sitúa aproximadamente hace 11.700 años. El momento aparece marcado por un calentamiento del planeta y un consecuente incremento del nivel marino que paulatinamente fue invadiendo los ecosistemas litorales, configurándose nuevos humedales de carácter fluvio-marino. Los restos de los antiguos humedales continentales permanecen actualmente enterrados bajo el nivel del mar, en las playas o colgados en acantilados costeros.

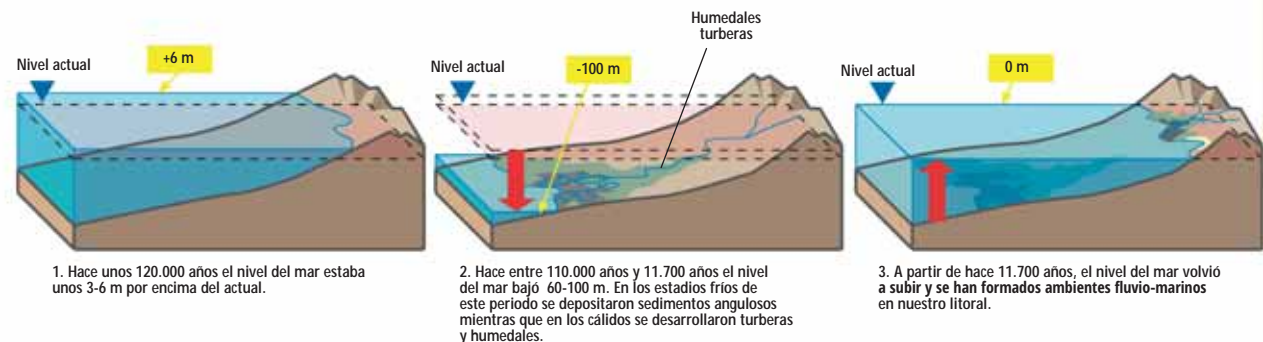
# AS CORUÑESAS E TERR

## 58. Depósitos costeros de Sorrizo-Reiro-Barrañán

En Reiro (Chamín) se ha descubierto un yacimiento al aire libre datado hace 10.000-5.000 años que presenta industria lítica en cuarzo y cristal de roca y restos de ciervos, jabalíes y de pescado.



Depósitos costeros de los acantilados de la playa de Barrañán que han registrado los cambios del nivel marino y del clima durante el Cuaternario.



# LA RÍA DE BETANZOS

## Biología y geología, todo uno.

La ría de Betanzos se sitúa en la desembocadura de los ríos Mendo y Mandeo. Sus marismas conforman un espacio de más de 600 hectáreas de gran valor ecológico. Pero... ¿Qué son las marismas?

Las marismas son zonas intermareales, es decir, zonas que se inundan dependiendo de la oscilación de la marea. Hasta allí, las corrientes transportan los sedimentos que traen los ríos, las corrientes litorales y la marea. Estos materiales normalmente son finos, limos y arcillas, arenas finas y materia orgánica, ya que las marismas se desarrollan en zonas abrigadas, con corrientes de baja intensidad.

Como vemos en la ilustración, las marismas de Betanzos, como casi todas las marismas de la Tierra, varían en composición vegetal y en tamaño de grano de sus sedimentos en función de los procesos de sedimentación que en ellas ocurren y el grado de inundación mareal. Lógicamente, en su zona externa predomina la acción de las corrientes marinas y litorales, mientras que en su parte interna es mayor la influencia de las corrientes fluviales.

El lecho de las marismas no es siempre igual. Podemos observar que cerca de los canales, donde hay más corrientes, se depositan los materiales más gruesos, esto es, las gravas y las arenas. Hacia las partes más altas de las marismas, las corrientes son más débiles y por tanto, el sedimento del lecho es cada vez más pequeño, de tamaño limo o arcilla.

En la Ría de Betanzos las marismas más desarrolladas están entre las localidades de Miodelo y Mariñán. En esta zona, predomina la vegetación halofítica, que es un tipo de vegetación adaptada a ciertas condiciones de salinidad y cierto tamaño de los sedimentos del lecho. Esta vegetación no se distribuye aleatoriamente, sino que se coloca en bandas casi paralelas dependientes de la inundación, esto es de la salinidad y la naturaleza del lecho. Así, se pueden diferenciar distintas zonas: desde los canales colonizados por *Zoostera marina*, hasta las partes altas de las marismas colonizadas por juncos y carrizos. Las zonas de marisma baja están cubiertas principalmente por praderas de *Salicornia* y entre los canales mareales y las marismas se observan llanuras intermareales que normalmente están desprovistas de vegetación.

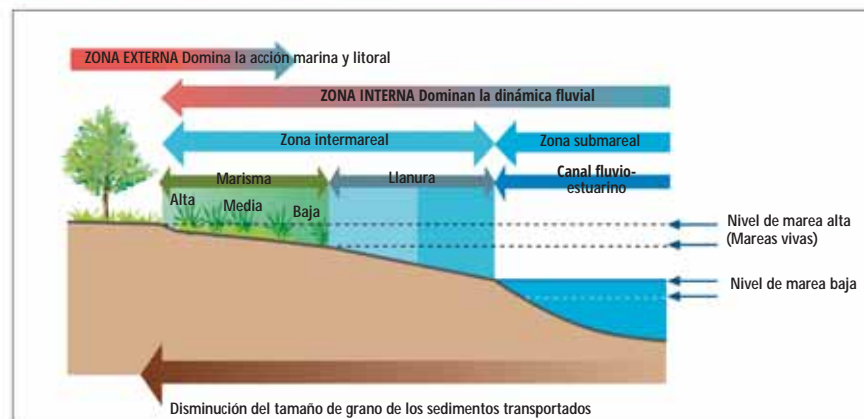
## 59. La Ría de Betanzos

La Ría de Betanzos se consagra como un Lugar de Importancia Comunitaria debido a su riqueza faunística típica de un espacio intermareal.



Vista de las marismas.

Foto aérea interpretada de la ría de Betanzos.



Vista de las llanuras intermareales



# OS ANCARES LUCENSES Y MONTES DE CERVANTES, NAVIA Y BECERREÁ

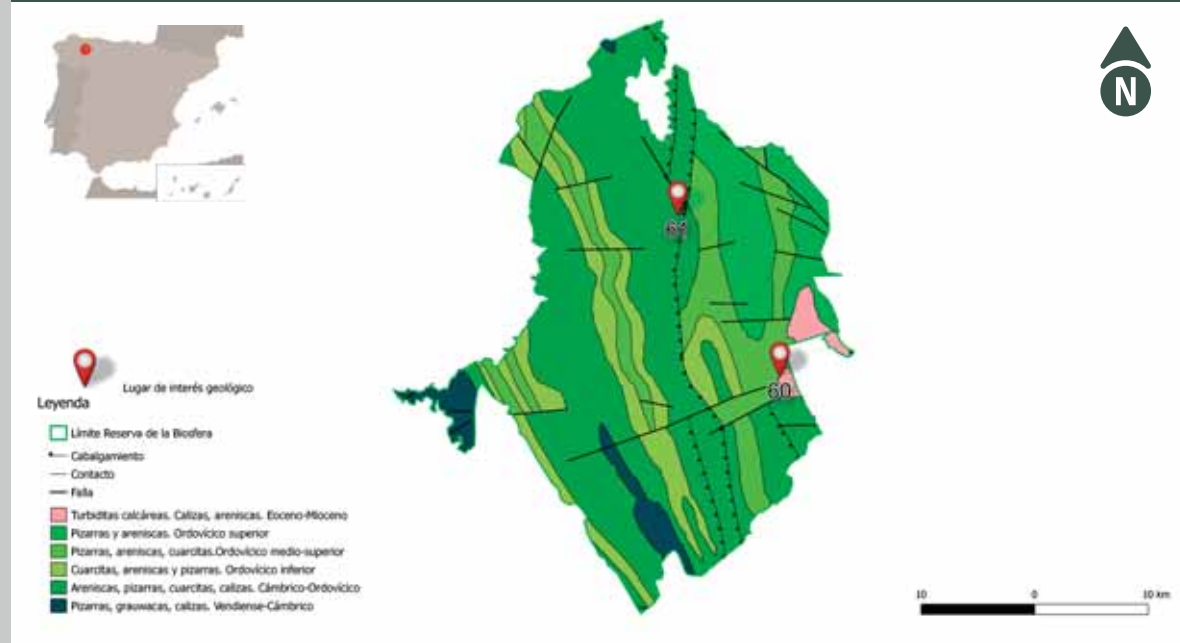
## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Os Ancares Lucenses y Montes de Cervantes, Navia y Becerreá, Navia e Becerreá se sitúa en la zona oriental de la provincia de Lugo y ocupa una superficie de 53.664 hectáreas. La montaña de Os Ancares se trata de una zona atlántica de alta y media montaña en la que aparecen robles, abedul y castaño, especies a las que acompañan avellanos, encinas, serbales, arces, tejos y acebos que albergan un nutrido elenco de hábitats arbolados. Las zonas de matorral también se encuentran representadas, con los brezales secos y los piornales. Existen además encinares de alto valor como el Acíñeiral de Cruzul, o pequeños hayedos, como A Pintinidoira. En cuanto a fauna, el cangrejo de río, el oso pardo y el urogallo como animales emblemáticos. Destacan los túmulos y cámaras megalíticas de la época prehistórica y el conjunto de castros presentes en el territorio como el castro de Santa María en Cervantes. El rasgo más destacable del patrimonio histórico y cultural en la reserva es la palloza, tipo de vivienda que materializa la supervivencia de una de las formas de habitación más antiguas del contexto europeo. La zona cuenta con un importante conjunto de prácticas y actividades tradicionales que poseen un elevado interés etnográfico. Tales como el aprovechamiento de los prados de montaña y de la castaña en los soutos (bosques de castaño), así como la producción apícola. Es posible citar una serie de producciones agroalimentarias artesanales de elevada calidad, entre las que destacan los quesos, los productos cárnicos, o productos obtenidos del medio forestal: miel, castañas o arándanos, entre otros.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

El territorio incluido en la reserva constituye el extremo occidental de la cordillera Cantábrica, que pertenece a la Zona Asturoccidental-Leonesa. Está formada por rocas muy antiguas, principalmente del Paleozoico inferior y estructuras precámbricas de las más antiguas del país. En el subsuelo dominan las pizarras, areniscas y cuarcitas, junto a las calizas. Los procesos formadores de las montañas correspondientes a la orogenia Varisca y más tarde a la Alpina, junto al proceso de modelado glaciar, configuran este espacio como un conjunto de elevadas cumbres, con altitud entre 1.500 y 2.000 m, en el que la acción del hielo ha dado lugar a profundos valles glaciares, circos, lagunas glaciares y depósitos de morrenas. Por otra parte, Os Ancares está formado por una intrincada red hidrológica con más de 1.600 m de desnivel que drena al río Navia. Siendo el río Ser o Rao de los afluentes más importantes. Los sedimentos y la variedad de formaciones geomorfológicas erosivas de origen fluvial, glaciar o periglacial, suelen presentar pequeñas dimensiones, pero permiten reconstruir la historia climática de los periodos fríos y templados del Cuaternario, y en ocasiones aparecen ligados a la historia humana, desde los yacimientos paleolíticos, hasta los restos mineros romanos, muy abundantes en la zona. Cabe mencionar la presencia de pequeños afloramientos calcáreos en las cercanías de Cruzul (Becerreá), con la consiguiente estructuración del paisaje y de la vegetación, característica de las áreas donde predominan las calizas.

## Mapa Geológico.



# VALLE GLACIAR DE PIORNEDO

## ¿Cómo evoluciona un glaciar?

La Tierra durante mucho tiempo ha estado cubierta por glaciares que han ido desapareciendo debido al cambio climático. Estos glaciares han sido los responsables de modelar los paisajes que observamos hoy en día. ¿Cómo eran Os Ancares Lucenses cuando había glaciares?

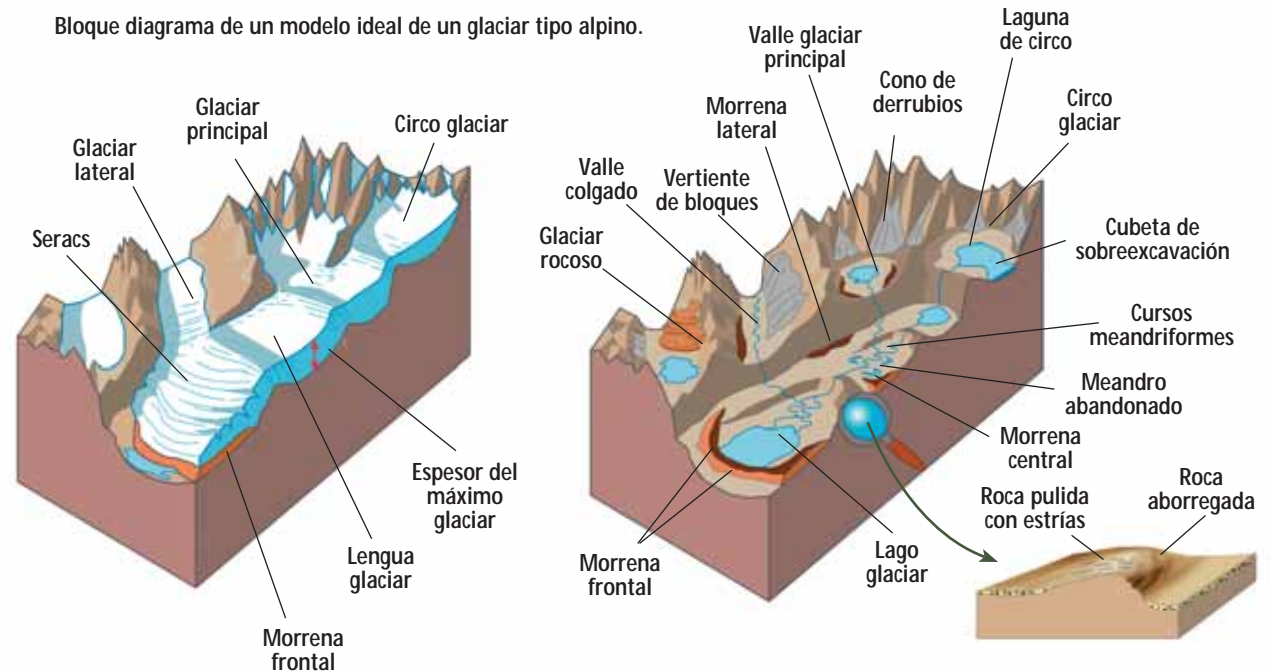
El valle de Piornedo es un ejemplo perfecto para poder observar la evolución de un glaciar. Se trata de un valle de 6 km de longitud en el que se ven la mayoría de las características de un valle glaciar. Se observan sistemas de morrenas, depósitos glaciares, que se extienden desde los 880 hasta los 1.650 m de altitud. Estos depósitos se componen fundamentalmente de rocas metamórficas, cantos de cuarcita y de cuarzo y materiales graníticos que fueron arrancados y movilizados del sustrato rocoso, erosionados, y finalmente acumulados a lo largo del valle. Las lenguas glaciares comenzaron en las vertientes de los picos Cuiña, o Mostallar, Penalonga, Campolongo y Corno maldito, donde los hielos llegaron a alcanzar un espesor de 280 metros.

Se ven además formas de erosión tales como el anfiteatro que configura la cabecera del valle, los cinco circos glaciares que vierten a él, los nichos de acumulación de nieve (inivación) asociados y numerosas rocas pulidas y estriadas. También existen formas de deposición como las terrazas fluvioglaciares. En la parte más baja se sitúan alineamientos de bloques graníticos. En los sectores más aplanados, se pueden observar materiales de origen glaciar depositados en un ambiente fluvial. Los cortes geológicos abiertos por el cauce del río de Bous, muestran varios metros de arenas, gravas y niveles orgánicos acumulados que se interpretan como los vestigios dejados durante una fase de fusión de los hielos.

Si hacemos un análisis detallado de estos depósitos podemos diferenciar tres etapas evolutivas: una primera etapa que se correspondería con el espesor máximo del glaciar; una segunda etapa, donde se generarían las morrenas de valle y morrenas de retroceso; y una tercera y última etapa donde se habrían generado los depósitos periglaciares, esto es, las morrenas de nieve y los glaciares rocosos.

## 60. Valle glaciar de Piornedo

En Piornedo hay catorce pallozas, construcciones usadas como vivienda, establo y granero en donde convivían personas y animales.



# GARGANTAS DEL RÍO SER / RAO

El resultado de un duro trabajo.

El río Rao nace en el entorno del pico Miravalles en una altitud cercana a los 2.000 metros, discurre por un valle estrecho y pronunciado y finalmente confluye con el río Navia en el entorno de Envernallas. En su transcurso discurre por un angosto valle en forma de "V" y recibe pequeños riachuelos que salvan grandes pendientes antes de su fusión con el Rao. ¿Cómo evolucionan los ríos a lo largo del tiempo?

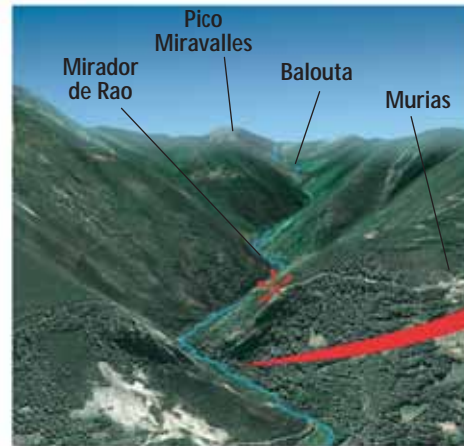
Pues resulta que como vemos en la ilustración, el río Rao poco a poco ha labrado una impresionante garganta o "foz" sobre los materiales duros del sustrato de edad ordovícica (hace 485-443 millones de años). Ha sido capaz de formar un valle encajado en el que abundan los farallones rocosos casi verticales fruto de procesos de erosión diferencial. La diferente respuesta a la erosión fluvial de los materiales produce que los materiales más duros sobresalgan en el terreno y los más blandos sean excavados y desaparezcan. Un buen ejemplo de materiales duros es el farallón cuarcítico de Penas de Murias.

La acción erosiva del agua en movimiento chocando contra los materiales va ejerciendo una lenta labor de desgaste y arrastre de los materiales de menor dureza que da lugar a verdaderas incisiones en el terreno. Estas incisiones fluviales se originan a través de distintos procesos geomorfológicos: la propia acción hidráulica, la elevación del terreno mediante movimientos tectónicos que puede encajonar aún más un río o un proceso geológico denominado retroceso de cascada. Este proceso consiste en la excavación hacia atrás del sustrato rocoso. A medida que el torrente fluvial excava, el cauce fluvial va remontando su posición aguas arriba creando en las zonas altas de la cuenca un valle de paredes verticales donde los materiales del sustrato presentan la mayor resistencia.

Tanto en el cauce del río como en los de sus pequeños tributarios es frecuente la presencia de rápidos y saltos de agua. En muchos casos éstos están asociados a la presencia de gargantas y paredes verticales. Es el caso de la corriente que discurre bajo la Pena de Murias, en la que se pueden disfrutar una sucesión de toboganes y rápidos que salvan un desnivel de más de 200 metros en una distancia muy corta.

## 61. Gargantas del río Ser / Rao

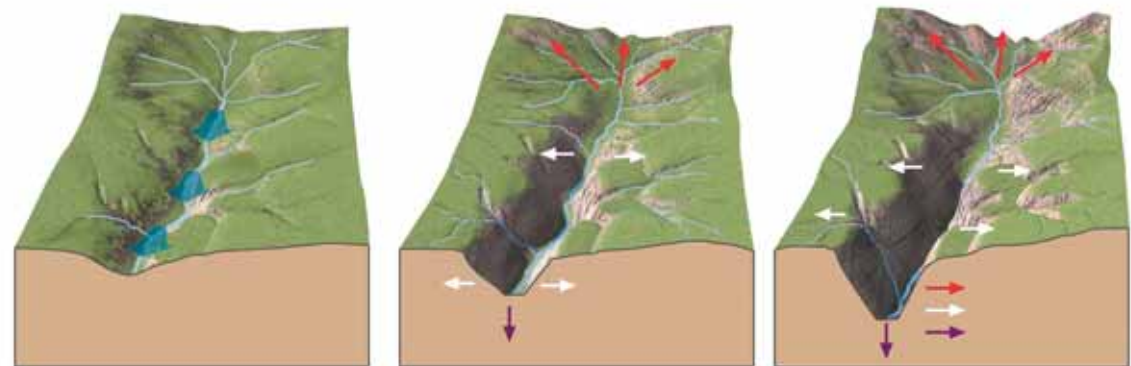
Desde la hermosa aldea de Coro parte la ruta del río Rao que atraviesa los parajes más bellos de Os Ancares Lucenses.



Vista aérea de las gargantas del río Rao



### ENCAJAMIENTO DE UN RÍO



1. El río empieza a excavar su red de drenaje a partir de su cabecera.

2. El río va excavando poco a poco. En la cabecera la erosión se produce hacia atrás, aguas arriba, en el curso del río es hacia abajo, el lecho se profundiza.

3. Dependiendo de la dureza de las rocas del sustrato el valle excavado es más amplio o más cerrado. Cuando el sustrato es muy duro el río forma una garganta de paredes verticales y estrechas.





# TERRAS DO MIÑO

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Terras do Miño se ubica en el noroeste de la península Ibérica y queda delimitada, en su mayor parte, por las tierras llanas de la cuenca alta del río Miño y sus rebordes montañosos: la Sierra del Xistral (1.050 m), las sierras centrales de Galicia y la cordillera Cantábrica. Terras do Miño comprende un total de 26 municipios y alcanza los 185.000 habitantes.

Las áreas de mayor valor biológico aparecen representadas por el corredor fluvial del río Miño y se asocian a lagunas, charcas y turberas. A ellos se asocia un importante número de aves acuáticas. Otra gran área natural de la reserva de la biosfera es la Sierra del Xistral donde se localizan abundantes turberas. Estos humedales de montaña albergan una rica y rara flora de briofitos, plantas superiores e importantes comunidades de invertebrados. La actividad en la reserva de la biosfera es principalmente agrícola, ganadera y forestal.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

Terras do Miño está formado por rocas muy antiguas de hace más de 300 millones de años. Estas rocas constituían el corazón de la cordillera generada por la orogenia Varisca, que sería comparable al actual Himalaya pero situada en Pangea, el desaparecido supercontinente que reunía todas las tierras emergidas del planeta.

Cuando los esfuerzos tectónicos que formaron la cordillera Varisca cesaron, comenzó un largo periodo dominado por la erosión, que rebajó las montañas hasta sus raíces, transformándolas en una suave llanura. Parte de esta llanura es la actual Terra Chá lucense y el resto de las tierras llanas miñotas.

Hace unos 60 millones de años, África y Europa comenzaron a converger y su choque conllevó una nueva orogenia, la Alpina. La península Ibérica, pinzada entre África y Europa, se arrugó en cordilleras perpendiculares a los esfuerzos compresivos, levantándose las Béticas y Sierra Morena, al sur; el Sistema Central, donde su nombre indica, y la cordillera Cantábrica y Pirineos, al norte. Mientras el Atlántico continuaba su expansión gracias a la separación de América y África. El ciclo alpino reactivó en Galicia fracturas y estructuras variscas para reajustar la nueva compresión norte-sur de la cordillera Cantábrica y la relajación este-oeste que se producía por la apertura del océano Atlántico. Siguiendo la gran forma anticlinal varisca, la cordillera Cantábrica se dobló hacia el sur en las sierras de Ancares y O Courel. Al levantarse nuevos montes, la penillanura lucense quedó relativamente deprimida, y se convirtió en una cuenca sedimentaria intramontañosa, depositándose los sedimentos, las arcillas, arenas y conglomerados que la tapizan.

## Mapa Geológico.



# LA TERRA CHÁ

## Humedales y aguas termales.

La Terra Chá (Lugo) configura la parte central de la cuenca alta del río Miño que se conforma como una amplia zona aplanada con abundante agua enmarcada entre montañas. ¿Cómo se ha formado? ¿Por qué tiene tanta agua?

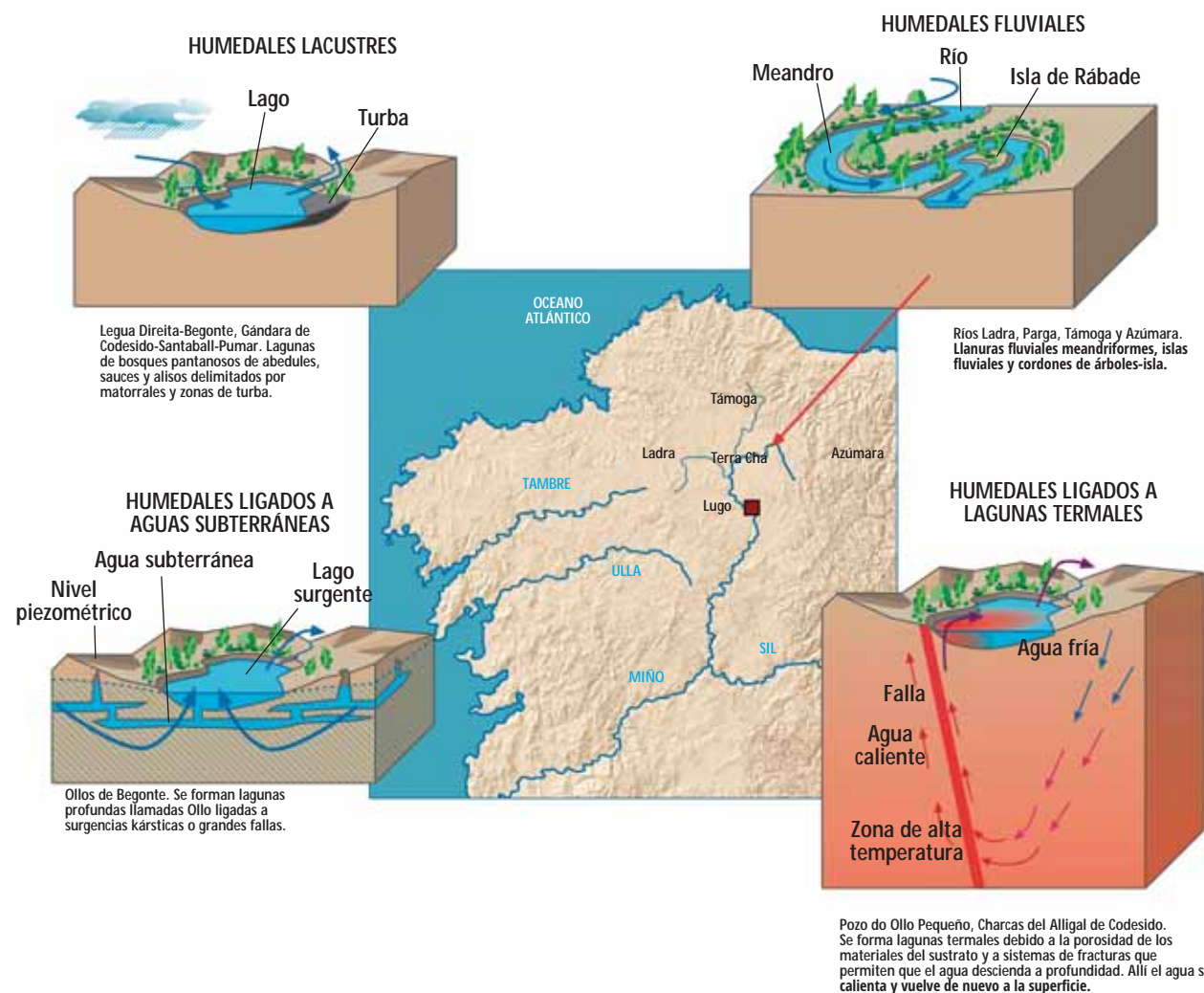
Este territorio es muy plano y se ha ido formando desde el Paleógeno, hace unos 66 millones de años, hasta la actualidad. Se trata en origen de una extensa depresión que ha sido progresivamente rellenada con arcillas, margas y gravas. Posteriormente, ya en el Cuaternario, desde hace 2,6 millones de años, se han formado suaves valles fluviales superpuestos a la depresión cuyo discurrir ha ido formando vertientes poco profundas. En la depresión, la forma en cubeta y el predominio de los materiales finos en el relleno de la misma ha propiciado que se tendiese a acumular agua en su interior. Así, se han desarrollado numerosos y amplios humedales. Estos humedales configuran un mosaico de cauces, lagunas, charcas y turberas de gran interés ecológico. Los de mayor extensión se encuentran asociados a las "gándaras" o "veigas". Son áreas con grandes limitaciones para el aprovechamiento agrícola ya que están encharcadas permanentemente. Son características también las lagunas y los bosques pantanosos de abedules, sauces y alisos que normalmente aparecen delimitados por matorrales húmedos y zonas hidroturbosas.

Además de los humedales ligados al flujo superficial del agua, existen otros en que los que el agua subterránea adquiere una gran importancia. Se trata de las lagunas profundas que se denominan localmente como "Ollo", por ejemplo, los Ollos de Begonte. Estas lagunas aparecen ligadas a manantiales kársticos o a grandes fallas. En este último grupo se encuentran las lagunas termales, generadas debido a que la porosidad de ciertos materiales del sustrato, unida a la existencia de diversos sistemas de fracturas hace descender el agua hasta algunos kilómetros de profundidad. Allí, el agua se calienta y vuelve de nuevo a la superficie, aflorando aguas calientes. Son los casos de Pozo do Ollo Pequeno y las charcas del Alligal de Codesido.

# DO MIÑO terras do miño / galicia

## 62. La Terra Chá

Una de las mayores concentraciones del pez espinoso, especie protegida en la península Ibérica, se encuentra en la Terra Chá.



# LA SIERRA DO XISTRAL

Una sierra interesante.

La sierra do Xistral forma parte del macizo montañoso que separa la cuenca sedimentaria de Terra Chá, del mar Cantábrico y divide las cuencas hidrográficas cantábrica y atlántica. ¿Qué es lo que condiciona la forma y altura de la sierra?

Como vemos en la ilustración la parte este de la sierra, de menor altitud, se extiende sobre el granito de Toxiza, un material que ha sufrido una importante fracturación y meteorización. En las áreas relativamente elevadas de esta parte de la sierra encontramos interesantes formas pétreas como los castillos, domos y roquedos que vemos en la foto. Se trata de pilas de bolos graníticos originadas por la fracturación del granito. Las áreas hundidas de esta zona se presentan en forma de pequeños valles fluviales y turberas, brezales húmedos y manantiales. La tonalidad clara de esta parte de la sierra hace que este territorio se conozca como Montes Blancos.

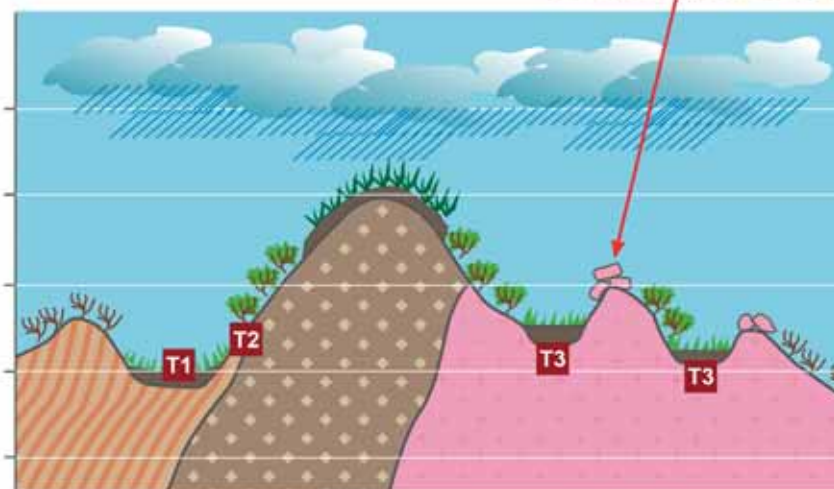
Por el contrario, en la parte oeste de la sierra afloran las rocas conocidas como las ortocuarcitas de O Xistral. La gran dureza de estas rocas determina el relieve más alto y la existencia de cumbres planas recubiertas por turberas cuya formación se explica en la ilustración. Las turberas presentan un gran valor ecológico, dado que representan un archivo de la dinámica del paisaje, la vegetación y el clima. Además, forma uno de los mayores reservorios de carbono del suroeste de Europa, contribuyendo a la mitigación de los efectos del cambio climático. El color oscuro del agua que brota de estos sistemas turbosos hace que esta área reciba el nombre de Montes mouros.

La forma y la posición geográfica de la sierra de O Xistral produce características climáticas particulares. La sierra actúa como barrera para el avance de los frentes oceánicos hacia el interior del continente y produce lluvia, nieve, nieblas y temperaturas bajas. Estas condiciones han favorecido que a lo largo del Holoceno, los últimos 11.700 años, se formasen las turberas. Estos hábitats alcanzaron su mayor extensión geográfica en Asturias y Galicia en las épocas más húmedas del Holoceno. Sin embargo, desde hace 3.000 años, el área ocupada por estas turberas ha disminuido, de modo que actualmente solo están presentes en la sierra do Xistral.

## 63. La sierra do Xistral

terras do miño / galicia

El topónimo "Xistral" indica un lugar donde abunda la "xistra", una planta aromática.



# TRANSFRONTERIZA GERÊS-XURÉS

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

Reserva de la Biosfera Transfronteriza Gerês-Xurés, según su nombre gallego o portugués, se sitúa en torno al valle encajado del río Limia. Sus límites por el noroeste y sureste coinciden con la divisoria de aguas del propio río.

La singular situación geográfica de esta área protegida, la combinación de características climáticas mediterráneas, atlánticas y continentales, junto a una abrupta orografía, implican una enorme diversidad ambiental, que determina una notable variedad de especies vegetales, a la que acompaña una fauna entre la que destaca la marta, el lobo y el corzo, el águila real y el búho real.

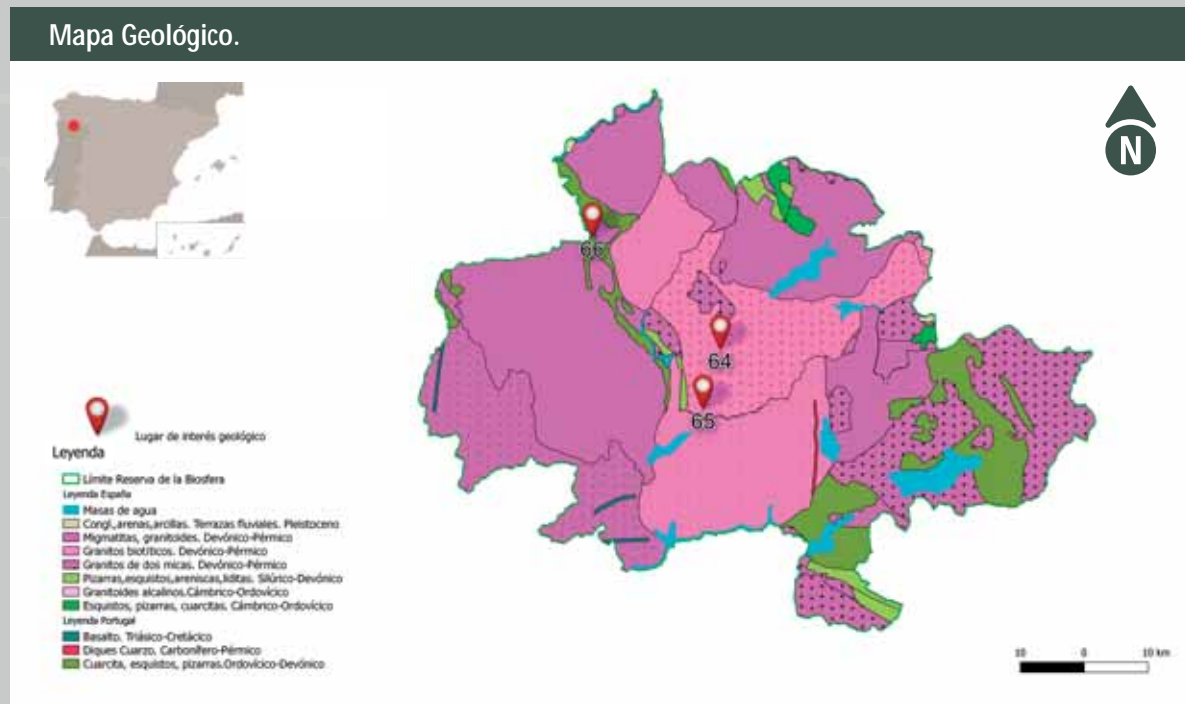
Existen yacimientos arqueológicos de la Edad del Hierro y de la época romana, y también un vasto patrimonio etnográfico. Se trata de una zona escasamente poblada, con una economía centrada en la explotación de los recursos naturales: el aprovechamiento agropecuario y forestal del suelo, la extracción minera de granito, la producción de energía eléctrica mediante la regulación hídrica de ríos, el aprovechamiento de las aguas termales de los manantiales de Lobios y, en general, mediante la explotación turística del territorio.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La reserva de la biosfera se enmarca dentro del Macizo Ibérico y comprende una gran extensión de rocas paleozoicas de la península Ibérica. Estas rocas que fueron intensamente plegadas, fracturadas y deformadas mediante un choque entre placas. Aquel que dio lugar a la formación de varias montañas en la superficie de la Tierra: la orogenia Varisca, que ocurrió hace entre 360-300 millones de años aproximadamente. Los materiales del sustrato de la reserva de la biosfera son casi en su totalidad granitos o rocas afines, los granitoides, que tienen su origen en magmas que ascendieron desde el manto hacia la superficie mientras la generación de montañas ocurría o incluso después. Asociada a la actividad sísmica y a grandes fracturas de la corteza existen en el territorio cantidad de manifestaciones de termalismo, como las aguas termales del río Caldo.

El granito del Xurés por ejemplo, se emplazó tras la orogenia, y por eso, mantiene la estructura original de sus minerales intacta, esto es, éstos no están apenas deformados como es habitual. Como consecuencia, estos granitos se presentan en forma masiva y con minerales regulares de cierto tamaño. Estas características favorecen que las rocas ante la erosión resistan más y por lo tanto, dan lugar a un paisaje curvado, con suaves superficies de meteorización química. Ejemplo de este paisaje son los característicos penedos y bolos. Preciosas formas generadas mediante procesos de descamación catafilar (en forma de cebolla) de la roca. Durante los últimos cientos de miles de años la sierra del Xurés acogió los glaciares más occidentales de Europa. Éstos cincelaron el granito generando espectaculares formas de erosión y sedimentación.

## Mapa Geológico.



## AGUAS TERMALES DEL RÍO CALDO

El río que hace honor a su nombre.

En la Reserva de la Biosfera Transfronteriza Gerês-Xurés encontramos una importante cantidad de manantiales termales ¿De dónde viene el agua caliente?

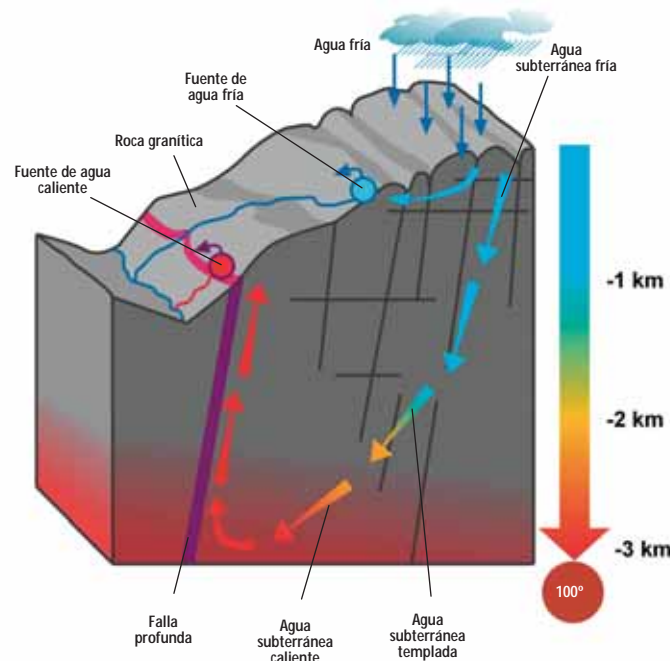
Los manantiales de la reserva de la biosfera están asociados a la presencia de un entramado de fracturas (fallas) que cruzan el macizo montañoso granítico de Gerês-Xurés. Pese a que los granitos forman un sustrato impermeable, la existencia de estas fallas, permite la infiltración del agua superficial hasta grandes profundidades.

Sabemos que la temperatura de la tierra aumenta a medida que se profundiza. Se puede decir que en Galicia, por cada kilómetro que profundizamos la temperatura aumenta unos 33°C. Por lo tanto, cuando el agua alcanza los 3 kilómetros de profundidad adquiere una temperatura de 100°C y por tanto, hierve. En ese momento, el vapor de agua generado busca su salida hacia el exterior. De este modo, aparecen los manantiales de agua caliente en superficie. Dado que el agua en su trayecto va disolviendo los minerales del entorno, ésta se mineraliza. Así, su mineralización dependerá de la composición química de los materiales que atraviese. Por este motivo, cada una de los manantiales presenta características propias y exclusivas.

En la parte sur de Lobios se localizan las aguas de un manantial que vierte al río Caldo que es un afluente del río Limia. El origen del nombre de este río se sitúa en la alta temperatura del agua del río que se mezcla con las aguas del manantial situado cerca de su ribera ¡Y es que el manantial presenta una temperatura de entre 55 y 67°C! El agua que brota es clara y transparente y su mineralización aunque muy débil es bicarbonatada, fluorada y clorurada sódica. Estas aguas son apropiadas para tratamientos reumáticos y trastornos musculares.

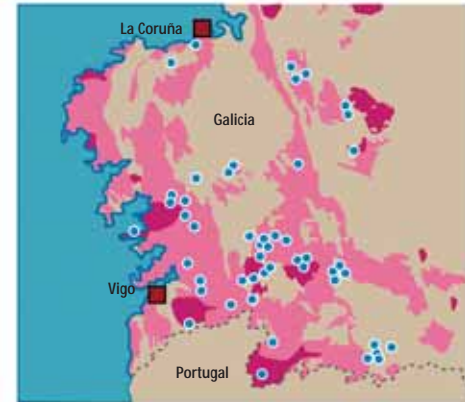
## 64. Aguas termales del río Caldo

Cerca del río Caldo hubo una mansión asociada a la vía romana XVIII o Vía Nova, Aquis Originis. Su nombre hace referencia a la presencia de aguas termales.



El agua superficial fría se infiltra mediante fracturas y puede salir a la superficie mediante manantiales de agua fría. Sin embargo, si el agua fría desciende hasta llegar a zonas de alta temperatura, se calienta y vuelve a ascender en forma de vapor. A profundidades de 3 Km el agua puede llegar a los 100 °C.

Principales afloramientos de rocas graníticas de Galicia y fuentes termales.



- Granitos variscos
- Granitos post-orogénicos
- Fuente termal



Ruinas de termas como las de "Aquis Originis"



# GERÊS - XURÉS

## 65. Valle de Lobios / Gerês

### VALLE DE LOBIOS GERÊS

Un valle con terremotos.

El enorme macizo granítico que conforma la sierra del Xurés, aparece partido por una enorme fractura en la que se abre un profundo y angosto valle de cerca de 600 metros de profundidad. ¿Qué ha pasado para que ocurra esto?

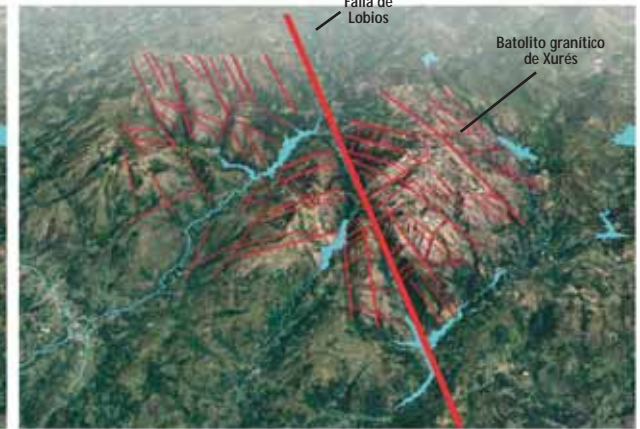
La falla de Lobios o de Gerês que vemos marcada en rojo en la ilustración, se encuadra en un sistema de fallas escalonadas, el sistema de Guimarães-Ourense. Se trata de numerosas fallas entrelazadas que se extienden hacia el norte hasta la Mariña lucense y hasta la depresión de Figueira da Foz, hacia el sur. Este complejo de fallas, en el tramo situado entre las localidades de Baralla y Becerreá, generó el mayor terremoto registrado en el noroeste de la península Ibérica. Se produjeron terremotos con epicentros en el entorno de Triacastela que despertaron cierta alarma social y un fuerte interés en la comunidad científica y en la sociedad en general.

En el entorno de Lobios, la singularidad estriba en la majestuosidad y evidencia de la falla que fractura en dos mitades el enorme batolito granítico del Xurés. Además, la presencia de esta falla, constituye una vía de contacto de las aguas superficiales con el interior de la tierra. De este modo, se permite el descenso del agua superficial, su calentamiento y el posterior ascenso en forma de aguas termales. Estas aguas termales son frecuentes en el entorno de la falla. Valgan los ejemplos de Baños, río Caldo o Caldas do Gerês. En el entorno de Lobios, los afloramientos de aguas calientes alimentan el propio río dándole su nombre "el río Caldo".

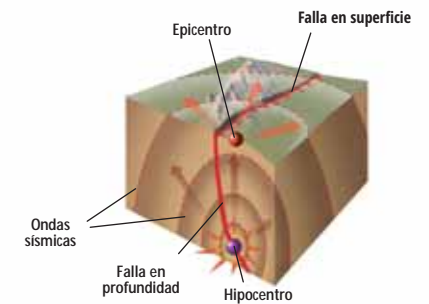
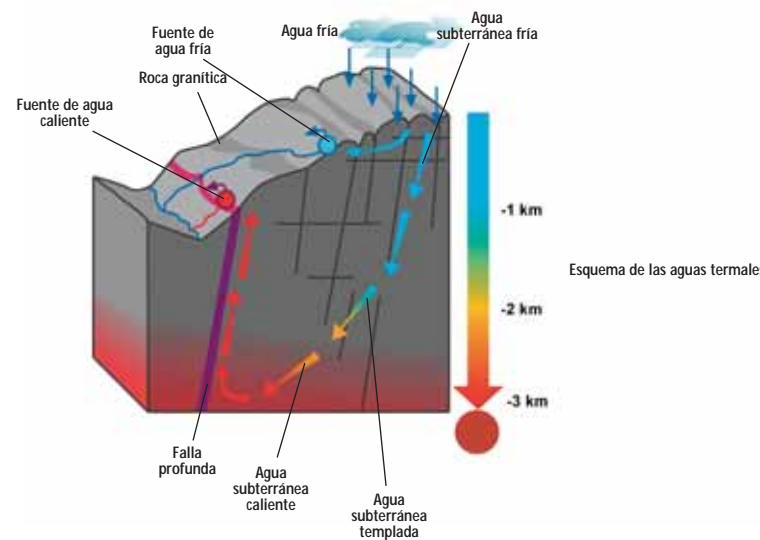
La presencia de la falla abre un paso natural en la sierra a través de la Portela do Home. Este paso fue aprovechado desde antiguo. Se observan los restos de una calzada romana, la Vía Nova.



Vista aérea de la zona de Gerês-Xurés, donde se observa el valle rectilíneo de dirección NNE-SSO, entre Lobios y Gerês



Vista aérea de la zona de Gerês-Xurés, con la falla de Lobios y la red de fracturas marcadas en rojo



## BLOQUES ERRÁTICOS DEL VALE DO ALTO VEZ

¿Qué hace un bloque como tú en lugar como este?

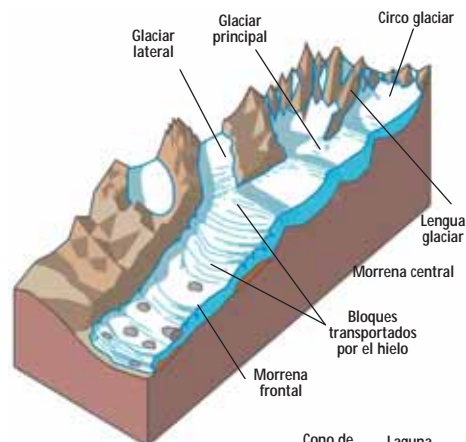
La parte superior del valle del río Vez, en el noroeste de Portugal, presenta uno de los más importantes vestigios de glaciaciones que afectaron el suroeste de Europa. Pese a que el clima, la posición geográfica de Portugal y la ausencia de los relieves superiores a los 2.000 metros, no ha permitido el desarrollo de glaciares en esta zona durante los últimos 18.000 años, aquí se han encontrado vestigios de una actividad glaciar ocurrida en el pasado. Estos vestigios se consideran muy importantes porque es muy extraño que hubiera habido glaciares en esta zona de Europa. Esto es, en una latitud baja (40° norte), en altitudes relativamente bajas (900-1.000 m) y en zonas cercanas al océano (50 km). Y es que es muy raro que bajo estas condiciones hubieran existido alguna vez glaciares... ¿Qué evidencias nos llevan a pensar que aquí hubo glaciares?

Resulta que en este lugar es posible observar un valle con perfil transversal en forma de "U". Además, podemos ver rocas pulidas por la acción del movimiento del hielo y acumulaciones de sedimentos que en otro tiempo fueron transportados por los glaciares, las llamadas morrenas. También se observan bloques graníticos, algunos con varios metros de diámetro, que están dispersos en las vertientes de la margen derecha del río Vez, sobre el suelo de pizarra. Estos bloques se llaman bloques erráticos porque aparecen dispersos en el territorio sin formar una estructura definida. Parece que fueron transportados "flotando" sobre las masas de hielo de los glaciares. En este contexto geológico, la existencia de tan gran número de bloques de granito en un área de pizarra, sólo puede ser explicada mediante este tipo de procesos glaciares. Parece que un glaciar arrastró los bloques desde su ubicación original hasta este lugar. Como resultado del aumento de la temperatura media del aire, ocurrida en los últimos 18.000 años, el glaciar se fundió completamente y se depositaron los bloques sobre el valle.

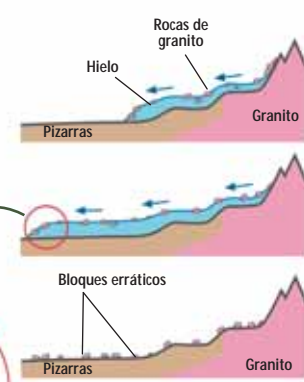
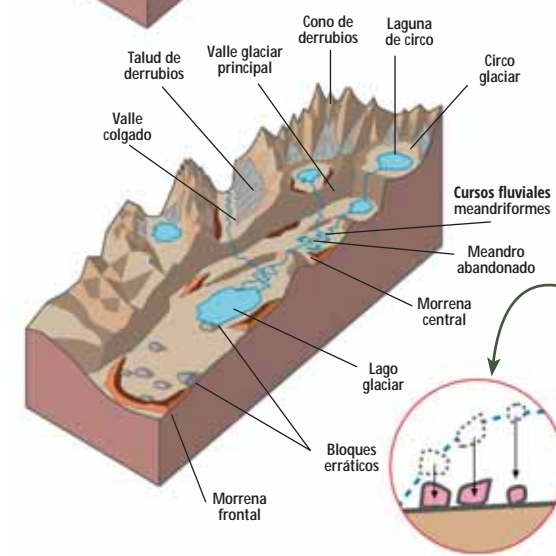
## 66. Bloques erráticos del Vale do Alto Vez

Existe una interesante ruta montañera circular que se dirige desde Viana do Castelo hacia Porta Cova.

Bloque diagrama con los elementos de un modelo ideal de glaciar tipo alpinos



Bloques erráticos de rocas graníticas sobre Pizarras en el valle de Alto Vez



- 1- La acción glaciar arranca rocas graníticas en la cabecera
- 2- El hielo transporta los bloques de rocas graníticas
- 3- Cuando se funde el hielo, deposita los bloques graníticos sobre las pizarras

Bloque diagrama con los elementos y morfologías después de la acción glaciar



# RÍO EO, OSCOS Y TERRAS DE BURÓN

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

El territorio de la Reserva de la Biosfera río Eo, Oscos y Terra de Burón con una superficie de alrededor de 160.000 ha, comprende la cuenca del río Eo y las cuencas altas de los ríos Miño, Navia y Porcia. La componen 14 municipios distribuidos entre las provincias de Lugo y Asturias en los cuales habitan alrededor de 30.000 personas.

Destaca el sistema ría-estuario del Eo, los acantilados, playas de guijarros y arena, medios dunares y una gran diversidad de formaciones arbóreas que comprende lauredales, saucedas, robledales, hayedos, bosques de ribera y hasta formaciones de acebos o alcornoques. El alto grado de naturalidad de sus ríos favorece la existencia de numerosas especies fluviales como el salmón, el sábalo, la lamprea, la anguila, la nutria, la madreperla de río, el desmán ibérico y numerosas aves acuáticas.

La acción humana queda patente en ciertos ecosistemas seminaturales, en los que todavía perduran signos de los sistemas medievales de aprovechamiento del territorio. Sobre ellos se distribuyen los labradíos, prados de siega, bosques de castaños "soutos" y áreas de cultivo de vid. El modelo de explotación tradicional contrasta con las grandes superficies de cultivos forestales de eucalipto introducidas en las últimas décadas. La ganadería, la selvicultura y el turismo son las principales actividades humanas. Últimamente se han apreciado cambios relevantes en la estructura económica, con la disminución del sector primario y el crecimiento del sector servicios. En el sector industrial destacan los polígonos de Barres y San Briz, se mantiene un astillero con actividad y se acrecientan las producciones artesanales.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

El ámbito de la Reserva de la Biosfera río Eo, Oscos y Terra de Burón pertenece en su totalidad a la Zona Asturoccidental-leonesa. Está constituida esencialmente por rocas del Cámbrico inferior (hace 541-509 millones de años) y el Silúrico (hace 443-419 millones de años), a excepción de los depósitos cuaternarios (hace 2,6 millones de años-actualidad) y escasos afloramientos de materiales carboníferos (hace 306-299 millones de años). Todos estos materiales del Paleozoico fueron afectados por dos etapas de deformación mucho tiempo después de su depósito, por los procesos de formación de montañas (orogénias) denominados Varisca, que tuvo lugar en el Carbonífero (hace 358-299 millones de años) y Alpina que comenzó a finales del Cretácico, hace unos 70 millones de años. Los materiales paleozoicos se distribuyen en dos dominios: el de Navia, Alto Sil y el del Manto de Mondoñedo. Estos dominios ocupan respectivamente la mitad oriental y occidental del ámbito de la reserva de la biosfera, y se encuentran separados por un importante accidente tectónico: el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo. Destaca el modelado litoral y fluvial cuaternario de la zona.

## Mapa Geológico.





# MARIÑA LUCENSE. PLAYA DE AS CATEDRAIS

Una playa como una catedral.

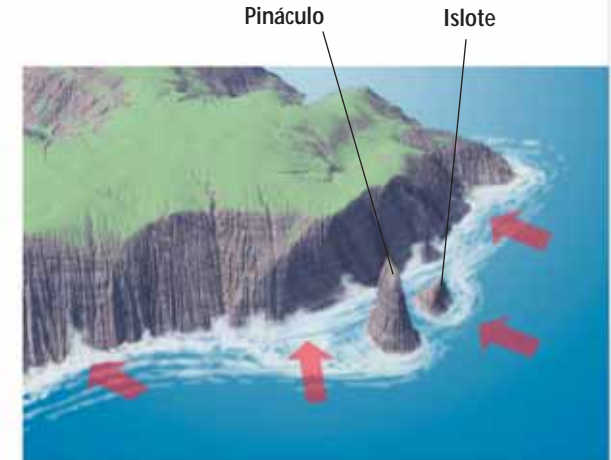
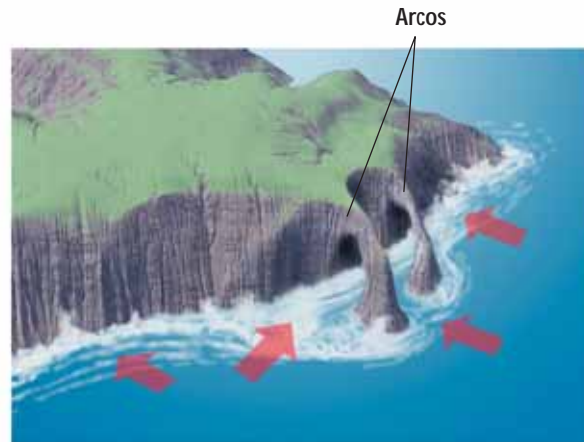
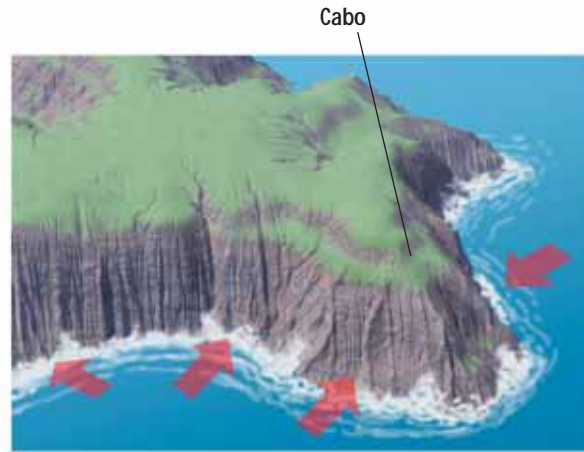
El tramo costero denominado A Mariña Lucense está situado al Norte de la provincia de Lugo y se extiende algo más de 60 km, desde la ría de O Vicedo, al oeste, hasta la ría de Ribadeo, que delimita la frontera entre Galicia y Asturias. Se trata de una costa mixta rocosa, rectilínea con una amplia llanura litoral que presenta fuertes desniveles de entre 10 y 30 metros. La parte oriental se caracteriza por acantilados y plataformas de abrasión, mientras que la parte occidental está caracterizada por playas arenosas encajadas.

La forma de esta costa y de los diferentes elementos litorales, dependen de la respuesta que los materiales geológicos que afloran en ella presentan ante la acción conjunta de las corrientes marinas, el viento y el oleaje del mar Cantábrico. De todos los elementos litorales que podemos observar en A Mariña Lucense cabe destacar la playa de As Catedrais. Esta playa se caracteriza por la presencia de arcos, pináculos, islotes y cuevas esculpidas en los acantilados. Los arcos, como vemos en la ilustración, se generan debido a procesos de erosión de los acantilados. ¿Cómo se erosionan los acantilados? Resulta que las rocas de As Catedrais son principalmente intercalaciones de areniscas, cuarcitas y pizarras. Se podría decir que estas rocas están compuestas por una matriz compleja de granos pequeños e interconectados, esto es, fragmentos de cristales de varios minerales. Durante la formación (diagénesis) de las areniscas ciertos minerales precipitaron entre estos granos y formaron un cemento que los aglutinó y consolidó. En el caso de las cuarcitas y de las pizarras que se formaron bajo condiciones de metamorfismo, algunos de los minerales que las componen se recrecieron o incluso, se deshicieron y dieron lugar a minerales nuevos que consolidaron la roca igualmente. Para la formación de arcos actuaron dos procesos de erosión: la erosión macroscópica, que ocurre cuando se generan pequeñas fracturas en el seno de los minerales que consolidan las rocas (en la matriz) y la roca se parte en grandes fragmentos o bloques; y la erosión microscópica, que ocurre cuando se disuelven los cristales del cemento que une los granos de la roca. Ambos modos de erosión son efectivos aunque a distinta escala de tiempo. Bajo ciertas condiciones ambientales, la combinación de ambos procesos erosivos forma un arco natural, condiciones que dependen del tipo de roca, la inclinación de los estratos o la exposición de la roca a los agentes geológicos erosivos.

# E. BURÓN

## 67. A Mariña Lucense. Playa de As Catedrais

Para visitar el Monumento Natural de la playa de As Catedrais en ocasiones es necesario contar con una autorización.



4.500 Millones de años



550



475



400



120



50



# SALTOS DE AGUA DE VILAGOCENDE

## Un catálogo de cascadas.

En el entorno del noroeste ibérico, existe una gran cantidad de saltos de agua, excavados sobre muy diferentes materiales geológicos. Las tierras montañosas de la Reserva de la Biosfera Oscos, Eo y Terras de Burón no son una excepción, presentan numerosas cascadas de muy diferentes magnitudes. La principal causa de esta abundancia es, obviamente, la abundante precipitación que ocurre en la zona.

En esta reserva de la biosfera la existencia de rocas estratificadas verticales, combinada con una tectónica accidentada, permite la existencia de potentes saltos de agua. Entre los más destacados se encuentran los de Vilagocende y los de Semieira de Murias. La cascada de Vilagocende se sitúa en el ayuntamiento de A Fonsagrada, entre los lugares de Vilagocende y O Fito. En concreto en el rego da Porteliña, afluente del río Lamas, que a su vez vierte en el río Navia. Este salto es el de mayores dimensiones del espacio y uno de los más espectaculares y altos de Galicia, superando los 50 metros de caída. La cascada de Semieira de Murias, en cambio, se sitúa en las cercanías de esta localidad, en el ayuntamiento de Santa Eulalia de Oscos. Se localiza en el curso del río Agüeira, tributario del Navia. Conformar un salto de gran espectacularidad que supera los 30 metros de desnivel.

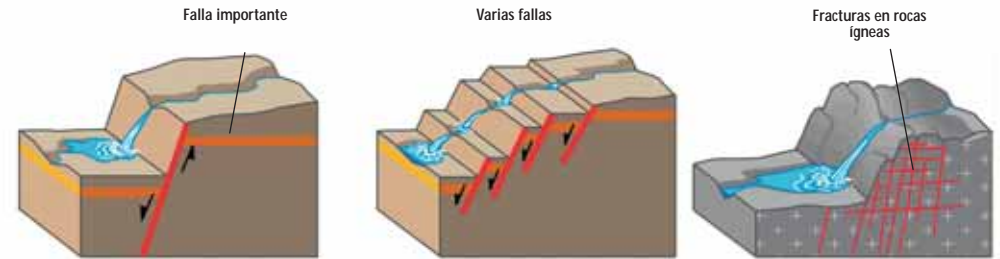
Como vemos en la ilustración, en ocasiones, estas cascadas se forman debido a la existencia de grandes fracturas del terreno relacionadas con procesos tectónicos. Estos desniveles tienen su origen en el movimiento de fallas que se generaron durante el proceso de formación de montañas denominado la orogenia Varisca. Otra gran parte de las cascadas de la zona se originan mediante el funcionamiento de fallas menores que provocan desniveles a escala local. En otras ocasiones, la fracturación de ciertos tipos de roca, como en el caso de los granitos, puede generar saltos de agua. Cuando en el sustrato existen rocas plutónicas, sin estratificación, la intensa fracturación da lugar a saltos muy irregulares con cambios de dirección y forma en pocos metros. Otro factor que puede estar detrás de la presencia de saltos de agua, por ejemplo, es la existencia de contactos entre materiales de diferente resistencia a la meteorización. En estos casos, se generan las llamadas cascadas estratigráficas. Cuando existen saltos de agua pequeños y regulares, las cascadas responden a la presencia de rocas dispuestas en estratos horizontales. Otras veces, la existencia de estratos verticales produce un único salto vertical. También se pueden generar desniveles mediante procesos geomorfológicos ligados por ejemplo, al desarrollo de glaciares, es el caso de las cascadas geomorfológicas.

# DE BURÓN

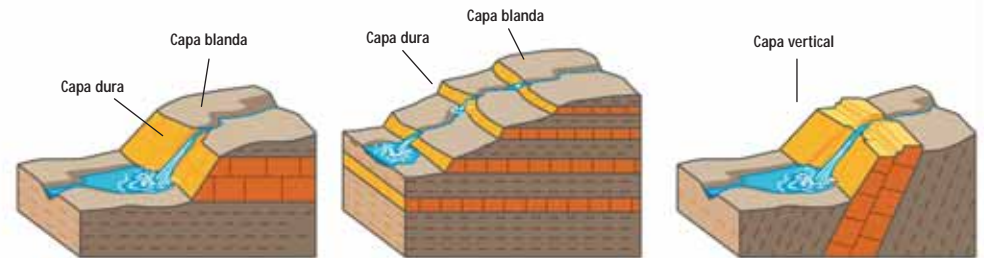
## 68. Saltos de agua de Vilagocende

La fuente sagrada de los peregrinos, A Fonsagrada, es la puerta para los peregrinos que desde Asturias entran en Galicia a través del Camino de Santiago.

### TECTÓNICAS



### ESTRATIGRÁFICAS



### GEOMORFOLÓGICAS



Ejemplo de salto de agua: Cascada de Semieira de Almodán.



# MENORCA

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

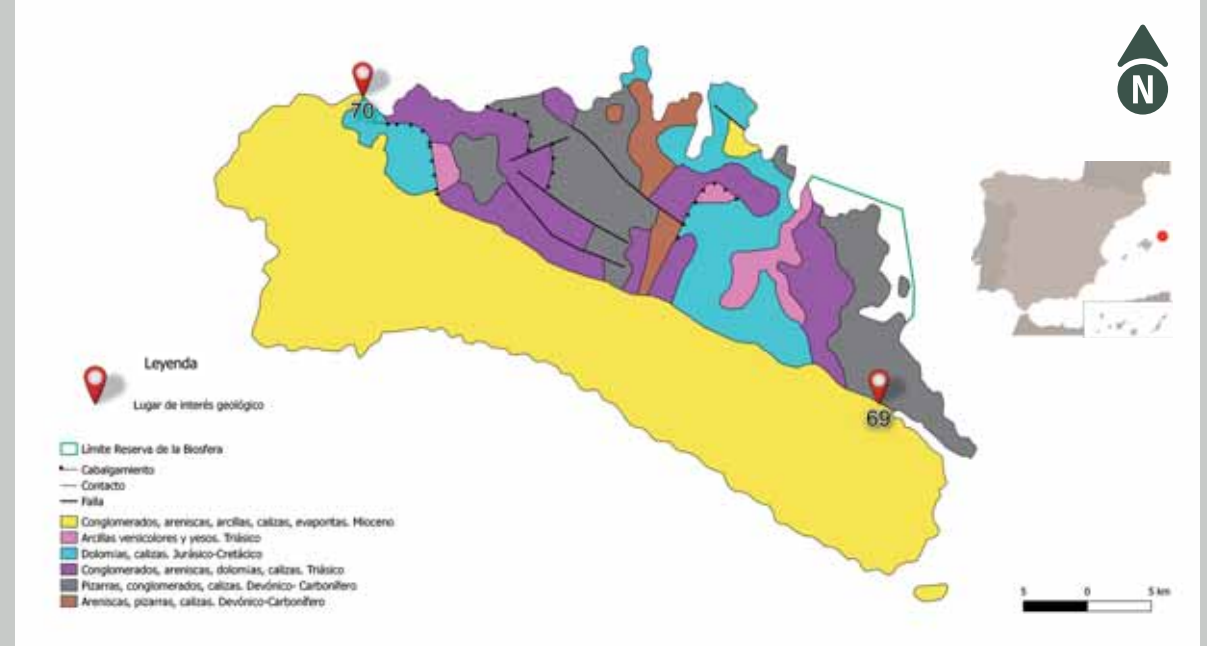
La Reserva de la Biosfera Menorca presenta una gran diversidad ambiental y paisajística. El relieve de la isla define dos grandes zonas naturales: la Tramuntana y el Migjorn. La Tramuntana, al norte, es una zona más heterogénea y con cimas modestas, donde el monte Toro (358 m) es el punto orográfico más alto. El Migjorn corresponde a la parte sur y constituye una zona con poco relieve y atravesada por numerosos barrancos. En la costa alternan calas, acantilados, playas y zonas rocosas con islotes asociados. En el interior domina un mosaico agroforestal dibujado por las paredes secas de los bancales y los caminos rurales. El Parque Natural de s'Albufera des Grau configura el núcleo de la reserva y representa una zona húmeda de especial interés, donde nidifican numerosas aves rapaces y acuáticas. En los barrancos se desarrollan numerosas especies de flora y fauna, siendo en los de la zona sur y en los del litoral de la zona norte de la isla, donde se concentran la mayor diversidad y endemismos. Entre la fauna, sobresalen el grupo de las aves rapaces por su interés para la conservación y, como endemismos animales, destacan los del grupo de los coleópteros. Hasta finales del siglo pasado la actividad económica de la isla se mantenía mediante la agricultura (productos lácteos) y la industria (calzado y bisutería), pero el auge turístico modificó el sistema productivo hacia el sector servicios.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

Menorca está formada por una amplia variedad de rocas, siendo las más antiguas las paleozoicas del Devónico, creadas hace unos 410 millones de años. Sin embargo, su historia está muy ligada al Oligoceno-Mioceno, hace unos 23 millones de años cuando el sector de la corteza terrestre que hoy ocupa el Mediterráneo occidental estuvo sometido a esfuerzos tectónicos asociados a la formación de montañas denominada la orogenia Alpina. Estos movimientos estructurales determinaron la formación de grandes zonas hundidas (fosas tectónicas) y de elevaciones relativas. Las Islas Baleares al igual que otras islas como Córcega o Cerdeña, se corresponden con zonas elevadas situadas entre dos fosas tectónicas, la que ocupaba los actuales golfos de Valencia y de León, y la fosa de Argelia. Una vez configurada la cuenca del Mediterráneo occidental, a finales del Mioceno, se produjo un descenso regional del nivel del mar y, bajo los efectos de un clima árido que facilitaba la evaporación, se originó su desecación parcial. Más tarde, durante el Plioceno, hace unos 5 millones de años, la cuenca mediterránea occidental se sumergió de nuevo y quedó prácticamente como en la actualidad, solamente modificada durante el Cuaternario por los efectos de las glaciaciones.

Desde el punto de vista tectónico y estratigráfico Menorca está claramente dividida en dos mitades: Tramuntana, al norte, y Migjorn, al sur. A grandes rasgos Tramuntana consiste en una zona formada por materiales paleozoicos y mesozoicos y Migjorn implicaría una zona hundida, rellena de sedimentos neógenos.

## Mapa Geológico.



A. Cutiller

# DISCORDANCIA DEL PUERTO DE MAÓ Y PENÍNSULA DE LA MOLA

## El acantilado bicolor.

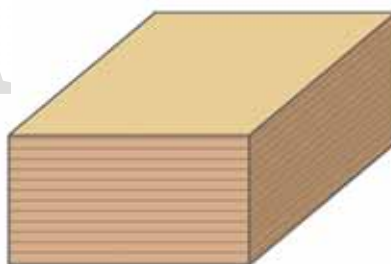
El puerto de Maó está situado en el extremo oriental de la isla de Menorca y presenta dos riberas muy diferentes. La ribera norte, constituida por una alternancia de arenas y fangos compactados (areniscas y lutitas) de 360-300 millones de años, aproximadamente Carbonífero. Esta, aparece plegada debido a la colisión entre dos grandes placas de la corteza terrestre (orogenia Varisca) que se produjo al final del Paleozoico y que dio lugar a montañas de similar altitud al monte Moncayo (2.315 m). La ribera sur en cambio, está constituida por arenas de carbonato compactadas (calcarenitas) prácticamente horizontales, sobre las que se asienta la ciudad de Maó y el pueblo de Es Castell, y, en la base, sedimentos rojos con cantos y bloques (conglomerados) de alrededor de 20-10 millones de años de edad (Mioceno) que aparecen hoy en día casi tal cual se depositaron.

El contacto entre estos dos conjuntos de materiales puede observarse claramente en la península de la Mola situada a la entrada del puerto. En este punto, el Mioceno descansa casi horizontalmente, mediante una discordancia erosiva, encima de los materiales paleozoicos plegados. Esta misma disposición también puede observarse en las islas ubicadas en el interior del puerto con excepción de la isla del Rei.

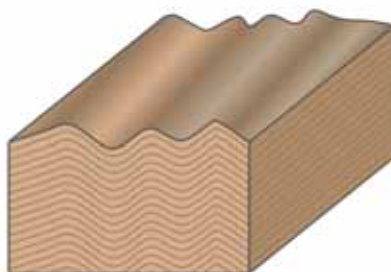
No obstante, la coincidencia del puerto con el límite entre las dos regiones geológicas reconocidas en la isla (Tramuntana y Migjorn) es tan evidente, que resulta casi imposible no pensar que alguna ruptura del terreno, proceso tectónico, pudiera haber producido este contacto entre las rocas del Carbonífero y del Mioceno. En algunos mapas geológicos el contacto se interpreta como que ha sido generado por una falla. Probablemente, el puerto de Maó coincide con el límite erosivo del litoral de la antigua plataforma marina del Mioceno que gracias a la acción conjunta del oleaje y de los torrentes estaba en retroceso. Los materiales miocenos taparon con toda seguridad, el sistema de fracturas generadas por la gran colisión, orogenia Alpina, que formó los Pirineos y las Béticas. Las islas del interior del puerto serían retazos aislados de este retroceso erosivo del litoral. La geometría de los materiales y las variaciones del nivel del mar ocurridas desde el Mioceno a la actualidad, han dado lugar a la actual forma de la ensenada.

## 69- Discordancia del puerto de Maó y península de la Mola

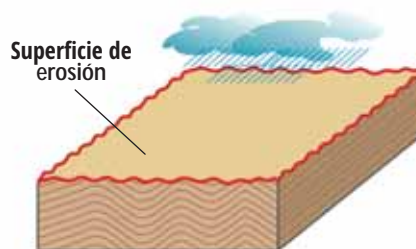
El almirante genovés Andrea d'Oría (1466-1560) decía: Julio, Agosto y puerto de Mahón, los mejores puertos del Mediterráneo son.



1. Depósito de sedimentos del Carbonífero (hace 360-300 millones de años).

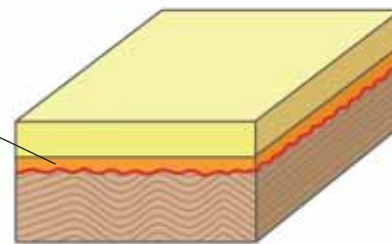


2. Orogenia Varisca: plegamiento, ruptura y deformación de las rocas (hace 280-250 millones de años).

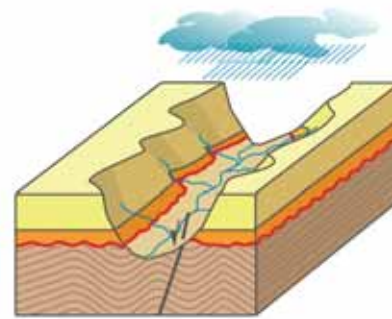


3. Erosión de las rocas plegadas. millones de años.

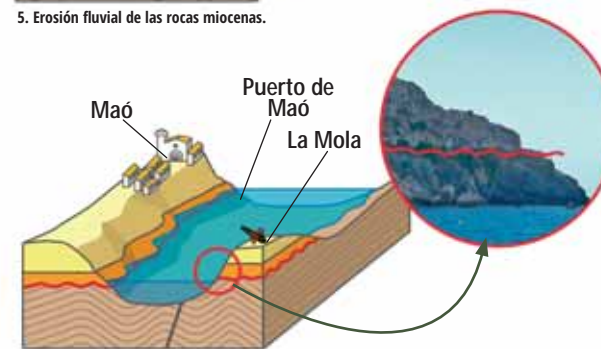
Discordancia erosiva



4. Sedimentación de rocas rojas continentales marinas durante el Mioceno (hace 20-10 millones de años); la discordancia erosiva.



5. Erosión fluvial de las rocas miocenas.



6. Ascenso del nivel del mar, formación del puerto de Maó. Detalle de La Mola en donde se observa la discordancia entre los materiales miocenos y los carboníferos.



# CONGLOMERADOS Y FALLA DE CALA MORELL

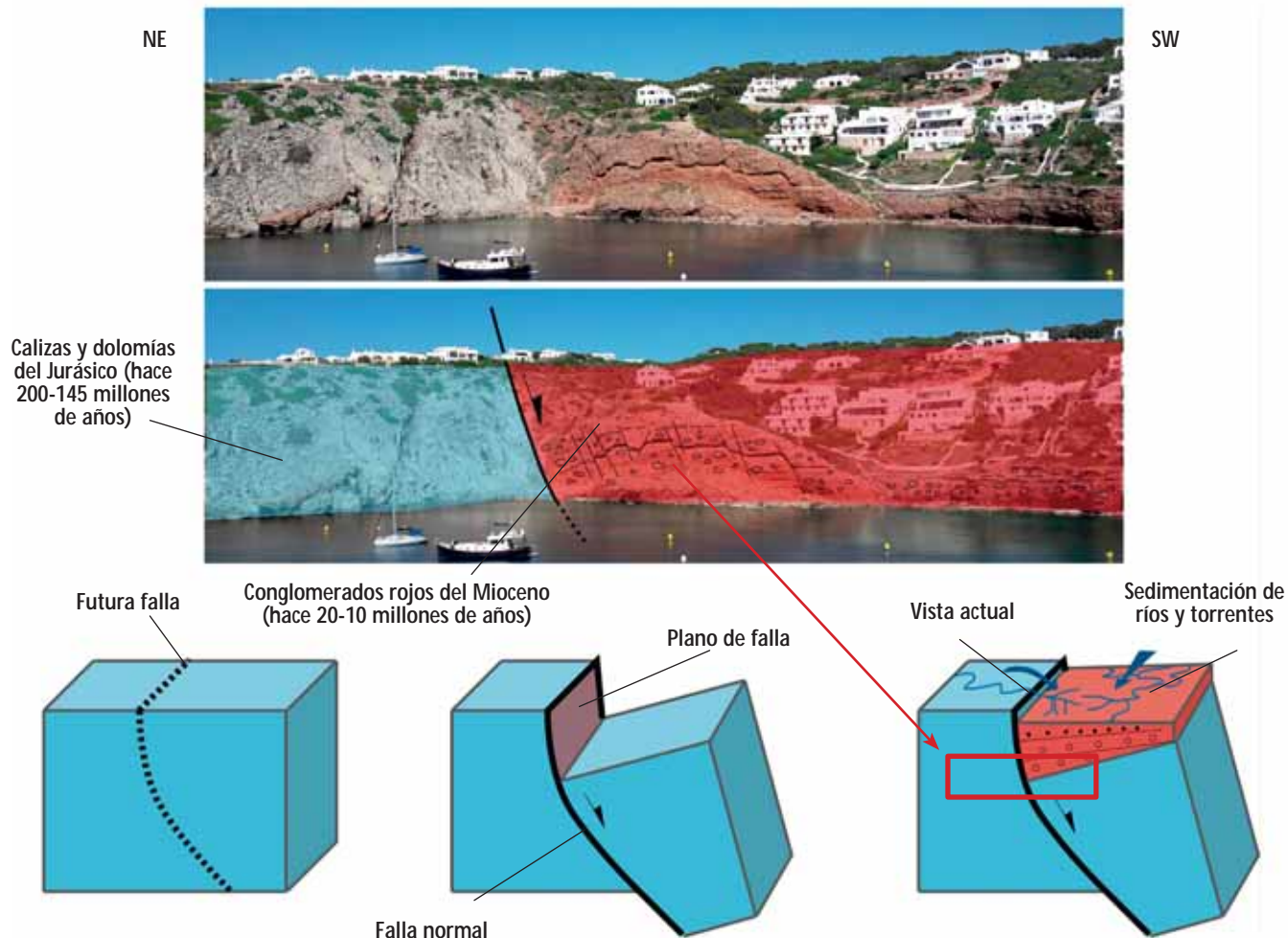
Una cala con historia.

Si echamos un vistazo a Cala Morell seguramente nos sorprenderemos al ver una serie de bloques y cantos que aparecen en su extremo del este. Se trata de conglomerados que se formaron hace aproximadamente 20-10 millones de años, durante el Mioceno. ¿Cómo se apilaron tantos fragmentos de roca juntos? Parece ser que son depósitos generados por torrentes, impetuosos cursos de agua que desembocaban en el mar. Pero si miramos al oeste de Cala Morell, justamente al lado de los conglomerados, se pueden ver otras rocas muy diferentes. ¡Estas son completamente grises! Son así porque están hechas de carbonato, son calizas (CaCO<sub>3</sub>) y dolomías (MgCO<sub>3</sub>). Lo que ocurre es que éstas, son mucho más antiguas que los conglomerados, se crearon hace 200-145 millones de años, durante el Jurásico. ¿Por qué están juntas estas rocas si son de edades tan diferentes? Lo que sucede es que una fractura del terreno con movimiento, lo que llamamos una falla, en concreto la falla de Cala Morell, ha puesto en contacto estos dos materiales que aparecen en el contorno de la cala.

Pero... ¿De dónde vienen los cantos que forman los conglomerados? ¿Por qué son diferentes? Si observamos los conglomerados con detenimiento, veremos que los cantos y bloques están formados por dos tipos de rocas: unos, los más abundantes de color rojo, proceden de la arena compactada, esto es, de areniscas, que han sido arrancadas, transportadas y redondeadas desde antiguos relieves de Menorca hasta Cala Morell hace 298-201 millones de años durante el Permo-Trias ¡casi nada! Además veremos que son de diferentes tamaños, desde pequeños gránulos, hasta bloques de casi 4 metros de diámetro. Los otros trozos de roca en cambio, proceden de las calizas y dolomías del Jurásico, las que están ahí, al lado. Se nota que éstos no han sufrido mucho transporte ya que no están tan redondeados, tienen muchas aristas. Mirando estas rocas desde el aire, es fácil imaginar el camino del antiguo torrente que supuestamente circularía a través de un valle situado sobre las calizas y dolomías que fue abierto mediante fallas y posteriormente, esculpido por el torrente. Este valle parece que comenzaba en unas montañas cercanas, situadas al norte de Menorca, que eran muy parecidas a las que vemos a unos pocos kilómetros hacia el oeste, y terminaba en Cala Morell. ¡Ah claro! Así se explica por qué unos cantos, los rojos, son redondos y otros los grises, tienen aristas. Los grises procederán de las paredes laterales del antiguo valle y los rojos de la cabecera del torrente. ¿Curioso no?

## 70. Conglomerados y falla de Cala Morell

En Cala Morell existe un poblado pre-talayótico sobre un promontorio rocoso de unos 35 metros de altura.



# EL HIERRO

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La isla de El Hierro es la más occidental del archipiélago canario y presenta un relieve abrupto, con el pico de Malpaso (1.501 m) como altura más destacada del territorio. Al igual que el resto del archipiélago su origen es volcánico, destacando una gran cantidad de conos y coladas de lava en el paisaje.

El Hierro soporta la influencia de los vientos alisios que generan una variación en el clima, en la vertiente norte es húmedo mientras que en la sur es seco. La vegetación característica está compuesta por el matorral costero (tabaibas y cardones), los bosques de sabinas, la laurisilva y bosques de pinar canario. Existen especies endémicas como el lagarto gigante de El Hierro y abundantes mamíferos en sus aguas.

Esta reserva de la biosfera mantiene numerosos vestigios de los primitivos pobladores de la isla, los Bimbaches, que dejaron un gran patrimonio en la zona. Su economía está basada en el sector servicios, la construcción, la agricultura, la pesca y la ganadería.

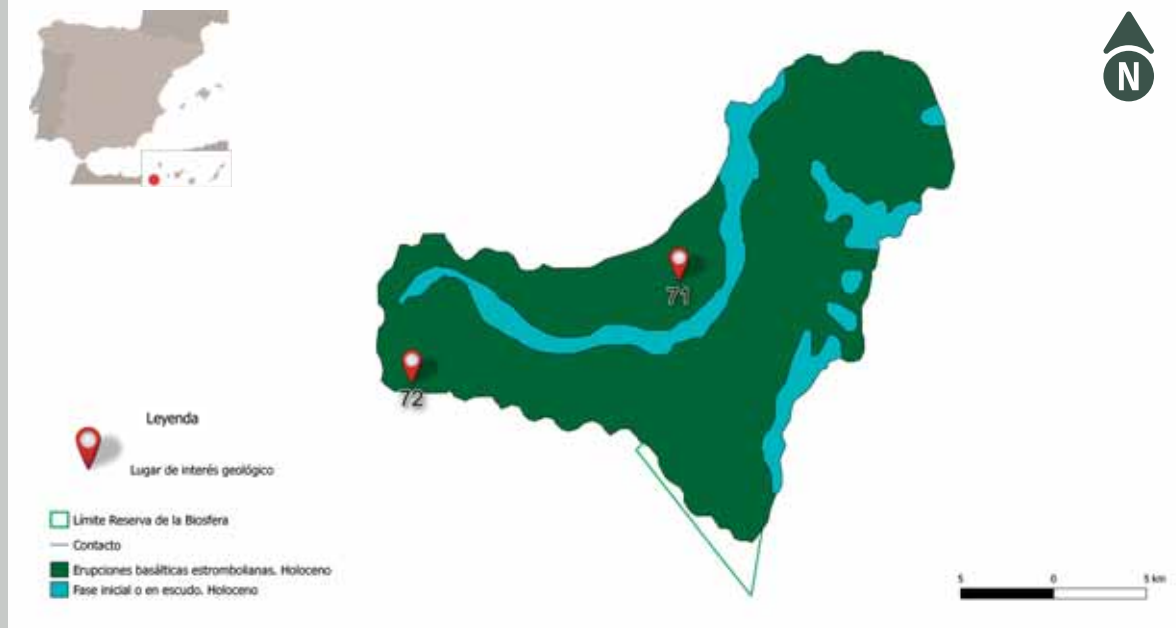
## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La isla de El Hierro es la más pequeña y joven del archipiélago canario. Se ha originado en los últimos 1,5 millones de años mediante la acumulación de materiales volcánicos, emitidos en tres etapas: la serie Antigua, la serie Intermedia y la serie Reciente. Las series están separadas por dos intensos periodos erosivos. Todas ellas han dado lugar a un edificio volcánico emergido que tiene su base a unos 3.000-4.000 m de profundidad.

La serie Antigua se formó entre el Plioceno (hace 5,3-2,5 millones de años) y el Pleistoceno (2,58 millones de años-11.700 años) y en ella predominaron las erupciones volcánicas a favor de fisuras con coladas de lava intercaladas entre fragmentos de roca semi-fundida expulsados por los volcanes (piroclastos) y escorias. La serie Intermedia se desarrolló a lo largo del Cuaternario, hasta hace unos 4.000 años, y representa las erupciones cuyos materiales ocupan la mayor extensión de la isla. Implica una etapa inicial, con estructuras volcánicas muy erosionadas, abundancia de escoria y piroclastos; y una etapa final con edificios volcánicos reconocibles, coladas y piroclastos sueltos. La serie Reciente se diferencia claramente de las anteriores porque sus coladas no están modificadas por la erosión y conservan todos los caracteres estructurales.

A partir de julio del año 2011 una serie de movimientos sísmicos de pequeña magnitud dieron paso, tres meses más tarde, a la última manifestación volcánica de las Islas Canarias, una erupción submarina situada al sur del núcleo pesquero de La Restinga.

## Mapa Geológico.



# DESLIZAMIENTO DE EL GOLFO

## A El Hierro le falta un trozo.

Por el norte, las cumbres de la isla de El Hierro quedan súbitamente interrumpidas por una pared acantilada que se precipita desde los 1.500 metros de altura hasta casi el nivel del mar. Esta pared delimita una depresión semicircular, el Valle de El Golfo, de gigantescas dimensiones. Su nombre es "valle", pero un vistazo basta para saber que ningún río ni glaciar pudieron excavarla... ¿cómo se formó? De antiguo se pensó en diferentes explicaciones: ¿se creó debido a la erosión de las olas que golpean continuamente la isla? ¿Fueron hundimientos de una gran cámara magmática durante una erupción?

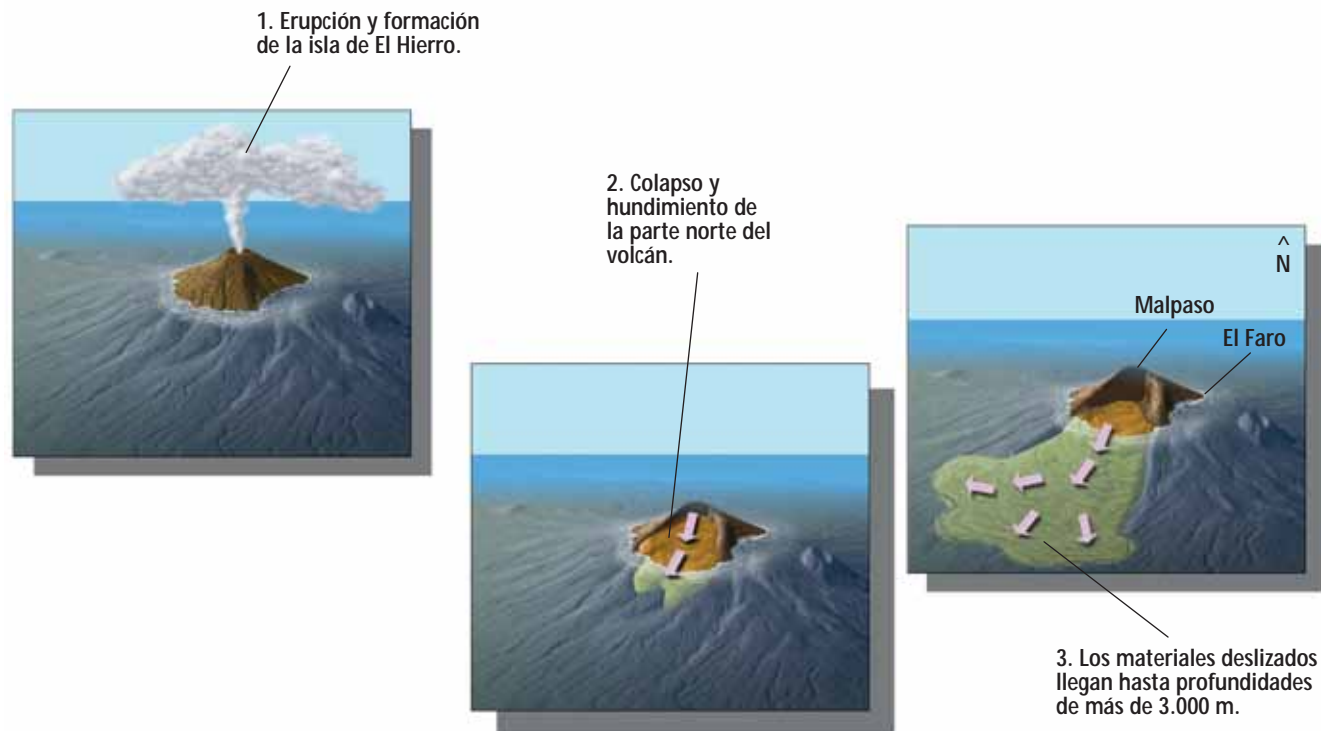
Hoy sabemos que su origen es un gigantesco deslizamiento. Probablemente, por efecto de un terremoto y debido a la inestabilidad del edificio volcánico, una enorme masa de materiales se desplomó hacia el mar y desapareció de forma casi instantánea bajo él; la depresión hoy visible es la cicatriz que dejó tal suceso. Todavía hay dudas de cuándo ocurrió esto exactamente pero, con una edad comprendida entre los 13.000 y los 95.000 años, el deslizamiento del Valle de El Golfo es el más reciente de los ocurridos en Canarias. Son más de una veintena. Has oído bien: estos fenómenos catastróficos son usuales en la evolución de las islas volcánicas oceánicas. Usuales, pero afortunadamente no frecuentes: en Canarias, para presenciar alguno, hay que esperar una media de 100.000 años.

Las pruebas que nos permiten afirmar todo esto se hallan en la pared del valle, justo al este del pueblo de Frontera, donde puede observarse el plano de deslizamiento sobre el que se movió la masa desprendida. Pero sobre todo, yacen en el fondo del océano. Es muy difícil imaginar un volumen tan inmenso de rocas, casi un tercio del volumen total de la isla, moviéndose a toda velocidad y desapareciendo bajo el mar pero, puestos a imaginar, prueba a retirar toda el agua marina frente a la costa del valle. Verás que las paredes acantiladas que limitan la depresión se prolongan hasta los 3.000 m de profundidad. Verás también que los depósitos de la avalancha rocosa se extienden en la llanura abisal sobre un área de 1.500 kilómetros cuadrados, hasta un punto situado a 65 kilómetros de distancia.

De las dimensiones de la ola o tsunami que los modelos matemáticos predicen para un deslizamiento submarino de esta magnitud, mejor ni hablamos...

## 71. Deslizamiento de El Golfo

Las escarpadas paredes del Valle de El Golfo sirvieron de refugio al lagarto gigante de El Hierro (*Gallotia simonyi*). Esta especie endémica se consideró extinguida hasta que fue redescubierta para la ciencia en 1975, y hoy es objeto de un plan de recuperación.



# VOLCANES DE ORCHILLA

El faro que custodia volcanes.

En el extremo occidental de El Hierro, un faro hecho de piedra gris, el Faro de la Punta de Orchilla, se eleva sobre un campo de lava oscura, casi desprovista de vegetación. Pero los viajeros que se acercan a este solitario lugar desde el norte, por los caminos que bajan desde La Dehesa, no pueden divisarlo. Lo oculta una montaña, la Montaña de Orchilla. Montaña es, no cabe duda, pero de planta curva y cima chata, con varios cráteres en su centro. Ocurre que las "montañas" de El Hierro —y ésta de Orchilla no es una excepción— son volcanes, o dicho con mayor exactitud, conos volcánicos, elevaciones formadas por la acumulación de piroclastos, es decir, fragmentos de magma solidificado, alrededor de la boca de una erupción.

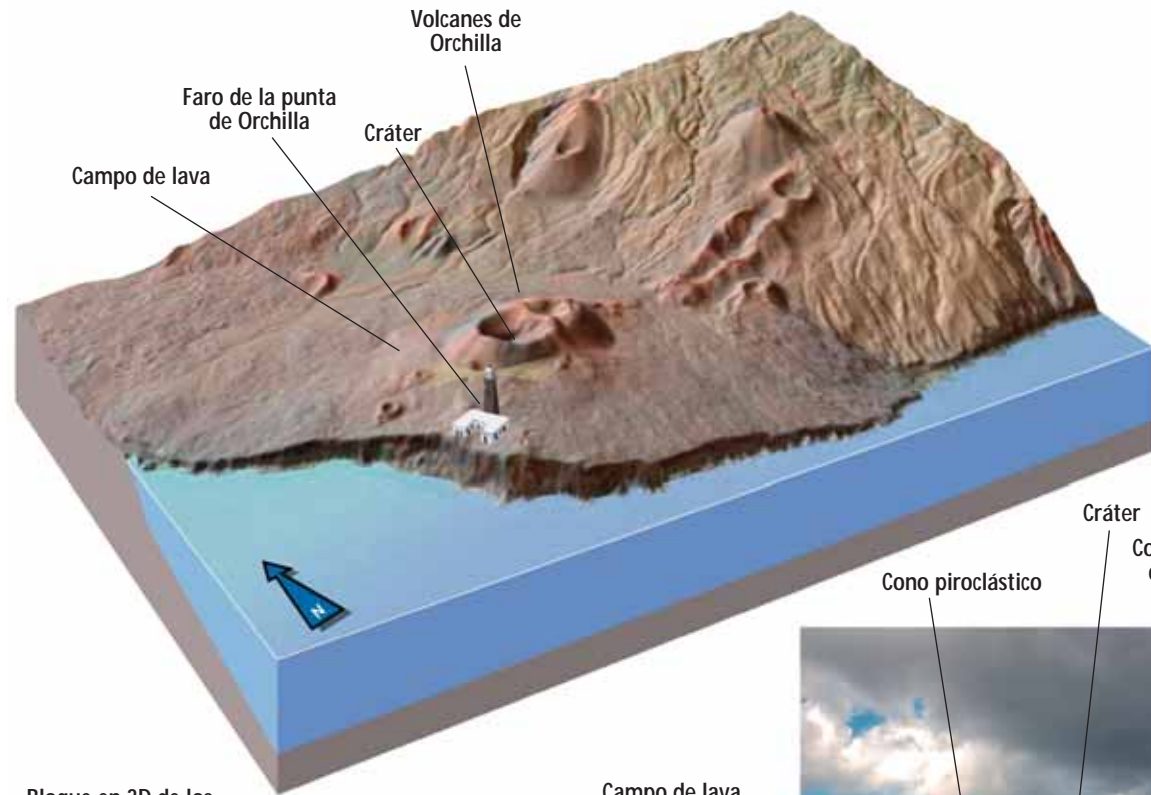
Si nos fijamos algo más, comprobaremos que la Montaña de Orchilla es solo la boca principal de las varias que estuvieron activas durante la erupción que la originó. Algunas de esas otras bocas, que forman relieves de menor altura, situados la mayoría entre la montaña y el faro, emitieron salpicaduras de lava, fragmentos de magma proyectados al aire en un estado semifundido y plástico. Al chocar contra el suelo, las salpicaduras se aplastaron y soldaron entre sí, acumulándose y formando pequeños edificios cónicos de paredes muy pronunciadas llamados hornitos.

Estas bocas secundarias emitieron también las lavas sobre las que se edificó el faro. Eran lavas bastante fluidas que, al enfriarse y solidificar, dieron lugar a una roca denominada basalto.

Tanto el aspecto de las lavas como el hecho de que estén apenas cubiertas por vegetación indican que la erupción debe de ser de edad geológica reciente, de unos pocos miles a una decena de miles de años. En El Hierro, los conos volcánicos y campos de lava de esa edad se concentran en el extremo oriental de la isla, como este de la Montaña de Orchilla, y también en los dos otros vértices, oriental y sur, de la misma.

## 72. Volcanes de Orchilla

El Faro de Orchilla está en un lugar de gran importancia en la historia de la cartografía y la navegación, ya que desde la obra de Claudio Ptolomeo en el siglo II DP, se trazó el Meridiano 0.



Bloque en 3D de los edificios volcánicos de la Punta de Orchilla.



Campo de lava

Vista de los volcanes de Orchilla desde las proximidades del faro.





# FUERTEVENTURA

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

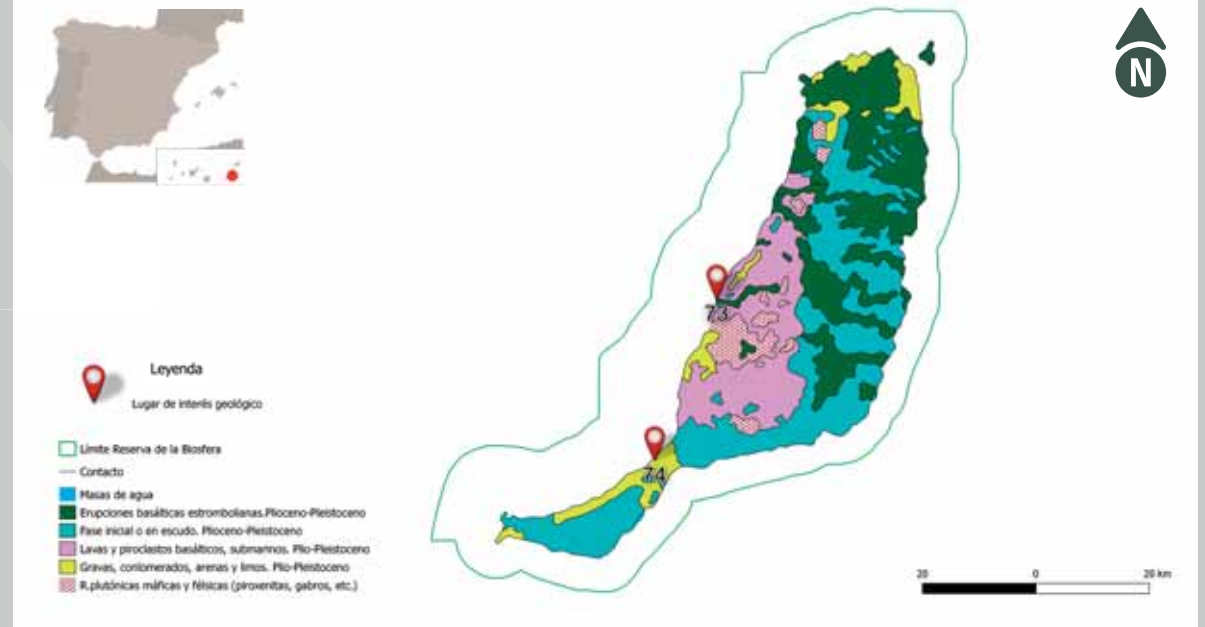
Es la isla más cercana al continente africano y presenta un clima desértico y semidesértico, siendo una de las mayores zonas con estas características climáticas de Europa. Este factor, junto al aislamiento geográfico, ha propiciado la existencia de más de 500 endemismos en la reserva de la biosfera, la mayoría de ellos en la fauna, destacando entre los vertebrados la avutarda Hubara y el Alimoche canario, nombrado popularmente como Guirre. El paisaje conserva la herencia de los esfuerzos realizados por el hombre para persistir en estas condiciones áridas, donde se siguen manteniendo las actividades tradicionales como la agricultura, la ganadería, la pesca y la artesanía, aunque la principal actividad económica es ahora el turismo sostenible.

La isla de Fuerteventura es la más antigua del archipiélago canario lo que permite contemplar los fenómenos geológicos que tuvieron lugar en los primeros estadios de formación de las Islas Canarias. Su costa, con más de 100 kilómetros de longitud, es uno de los litorales mejor conservados del archipiélago canario.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

Pese a que Fuerteventura emergió de las aguas del Atlántico hace unos 25-30 millones de años, durante el Paleógeno, el primer gran episodio de actividad volcánica significativa en la zona se inició bajo el océano, hace unos 70 millones de años. A partir de fracturas originadas en el fondo del mar se emitieron lavas que acabaron construyendo un importante relieve submarino. Este núcleo inicial recibe el nombre de complejo Basal y es observable en algunas zonas de Fuerteventura. Fuerteventura además, presenta en algunas zonas rocas sedimentarias que formaron parte del fondo oceánico y que se depositaron durante el Jurásico-Cretácico, hace 180 millones de años. Estos materiales se sedimentaron en un mar profundo creado tras la separación de los continentes de África y América, separación que generó la aparición del océano Atlántico. Posteriormente, los sedimentos marinos fueron levantados mediante fuerzas tectónicas hasta su emersión. Cuando la construcción volcánica submarina salió a la superficie formando la isla, el clima era más cálido que el actual, lo que favoreció el crecimiento de arrecifes alrededor de la costa en proceso de formación. Los restos fosilizados de éstos pueden contemplarse actualmente en algunos lugares de la isla a modo de afloramientos de rocas calizas. Más tarde, en un primer ciclo eruptivo datado entre los 25 a 12 millones de años, se sucedieron emisiones de lava que acabaron generando el crecimiento de grandes relieves volcánicos en la zona centro-oriental de la isla. Tras un largo periodo de inactividad, de casi 7 millones de años, se inició una segunda etapa de emisiones que duró hasta hace pocos miles de años y en la que se crearon los conos volcánicos de la mitad norte de la isla. Hace entre 9 y 4 millones de años se generaron cordones de dunas litorales alrededor la parte emergida de la isla y finalmente, se produjo un tercer ciclo volcánico datado entre hace 50.000 y hace 8.000 años, aproximadamente.

## Mapa Geológico.



# COMPEJO BASAL Y AJUY

## Las rocas más antiguas de Canarias.

La playa de Ajuy, situada en la árida costa occidental de la isla de Fuerteventura, se extiende entre las desembocaduras de dos barrancos, el de Malpaso al norte y el de El Aulagar al sur. Al pasear por el barranco podemos observar en las paredes laterales de esos dos barrancos las rocas más antiguas de Canarias. Son rocas bandeadas en amarillo y varios tonos de verde y gris, como la piel de un extraño tigre, atravesados por multitud de filones o diques de rocas blancuzcas, negras, rojizas, verdosas... tantos filones, que a veces sólo ellos están presentes.

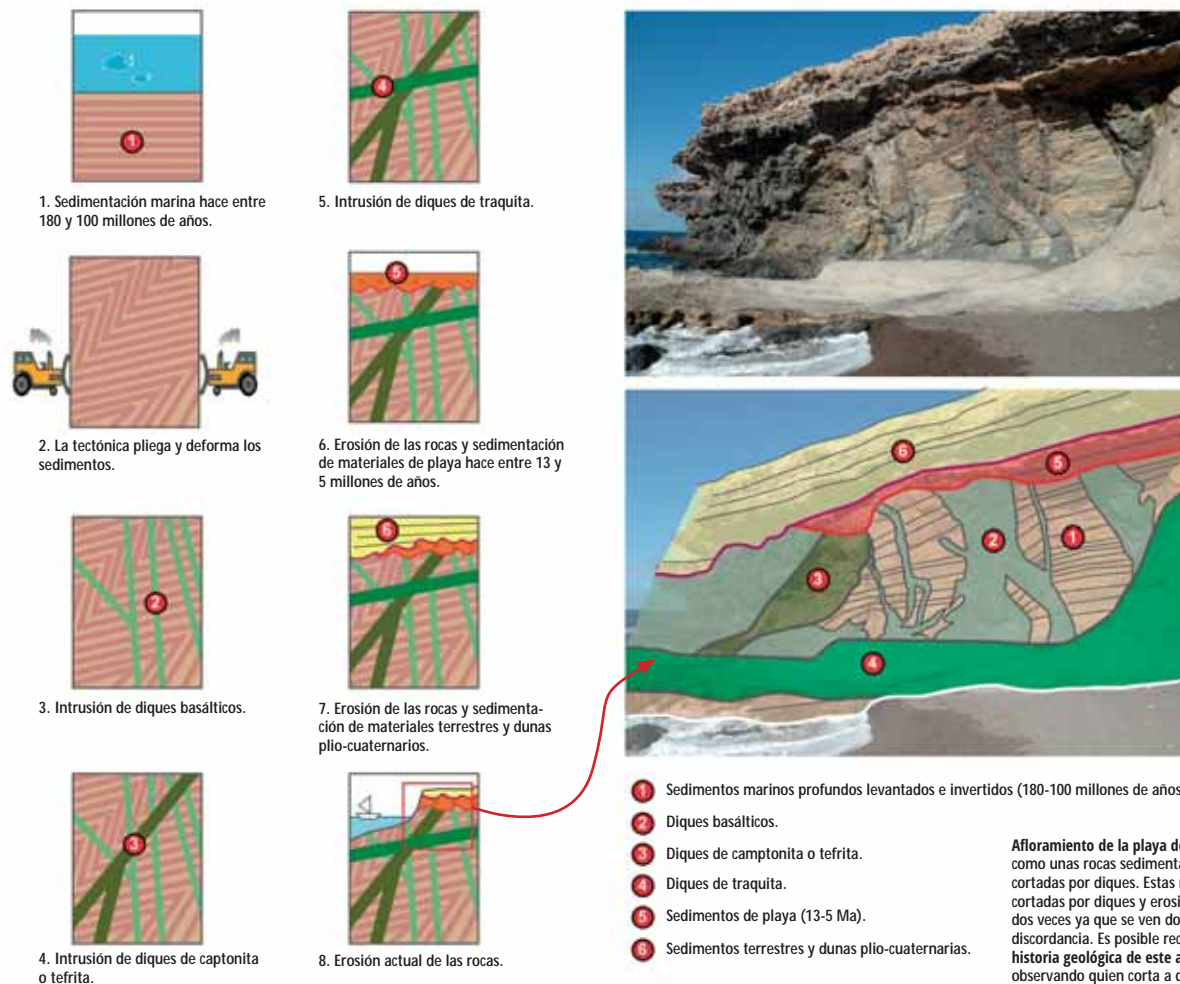
Estas rocas bandeadas se crearon hace entre 180 y 100 millones de años (Jurásico Inferior-Cretácico Superior) a partir de sedimentos depositados en los fondos oceánicos profundos. Se trata de materiales de grano fino (limos, arcillas) procedentes del cercano continente africano, y de carbonatos procedentes de los organismos marinos que allí vivían. Más tarde, esos sedimentos marinos se plegaron y voltearon mediante fuerzas tectónicas. Estos procesos de deformación de los materiales, comenzaron hace aproximadamente 56 millones de años y ocurrieron acompañadas de un intenso volcanismo submarino. Los múltiples diques que atraviesan los sedimentos, son antiguas fracturas por las que ascendieron los magmas que alimentaron esos volcanes submarinos.

Los sedimentos marinos, las rocas volcánicas submarinas, los diques y otros materiales diversos constituyen una formación geológica denominada el complejo Basal. En las paredes de los barrancos que limitan la playa de Ajuy, las rocas de este complejo Basal aparecen bajo un plano horizontal neto muy marcado, una superficie de erosión que corresponde a una antigua rasa marina o plataforma de abrasión sumergida, hoy elevada. Las olas excavaron este primitivo fondo marino cercano a la antigua costa en las rocas del complejo Basal hace entre 13 y 5 millones de años. Posteriormente, las mismas fuerzas que elevaron el complejo Basal hicieron que este antiguo fondo somero ascendiera hasta su posición actual, unos 10 m por encima del nivel del mar. Sobre la rasa marina aparecen otras rocas volcánicas y sedimentarias de menor edad pero igual de interesantes, testigos de épocas y procesos más recientes en la compleja y larga historia geológica de la isla.

# FUERTEVENTURA

## 73. Compejo basal y Ajuy

Al norte de la playa de Ajuy, en la denominada Caleta Negra, se localizaba el Puerto de la Peña. En él se embarcaba hacia el resto de las islas cal fabricada a partir de la combustión de las rocas calizas de la isla que se usaba para blanquear muros y fachadas.



# ISTMO DE JANDÍA

Un brazo de tierra.

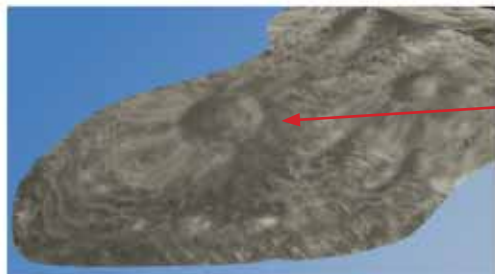
Entre el Macizo de Amanay y las montañas de la Península de Jandía, en el extremo sur de la isla de Fuerteventura, se extiende un brazo de tierra, un istmo de 10 kilómetros de longitud y 4 a 6 kilómetros de anchura, formado por llanuras y colinas bajas. El brazo de tierra lo llaman de varias maneras, en el norte recibe el nombre de istmo de la Pared y en su parte central se le conoce por El Jable, el término utilizado en las Canarias orientales como sinónimo de arena blanca de playa. ¿Cómo se ha formado? Pues resulta que su sustrato es parte de un escudo basáltico muy erosionado que surgió del mar durante el Mioceno, posiblemente alrededor de 21 millones de años atrás, y estuvo activo hasta hace unos 14 millones de años.

Es un lugar de singular atractivo, aunque árido, muy soleado y ventoso, especialmente en verano, cuando se intensifica el régimen de los vientos alisios que soplan desde el norte. Estos vientos transportan cantidad de arena desde la costa norte hacia la costa sur, a través del istmo. Esta zona sur de la isla se trata de la franja arenosa litoral más extensa de Canarias, una playa de unos 15 kilómetros de largo, que se prolonga casi ininterrumpidamente desde el istmo de Jandía hasta el extremo sur del brazo de tierra.

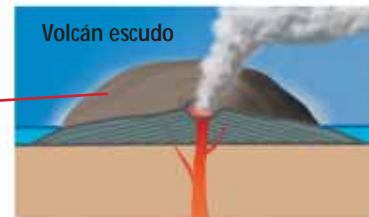
Las arenas proceden de los acantilados de la costa norte del istmo. Principalmente, de unas formaciones dunares fósiles que allí afloran y que están datadas en el Pleistoceno Superior (hace 12.600-11.700 años) y en menor grado de otras dunas fósiles más antiguas, del Plioceno (5,3-2,6 millones de años). Son arenas bioclásticas, es decir, formadas por restos fragmentados de organismos marinos: conchas, esqueletos de algas calcáreas y de foraminíferos, etc. Estos restos se acumularon en grandes cantidades cuando las islas estaban bañadas por aguas de carácter tropical, antes de que el cierre de otro istmo, el de Panamá, instaurara el actual régimen de corrientes en el Atlántico, y con ello la corriente fría de Canarias.

## 74. Istmo de Jandía

El istmo y la localidad de La Pared toman su nombre de un muro de piedra seca o suelta, de hasta 1 metro de altura y entre 1 y 1,5 metros de anchura, que cruzaba la isla por este lugar de este a oeste, desde Matas Blancas a Laja Blanca, dividiéndola en dos mitades: Maxorata al norte y Jandía al sur.



1. Hace unos 20 millones de años se formó un volcán de escudo que se fue erosionando.



Volcán escudo



2. Desde hace 5,6 millones de años en varios periodos temporales gracias a la acción del viento se formaron cordones de dunas en el litoral norte del istmo.



Dirección del viento

Barlovento Sotavento



Jable de Jandía



3. Durante los últimos 2,6 millones de años la costa se ha ido erosionando y se ha formado el istmo. Actualmente las dunas fósiles son erosionadas y la arena es transportada para alimentar el cordón de las playas del sur.



Duna actual



# GRAN CANARIA

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La isla de Gran Canaria se caracteriza por su forma circular y un relieve abrupto culminado en su parte central, por el pico de las Nieves (1.949 m) que distribuye de forma radial una densa red de barrancos desde el centro de la Isla hacia el mar.

El ámbito declarado como reserva de la biosfera constituye casi la mitad de la superficie de Gran Canaria y contiene una elevada diversidad biológica. Las especies vegetales están representadas por pinares canarios en las cumbres y vertientes sur, laurisilva y fayalbrezal en la vertiente norte, plantas termófilas en las altitudes medias-bajas, cardones y tabaibas en la franja litoral y palmerales en los fondos de los valles. El territorio incluye 1.094 especies de animales censadas, de las cuales más de la mitad son endemismos.

Se encuentran restos arqueológicos de una cultura bereber insular y un importante patrimonio heredado de la tradición agropecuaria de la zona. Actualmente, la ocupación de la isla se centra en el desarrollo de las actividades tradicionales de explotación y también en el turismo rural.

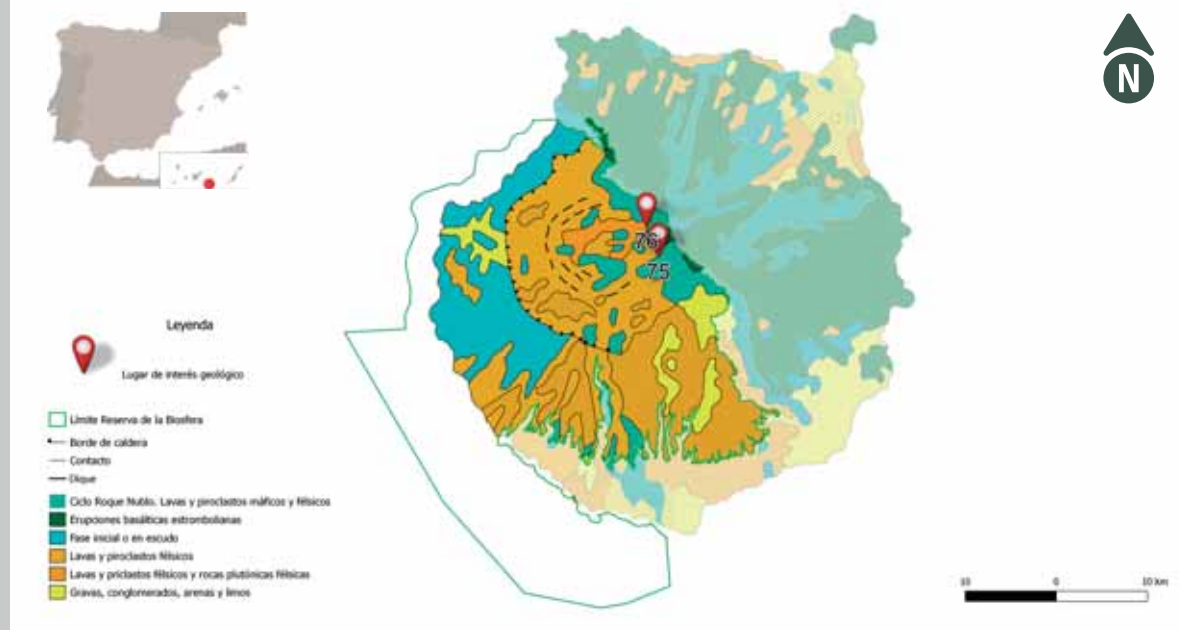
## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La historia geológica de Gran Canaria se inició durante el Mioceno, hace unos 16 millones de años, con una fase de crecimiento volcánico submarino que desarrolló el complejo Basal de la isla. El crecimiento progresivo de éste culminó con su emersión del mar, hace unos 14,4 millones de años.

Las primeras erupciones subaéreas crearon un gran edificio basáltico que creció mediante la acumulación de los materiales volcánicos. En algún momento se volvió inestable y se produjo el hundimiento de su cúpula central. Esta gran caldera de colapso, la caldera de Tejada, ocupa el centro del territorio y es la estructura volcánica más importante de la isla. En el Plioceno, hace 3 millones de años, se originó un estratovolcán de más de 2.500 m de altura que también perdió su estabilidad en los estadios finales de su formación, derrumbándose. El popular Roque Nublo forma parte de los restos de ese gran edificio.

Durante el Cuaternario la actividad volcánica ha sido irregular y se desconocen erupciones volcánicas producidas en los últimos 500 años.

## Mapa Geológico.



M A PeSa

# RELICTOS DEL ESTRATOVOLCÁN ROQUE NUBLO

Lo que queda de un volcán.

En la isla de Gran Canaria existió un gran estratovolcán que pudo llegar a alcanzar una altura de cerca de 2.500 m. ¿Qué son los estratovolcanes?... son edificios volcánicos de gran relieve y flancos de acusada pendiente formados por multitud de erupciones. El de Gran Canaria estuvo activo hace 5,5 y 2,9 millones de años, periodo en el que expulsó alrededor de 200 kilómetros cúbicos de rocas volcánicas. Desde el final de su actividad, la erosión lo ha ido desmantelando, de forma que hoy en día solo se conservan restos en afloramientos dispersos por toda la isla.

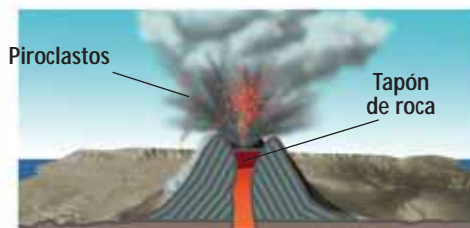
Las rocas más características y espectaculares originadas por los estratovolcanes son precisamente las que forman el Roque Nublo. Se denominan Ignimbritas: son rocas constituidas por fragmentos de piedra pómez y otras rocas englobados en una matriz de ceniza volcánica endurecida. Se forman a partir de la sedimentación del material que transportan las llamadas *nubes ardientes*, flujos gaseosos de partículas que son emitidas por la boca del volcán en erupciones altamente explosivas y que corren sobre la superficie del terreno debido a su gran densidad. Las ignimbritas del estratovolcán Roque Nublo afloran formando extensas capas de roca, de entre 5 y 60 metros de espesor cada una. Se originaron en erupciones de la última fase de actividad del edificio volcánico, ocurridas a partir de los 3,9 millones de años.

Debido a su estructura inestable, hace aproximadamente 3 millones de años, el estratovolcán sufrió una serie de grandes deslizamientos gravitacionales en varias direcciones. Una parte del material involucrado en ellos se movilizó varios kilómetros montaña abajo en forma de bloques gigantes. El Roque Nublo y toda la amplia plataforma rocosa en la que se asienta constituyen el mayor de esos bloques, con unas dimensiones de 1.200 metros de largo por 800 metros de ancho y 300 metros de espesor.

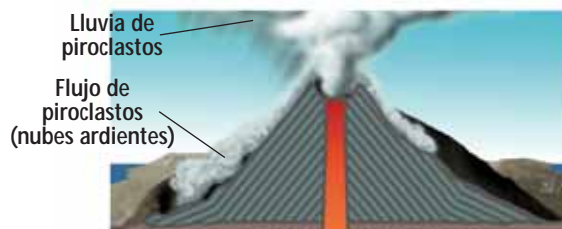
# GRAN CANARIA

## 75. Relictos del estratovolcán Roque Nublo

La erosión del estratovolcán Roque Nublo tiende a dar lugar a monolitos de piedra. Muchos de éstos **tuvieron un gran significado social ya que los canarios originales eran un pueblo animista que adoraba las rocas y las montañas.**



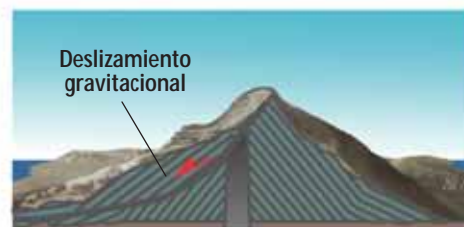
1. Hace más de 5 millones de años empezó a formarse un estratovolcán.



2. El volcán creció hasta unos 2.500 m. en las erupciones solían producirse *nubes ardientes* que al enfriarse han dado lugar a las ignimbritas.



Macizo del Nublo desde el lomo de las Moradas



3. Hace unos 3 millones de años el volcán colapsó y se produjeron deslizamientos gravitacionales de ladera.



4. La erosión ha modelado el paisaje actual dejando formas características como los relictos del Roque Nublo.



Roque Nublo (derecha) y La Rana (izquierda).



# COMPLEJO VOLCÁNICO-SEDIMENTARIO DE LA CALDERA DE TEJEDA

## La construcción de una isla.

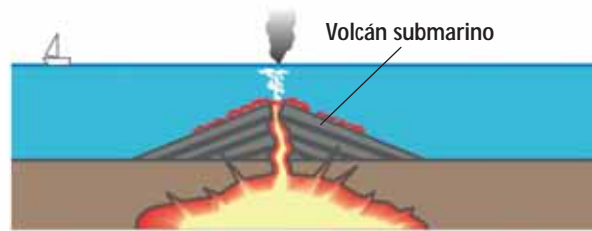
Hace aproximadamente 14 millones de años, Gran Canaria tenía la forma de una gran cúpula volcánica, un volcán en escudo construido mediante la acumulación de coladas de lavas basálticas que se habían sucedido desde medio millón de años antes, momento en que el edificio volcánico emergió del mar. Durante todo ese periodo, se produjeron más de 1.000 kilómetros cúbicos de rocas volcánicas que fueron construyendo la primitiva isla.

Bajo ella, a unos 5 kilómetros de profundidad, fue acumulándose un gran volumen de magma. La primera irrupción en superficie de este magma fue espectacular: más de 60 kilómetros cúbicos fueron expulsados en una erupción muy explosiva que generó un depósito de espesor medio de 30 metros que cubrió la isla. Como consecuencia del vaciado de la cámara magmática durante la erupción, el techo de la misma empezó a hundirse. El hundimiento continuó gradualmente tras sucesivas erupciones que se prolongaron hasta los 8,5 millones de años, en las que se emitieron en total aproximadamente otros 1400-2000 kilómetros cúbicos de rocas volcánicas. El resultado fue la formación de una gigantesca caldera volcánica de planta elíptica (20 x 17 kilómetros) y más de 1 kilómetro de hundimiento vertical: la Caldera de Tejeda.

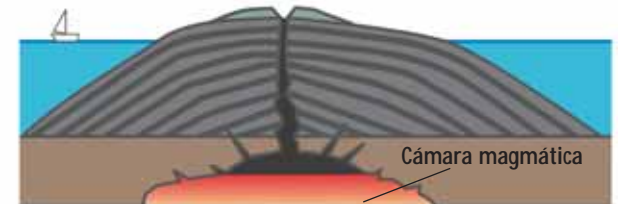
Los productos de todas esas erupciones se dispusieron tanto rellenando la caldera, en su interior, como en áreas adyacentes a sus bordes. Los afloramientos más espectaculares de estos materiales se hallan en lo que en su momento fue el borde de la caldera. En ellos las rocas volcánicas de la caldera adquieren colores azulados, verdosos –localmente conocidos como azulejos– y púrpuras, que denotan la presencia de minerales secundarios tales como varios tipos de arcillas, zeolitas y una variedad de feldespato potásico u ortoclasa, la adularia. Estos minerales se formaron al sufrir la roca una intensa alteración cuando circularon por su interior fluidos calientes que ascendían por las fallas del borde de caldera para alimentar numerosas fumarolas.

# 76. Complejo volcánico-sedimentario de la Caldera de Tejeda

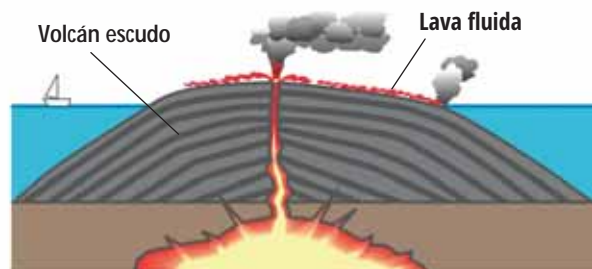
En Tejeda se desarrolló una agrupación indígena granero-fortaleza desde la que se controlaba la Caldera de Tejeda. Este lugar fue uno de los últimos focos de resistencia durante las batallas que se libraron para la conquista de la isla.



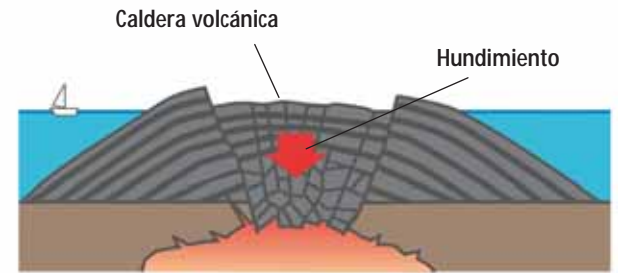
1. Hace unos 14 millones e años empieza a formarse un volcán bajo el mar.



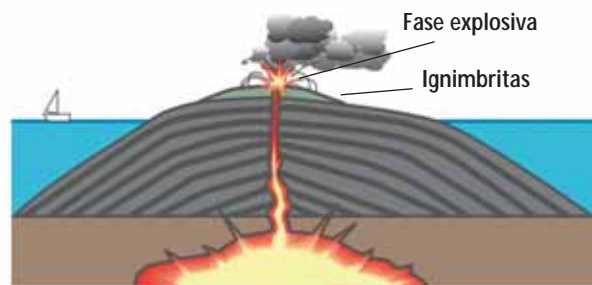
4. La cámara magmática se vacía y produce inestabilidad en el edificio volcánico.



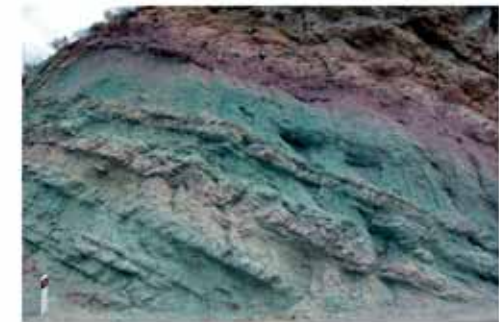
2. Cuando el volcán sale a la superficie forma la isla de Gran Canaria. Como la lava es bastante fluida se forma un volcán llamado "de escudo".



5. Poco a poco el volcán va hundiéndose formando una gran caldera volcánica.



3. Se inician fases explosivas que generan productos volcánicos llamados ignimbritas.



Ignimbrita de vivos colores debido a la alteración de sus minerales.



# LA GOMERA

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera de La Gomera comprende todo el territorio de la isla y un área marina circundante. En la isla habitan alrededor de 20.000 personas. En el centro de la isla normalmente se estanca un mar de nubes que confiere una elevada humedad, que favorece la existencia de la superficie continua de laurisilva más extensa y mejor conservada de Canarias. Esta zona coincide con el Parque Nacional de Garajonay. Los barrancos de La Gomera han funcionado como áreas-islas para la evolución de plantas y animales endémicos. Se han descrito 4.182 especies (1.063 endemismos canarios y 268 exclusivas de La Gomera). El medio marino que presenta una importante plataforma continental, es igualmente muy rico en fauna, destacando los cetáceos.

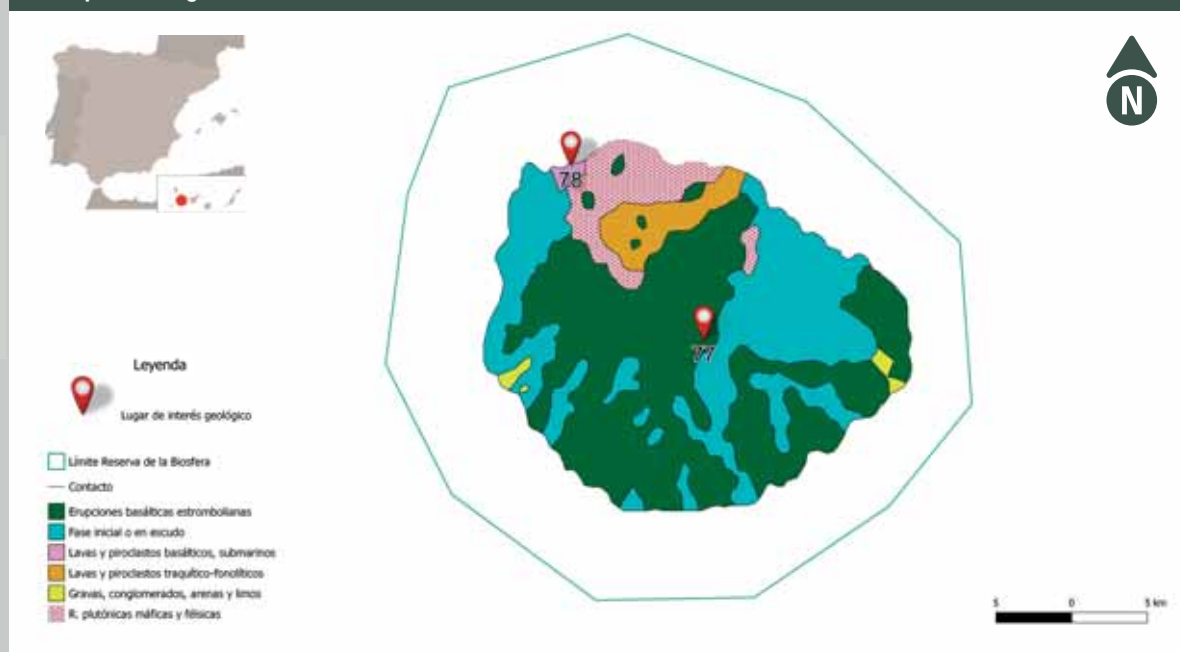
La impronta humana en los paisajes está definida por la presencia de paredones, que hacen posible los cultivos en laderas de gran pendiente, o de palmeras relacionadas con el desarrollo económico y cultural ancestral de la isla. Es interesante además el silbo gomero que ha sido declarado Patrimonio Inmaterial de la Humanidad por la UNESCO. La principal actividad económica es la de servicios, especialmente vinculados a las actividades turísticas, el motor económico insular.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La Gomera, con 370 kilómetros cuadrados y 1.487 metros de altitud máxima en el Alto de Garajonay, surgió hace unos 10-12 millones de años. Su historia geológica comienza a partir de un monte submarino y la posterior construcción de edificios volcánicos a partir de diferentes episodios volcánicos que se fueron sucediendo. Prolongados períodos de reposo permitieron la acción de la erosión. Así, el paisaje de la isla está íntimamente relacionado con ésta ya que está surcado por una amplia red de barrancos, entre los que destacan los de Vallehermoso, Hermigua o el espectacular Valle Gran Rey. La erosión marina además ha provocado un gran retroceso de su línea de costa, tallando acantilados de alturas considerables (La Mérica), o desnudando la roca para mostrarnos fabulosas formaciones geológicas (Los Órganos). Sin embargo, las selvas que tapizan las cumbres han protegido de la erosión a los basaltos desde donde parten los barrancos de forma radial hasta llegar al mar, como si fuera un exprimidor de naranjas gigantes.

Una interminable maya de taparuchas (fisuras por donde manaba la lava como si fuesen grandes cicatrices) y los roques (lava solidificada en la chimenea volcánica expuesta a nuestros ojos al erosionarse el cono volcánico con el paso del tiempo), son dos de los rasgos geológicos más característicos de la isla. Los Roques de Agando, Carmona, Ojila y la Zarcita nos regalan una estampa inigualable.

## Mapa Geológico.



# LOS ROQUES

Un volcán con lava muy viscosa.

Cuando se habla de lava, tendemos inmediatamente a pensar en ríos de roca fundida e incandescente que corren furiosamente arrasando cuanto se interpone en su camino. Ocurre que esto no siempre es así: en ocasiones, la lava es tan viscosa, es decir, le cuesta tanto fluir, que no puede derramarse hacia los lados y se acumula directamente sobre la boca eruptiva. Se forman así edificios de gran altura con respecto a su pequeña extensión, llamados domos volcánicos.

Estas lavas viscosas forman al enfriarse rocas volcánicas muy compactas, muchas veces más resistentes que las que las rodean. Por ello, la erosión tiende a mantener su elevación sobre los terrenos circundantes. Además, son lavas ricas en sílice (SiO<sub>2</sub>). Al enfriarse y solidificar, producen rocas de colores claros (traquitas o fonolitas) como los minerales que las constituyen. En edificios volcánicos como los de La Gomera, donde predominan otras rocas más oscuras, formadas a partir de lavas más pobres en sílice (basaltos y otras), el contraste de color se une a los factores anteriores para resaltar aún más a los domos en el paisaje.

Los domos volcánicos más famosos de Canarias son Los Roques. Son un conjunto de cuatro grandes domos de forma más o menos cónica, los roques de Agando, Ojila, La Zarcita y Las Lajas. Debido a que la erosión ha eliminado una parte importante de estos domos y de los terrenos a su alrededor, no podemos reconstruir con exactitud cuál era su forma original, nada más entrar en erupción hace aproximadamente 5 millones de años (Agando) a 4,25 millones de años (La Zarcita). Si podemos, en cambio, saber que una parte importante de lo que hoy vemos corresponde a la porción subterránea de los domos, la que se hallaba bajo la superficie en el momento de la erupción. Vemos pues chimeneas volcánicas, conductos de emisión rellenos de lava muy viscosa que solidificó en su interior. También podemos sospechar que sobre los conductos se elevaron, empujadas por la lava en ascenso, grandes acumulaciones de lava casi sólida, de la que sobresalían agujas o espinas volcánicas de paredes muy verticales.

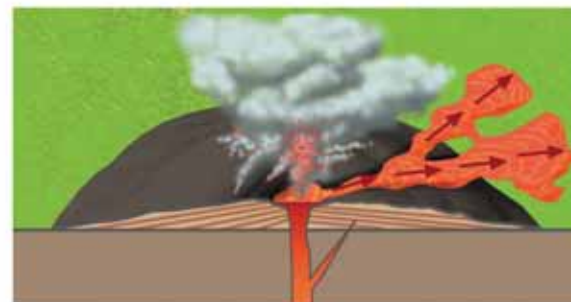
# LA GOMERA

## 77. Los Roques

la gomera / islas canarias

En La Gomera, los domos volcánicos son hitos paisajísticos de primer orden. Para denominarlos se usa la palabra "roque" que en Canarias significa "elevación rocosa muy escarpada".

**Volcán de lava con poco sílice: lava fluida.** Las coladas de lava se desplazan mucho. Los volcanes son más anchos que altos.

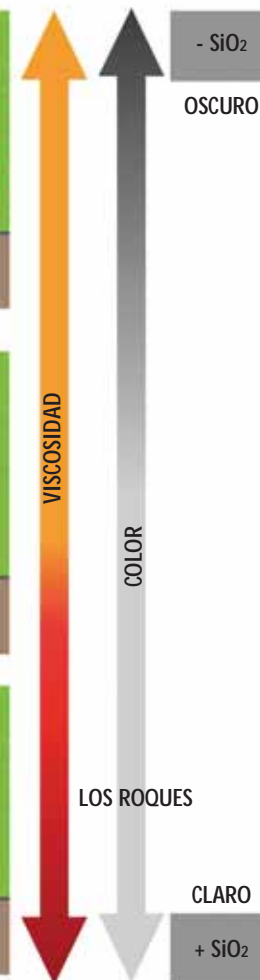
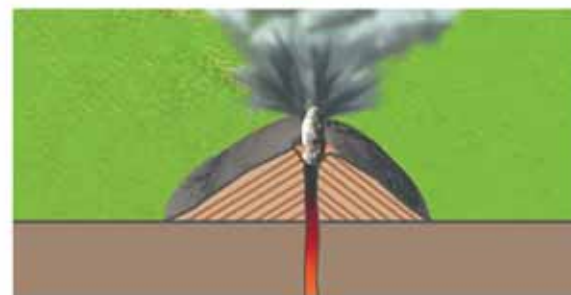


**Volcán de lava con una proporción intermedia de sílice: lava con viscosidad media.** Las coladas no son muy fluidas y no se desplazan demasiado. Los volcanes son más altos y menos anchos que los anteriores.



Pitón de lava muy silíceo de los roques.

**Volcán de lava con mucho sílice: lava viscosa.** No hay coladas de lava y se hacen tapones. Los volcanes son los más altos y aparecen pitones rocosos (roques) en su parte alta.





# LOS ÓRGANOS

## Columnas de lava en el mar.

Desde los pocos caminos que surcan la escarpada costa norte de la isla de La Gomera, entre Arguamul y la Playa de Vallehermoso, es posible divisar una gran mole de roca gris rematada por dos picachos (El Roque Grande y El Roque Chico) que se adentra en el mar: la Punta de Los Órganos.

Esa mole es un gran domo volcánico formado por una masa de lava muy viscosa. Incapaz de fluir lateralmente, la lava se acumuló durante la erupción directamente sobre el conducto de emisión; el domo se hinchó y creció en altura a medida que más y más lava ascendía lentamente por el conducto y se inyectaba en él desde dentro.

Este domo ha sido erosionado por el oleaje, por lo que su forma original, y su edad y geometría no pueden reconstruirse con mucha exactitud. La mayoría de los geólogos opina, por comparación con otros domos próximos, que su edad es de unos 4-5 millones de años (Plioceno), pero podría ser más antiguo.

Su rasgo más característico como vemos en la ilustración solo puede apreciarse desde el mar. En el interior del domo excavado por las olas, miles de esbeltas columnas verticales de piedra de hasta 50 m de altura se disponen como los tubos de un órgano colosal.

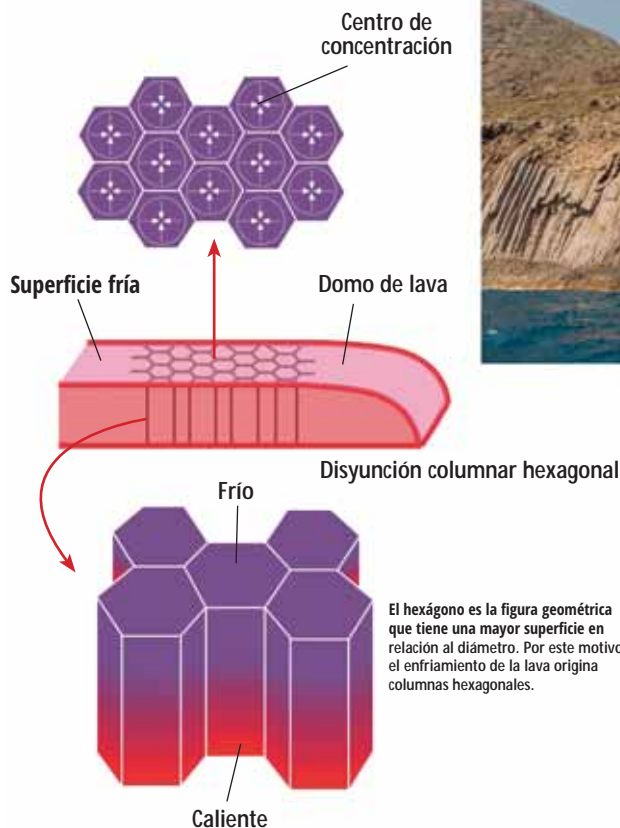
En muchas sustancias naturales, como la lava, el enfriamiento y a solidificación implican la contracción y la rotura. Si el enfriamiento, como en el caso del domo de Los Órganos, avanza hacia el interior de manera uniforme, la geometría de la red de fracturas de contracción que se genera también lo es. Normalmente, la red tiende a adquirir una configuración de mínima energía, con las fracturas cruzándose entre sí con ángulos de 120°. Esto da lugar normalmente a columnas hexagonales. El resultado de este proceso llamado disyunción columnar, posee una gran belleza. Por ese motivo ha despertado interés en muchos lugares y culturas al menos desde la Edad Media, con reflejos en la pintura, la literatura, la música o incluso el cine. Quizá algún día Los Órganos de La Gomera inspiren una obra de arte que adquiera carácter universal...

# LA GOMERA

## 78. Los Órganos

la gomera / islas canaria

El Roque de Los Órganos es el lugar de nidificación de aves interesantes como el charrán común (*Sterna hirundo*) y el guincho o águila pescadora (*Pandion haliaetus*).



# LA PALMA

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La isla volcánica de La Palma es una de las más jóvenes del archipiélago canario y presenta más de la mitad de su territorio con algún tipo de protección. En su parte norte se localizan las calderas de Cumbre Nueva y de Taburiente y, en esta última, se ubica el punto más alto de la isla: el Roque de los Muchachos con 2.426 m de altitud. En la mitad sur, alineada de norte a sur, se sitúa la arista montañosa de Cumbre Vieja, que representa a las formaciones volcánicas más modernas.

Entre la vegetación cabe destacar los bosques de laurisilva, asociados a la precipitación horizontal causada por el efecto de los vientos alisios. La flora es variada e incorpora más de 170 endemismos propios, fomentados por la orografía y el aislamiento de la isla. La fauna se distingue por la gran cantidad de endemismos de artrópodos y también de algunos vertebrados, especialmente reptiles y murciélagos, pero también por la multitud de especies de aves que sobrevuelan la isla.

Actualmente, La Palma se sustenta en una economía basada en el turismo de naturaleza, junto a las actividades tradicionales de la agricultura y la ganadería.

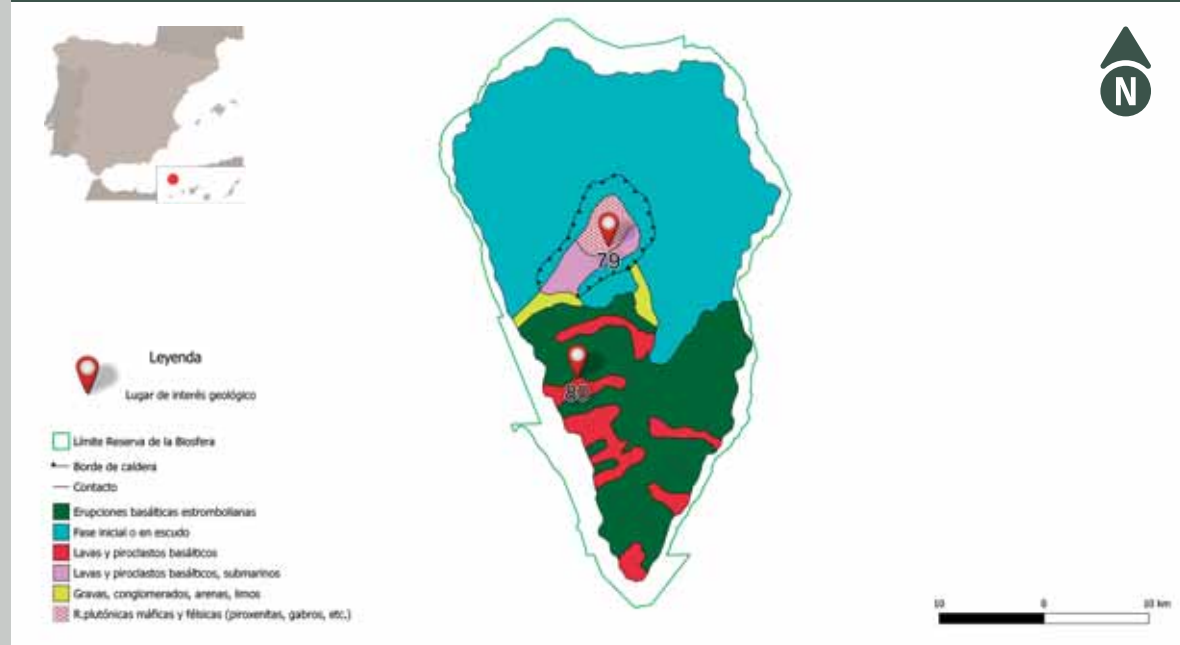
## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La construcción de La Palma se inició con la emisión de materiales volcánicos a través de fracturas situadas en el fondo del océano Atlántico, comportando el crecimiento volcánico submarino del llamado complejo Basal, hace más de 2,5 millones de años. Esta es la unidad más antigua y los materiales que la forman se encuentran intensamente deformados por las sucesivas ascensiones de lava que posteriormente tuvieron lugar.

El edificio volcánico submarino fue creciendo en altura, gracias a la superposición de los materiales vertidos en múltiples erupciones, hasta que se produjo su emersión. Tras un periodo de calma eruptiva, en el que los agentes erosivos dismantelaron la estructura volcánica terrestre, se reiniciaron las emisiones volcánicas a partir del Pleistoceno, hace 2 millones de años.

Hace unos 1,5 millones de años, en el margen norte de la construcción emergida, se formó el edificio volcánico denominado Taburiente I. Nuevas erupciones acabaron construyendo, en la cúpula del complejo Basal, un gran cono volcánico de unos 3.000 m de altura que se llamó Taburiente II.

## Mapa Geológico.



# CALDERA DE TABURIENTE

El corazón de La Palma.

Asomarse al borde de la Caldera de Taburiente es vencer el vértigo del abismo para contemplar en su fondo el corazón pétreo de una isla, La Palma, expuesto al aire, al sol y a la lluvia. Adentrarse en ella y recorrer el cauce del Barranco de las Angustias te permitirá tocar las rocas más antiguas de este gran edificio volcánico insular, surgido desde el fondo del océano a partir de múltiples erupciones. Rocas formadas hace 4-3 millones de años, cuando aún no había alcanzado la altura suficiente para emerger sobre las olas y se contentaba con ser un gran volcán submarino. Las más espectaculares de estas rocas son las lavas almohadilladas, llamadas así porque forman masas redondeadas, como almohadas apiladas, aunque también pueden aparecer como tubos de lava interconectados.

En las islas volcánicas, estas rocas submarinas profundas no suelen aflorar en superficie, a menos que el edificio insular experimente una gran elevación y la erosión desmonte la cubierta de materiales volcánicos de cientos o miles de metros de espesor que las recubren. Eso es exactamente lo que sucedió en La Palma, donde podemos observarlas en las paredes de la caldera a alturas de hasta 1.500 m. Tras ser empujadas hasta ahí arriba fueron dejadas al descubierto por un gran deslizamiento gravitacional hace aproximadamente 560.000 años.

Si miras con detenimiento el perfil de las paredes de la caldera, verás que existe un claro cambio de pendiente en ellas, que marca el tránsito entre las rocas volcánicas submarinas y los materiales volcánicos que se disponen encima, formados ya en erupciones subaéreas, ocurridas por encima del nivel del mar. Este cambio de pendiente se debe a que las rocas submarinas presentan una resistencia mucho más pequeña a la erosión, y por ello forman relieves algo menos escarpados que las rocas subaéreas, más resistentes.

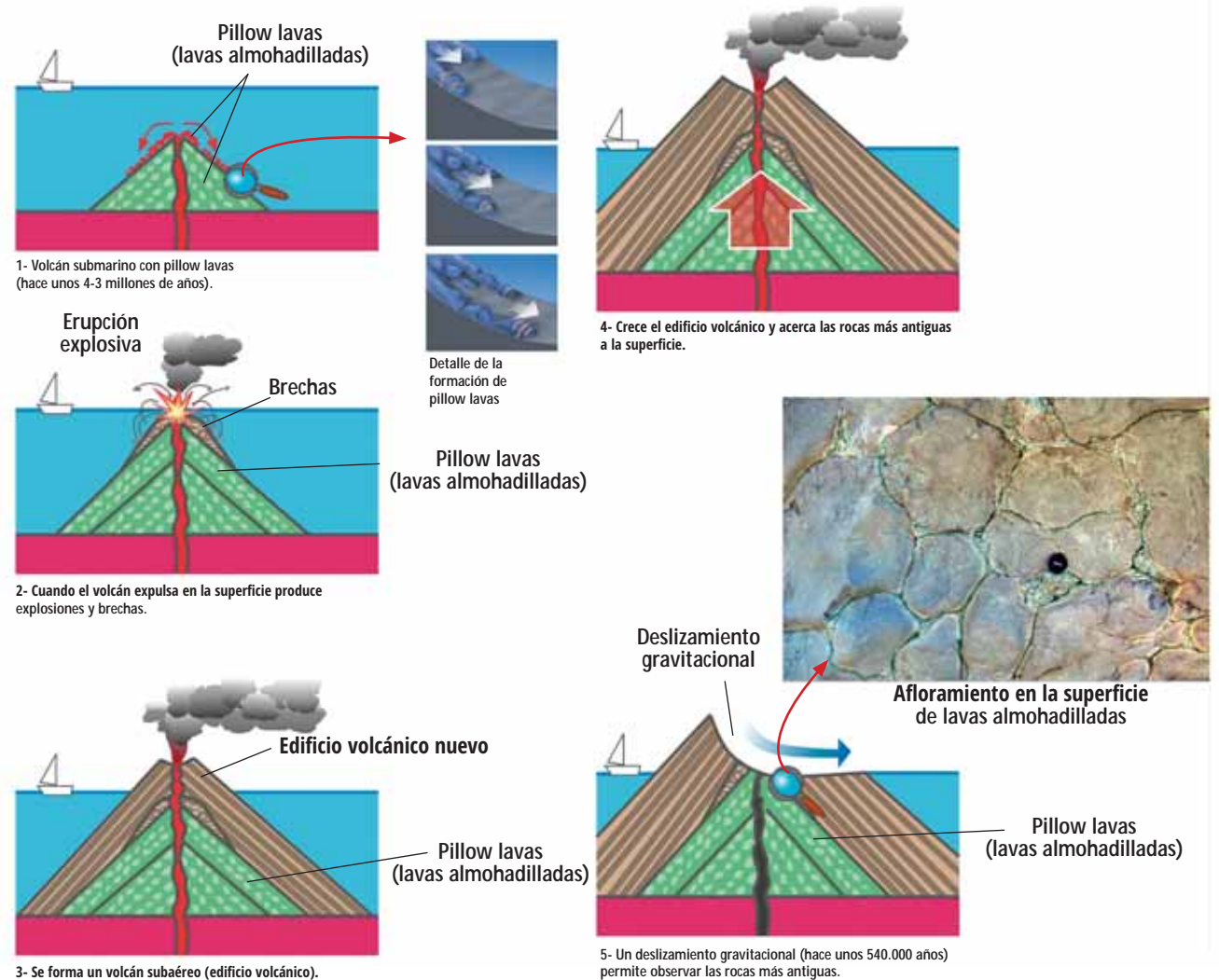
De hecho, la escasa resistencia de la erosión de las rocas submarinas es la que ha facilitado la rápida excavación por las corrientes de agua y los desprendimientos de semejantes dimensiones, 40 kilómetros cuadrados de extensión y 2.000 m de profundidad. Un trabajo acelerado de demolición que, con la oposición limitada del bosque de pinos que habita la caldera cuyas raíces contribuyen a fijar algo el terreno, prosigue de forma muy activa en la actualidad, por eso, si pretendes caminar por ella no te olvides de comprobar antes la previsión meteorológica.

# LA PALMA

## 79. Caldera de Taburiente

la palma / islas canarias

La Caldera de Taburiente fue un lugar de gran importancia para los benahoaritas, los antiguos habitantes de la isla de La Palma (Benahoare), por su carácter agreste, casi inexpugnable, y por la existencia de fuentes y cursos de agua permanentes.



# TUBO VOLCÁNICO DE TODOQUE

## Un paisaje escondido.

La carretera que se dirige desde el barrio de Las Manchas al de Todoque cruza un campo de lavas negras, un "malpaís" en el lenguaje de los isleños. Nada destaca en este paisaje desolado, acaso, la extrema desnudez de su oscura superficie, que contrasta con la de los campos circundantes, cubiertos de viñedos, palmeras, árboles frutales y arbustos. Pero bajo ella se esconde un paisaje diferente, más secreto.

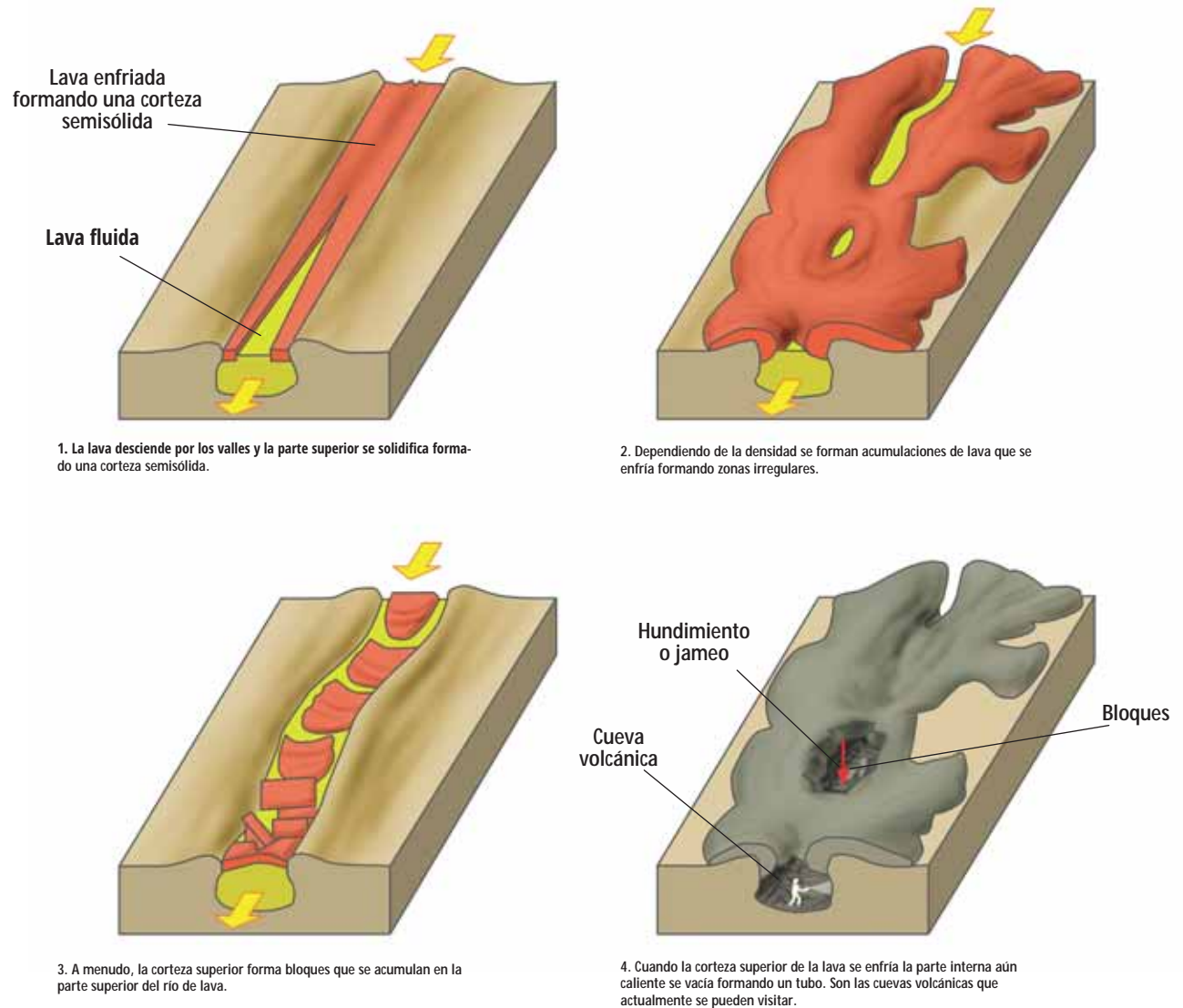
La lava que puedes ver se originó en la erupción llamada de San Juan (empezó el 24 de junio), la penúltima de las ocurridas en la isla de La Palma. Mirando hacia el este, hacia las cumbres cercanas, se puede observar la corriente de lava solidificada derramándose y ensanchándose ladera abajo desde la boca del barranco por el que descendió, y más arriba la grieta eruptiva de la que brotó. Si hubieras estado aquí los últimos días del mes de julio de 1949, habrías podido contemplar una masa humeante de lava, de superficie lisa en algunas zonas y en otras fragmentada, aparentemente inmóvil. En aquellos días finales de la erupción, bajo esa corteza de lava sólida recién formada, una corriente de lava incandescente continuaba fluyendo hacia el mar a través de un gran conducto subterráneo. Cuando el aporte de lava cesó finalmente, el conducto se vació por completo. Así, cuando la colada de lava solidificó del todo, en su interior quedó una cavidad, un tubo volcánico, La cueva de las Palomas, uno de los más modernos de La Palma y de toda Canarias.

La cueva de las Palomas es uno de los varios tubos volcánicos cuyas dimensiones permiten el paso de personas en las coladas de lava del Volcán de San Juan. Tiene una longitud explorada de unos 800 m, y sus dimensiones medias son de 3 m de anchura por 3 de altura en la mayor parte de su recorrido. El acceso a la cavidad se realiza a partir de varias aberturas naturales en su techo. Estas aberturas se formaron cuando acumulaciones o taponamientos temporales de lava líquida o gases volcánicos abombaron la corteza externa de lava más fría, aún débil pues no había solidificado del todo, y la rompieron.

# A PALMA

## 80. Tubo volcánico de Todoque

La cueva alberga animales invertebrados, especies adaptadas para vivir en condiciones de ausencia casi total de luz: animales sin ojos, con antenas, patas y otros apéndices más largos, incoloros, de metabolismo lento... Todas estas especies son endémicas de la isla de La Palma.



# LANZAROTE

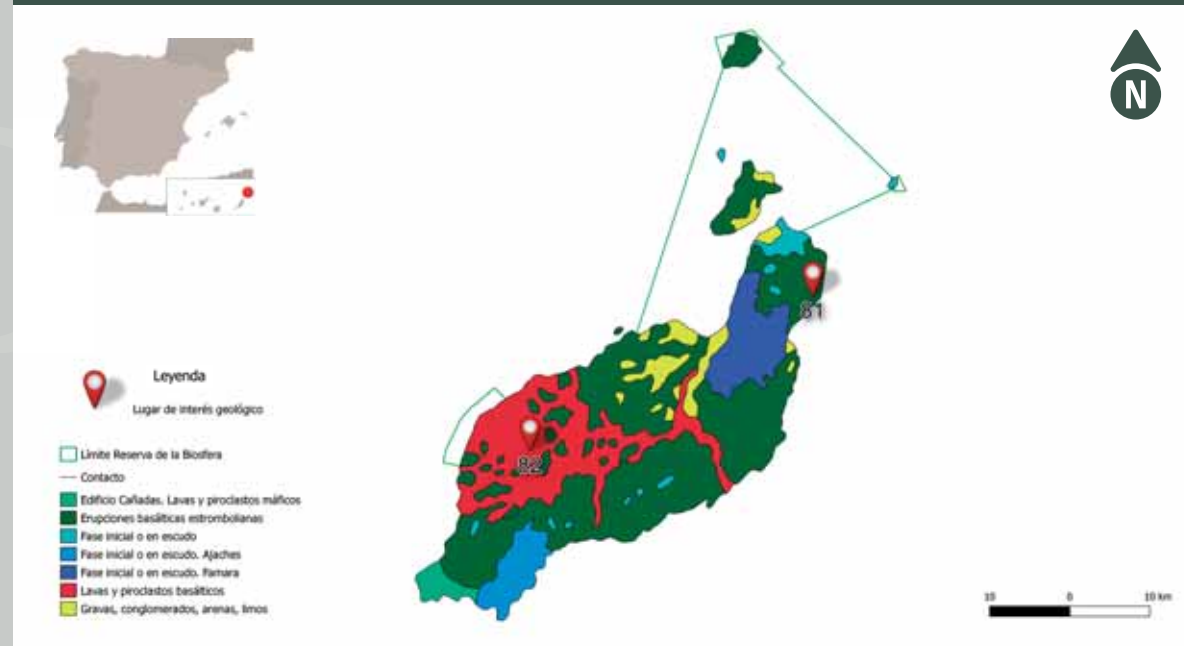
## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

Lanzarote es la más septentrional de las Islas Canarias e incluye en su extremo norte el archipiélago Chinijo que está constituido por los islotes de la Graciosa, Montaña Clara y Alegranza, que también forman parte de la reserva de la biosfera. Todo el territorio presenta un paisaje singular con centenares de conos volcánicos distribuidos entre depósitos de lava denominados malpaíses. Su clima es subtropical seco y está caracterizado por un régimen pluviométrico escaso y con chubascos torrenciales. La precipitación media anual se limita a unos 100 milímetros. En estas condiciones extremas, la vegetación está adaptada para la captación y retención de humedad y, por este motivo, la riqueza de flora y fauna no radica en la cantidad de especies presentes en la isla, sino en su singularidad biológica. Así, las condiciones pluviométricas determinan la inexistencia de cursos hídricos permanentes. De esta manera, la escasez de agua ha propiciado el desarrollo de sistemas de almacenamiento y regulación de agua, que forman parte del patrimonio cultural insular, como es el caso de los nateros, gavias y aljibes. Además, Los cultivos en arena volcánica en el valle de la Geria son un claro ejemplo de técnicas agrícolas adaptadas a los campos de fragmentos de rocas volcánicas amalgamados, los piroclastos. Las actividades socioeconómicas del pasado se basaban en la pesca y la agricultura, siendo ahora el sector turístico el que mayor relevancia tiene.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La isla de Lanzarote surgió del fondo oceánico a partir de procesos de erupción de lavas. Se distinguen dos etapas volcánicas. La primera se caracteriza por la formación de grandes volcanes en escudo, nombre que proviene de la forma que adopta el gran edificio volcánico que se generó a partir de lavas muy fluidas. La segunda etapa implicó la formación de conos volcánicos alineados con las fracturas eruptivas profundas. Entre las dos etapas sucedió un largo periodo erosivo que acabó desmantelando gran parte de las primeras estructuras. Los materiales más antiguos se originaron hace unos 15,5 millones de años, en el Mioceno medio, y constituyen el macizo de los Ajalaches, situado al sur de la isla. También se debe a esta época y al Plioceno, hace 10-4 millones de años, la formación del macizo de Famara, en el norte. Hace unos 6 millones de años, se iniciaron nuevas erupciones volcánicas y, entre estos dos macizos antiguos, se creó una superficie que se considera la base del posterior vulcanismo del Valle Central. Durante un lapso de unos 2 millones de años la actividad volcánica cesó y los agentes atmosféricos erosionaron de nuevo y de forma importante los relieves, destacando la acción marina, que esculpió acantilados y amplias rasas litorales a los pies de los macizos antiguos. En el Pleistoceno, hace 2,5 millones de años, se originaron nuevas erupciones asociadas a las fisuras de los terrenos del Valle Central, que dieron lugar a volcanes estrombolianos alineados, y por las cuales se emitieron las lavas basálticas que configuraron los malpaíses actuales. Durante el Holoceno, hace unos 2.000-3.000 años, se sucedieron emisiones de lava en la parte norte de la isla que crearon el volcán de La Corona, y se acabó de configurar también el archipiélago Chinijo con la formación de la caldera de la isla de Alegranza. Las erupciones más recientes de la isla son las de Timanfaya, entre los años 1730-1736, que cubrió de lavas y cenizas una gran parte del territorio insular. Finalmente, en 1824 la Fisura de Tao dio lugar a la construcción de los volcanes Clérigo Duarte, Nuevo del Fuego y Tinguatón.

## Mapa Geológico.



# TUBO VOLCÁNICO DE LA CORONA ATLÁNTIDA

Un testigo de otros tiempos.

Hace unos 21.000 años, durante la última glaciación, una parte importante del agua del océano se hallaba en forma de hielo en los casquetes polares. Como consecuencia, el nivel del mar estaba más de 100 m por debajo del actual, y la isla de Lanzarote se extendía hasta puntos hoy sumergidos y situados varios kilómetros mar adentro. De hecho, Fuerteventura, Lanzarote y las isletas situadas al norte de ésta última, conformaban junto a algunos bancos submarinos una sola isla de más de 200 km de longitud y una superficie superior a los 5.000 km<sup>2</sup>.

Testigo de estos sucesos es una de las cavidades más señaladas de Canarias, el Tubo Volcánico del Malpaís de La Corona. Como vemos en la ilustración, esta cueva se originó a partir de un canal de lava del Volcán de la Corona. Durante la erupción se produjo el enfriamiento de la lava que estaba en contacto directo con el aire y la formación de una corteza superior sólida. Esta corteza permitió seguir fluyendo a la lava líquida que circulaba por el interior del canal.

Este mecanismo de aislamiento interno de las coladas de lava les permite recorrer largas distancias. A juzgar por la longitud de este tubo, la lava recorrió al menos 7,2 km. De ellos, los últimos 1,6 km quedaron totalmente sumergidos cuando el nivel del mar volvió a subir al final de la última glaciación. Las dimensiones internas del tubo son realmente grandes, de hasta 35 m de altura por 26 m de anchura, lo que lo convierte en uno de los mayores conocidos.

En el interior del tubo es posible observar muchas de las estructuras internas propias de estas cavidades, algunas de gran espectacularidad: terrazas y cornisas laterales, tubos superpuestos a distintos niveles, aureolas de fusión, estalactitas de lava, etc.

El tubo es accesible a través de gran cantidad de aberturas verticales, algunas de grandes dimensiones, conocidas en la isla como jameos, que se originaron por grandes derrumbes en el techo después de la formación del tubo. Los más conocidos son El Jameo o Cueva de los Verdes y Los Jameos del Agua. Éstos últimos se hallan muy cerca de la costa y dan acceso a la parte parcialmente inundada del tubo, de ahí su nombre.

## 81. Tubo volcánico del malpaís de la Corona y túnel de la Atlántida

La cueva sirvió de refugio a la población de la isla en los largos siglos en que estuvo sometida a los ataques de piratas berberiscos y europeos en busca de bienes y esclavos.

**Volcán de la Corona.**

Colada de lava.

1. Hace 21.000 años una colada de lava desciende hacia el mar.

Lava sólida.

Lava fundida.

2. La parte superficial se enfría y solidifica. Por debajo se va escurriendo la lava aún fluida.

Tubo volcánico.

3. Al final queda como un tubo con paredes de lava solidificada.

Jameo.

4. El techo se hunde formando accesos al tubo de lava que se llaman "jameos."

**Volcán de la Corona**

ONO

Colada de lava solidificada

Tubo volcánico

Jameo del Agua

Cueva de los verdes

ESE

6 km

1.6 km

1. Hace 21.000 años el nivel del mar era más bajo. Cuando la colada llegó a la costa, el contacto con el agua produjo explosiones.

Explosiones

Jameo del Agua

2. La colada se enfrió y se generó el tubo volcánico. Al subir el nivel del mar una parte del tubo se inunda. Lo llaman el túnel de la Atlántida que tiene más de 1.500 m de longitud y está situado 64 m por debajo del nivel del mar actual.

Túnel de la Atlántida

< Al volcán de la Corona

CUEVA DE LOS VERDES

Al Jameo del Agua 750 m. >

ENTRADA

Itinerario turístico

Entrada a la cueva de Los Verdes

Interior de la cueva de los Verdes

Jameo del Agua



## ISLOTE DE HILARIO

Islas en un mar de lava.

Yaiza, Lanzarote, nueve de la noche del 1 de septiembre de 1730. Después de cuatro años de convulsiones del subsuelo de la isla, un violento terremoto sacude la tranquilidad de los vecinos. A continuación, nace un volcán. Tras construir un cono de fragmentos de magma solidificado (piroclastos) de 500 m de diámetro y 35 m de altura (la Caldera de las Lapas o del Cuervo), y emitir lavas muy fluidas que cubrieron unos 75 km<sup>2</sup>, este volcán se apaga diecinueve días después, dejando destruidos tras de sí Chimanfaya (ó Timanfaya), Rodeo, Mancha Blanca, una parte de Las Jarretas, Buen Lugar, Santa Catalina, Mazo y otros. La triste calma recobrada tras su extinción no duraría mucho; la actividad volcánica se reanudó el 10 de octubre, y continuó de forma intermitente durante seis años, hasta cesar por completo el 16 de abril de 1736 (aunque para algunos la finalización se produjo en 1735). Cuando terminó la erupción, casi un cuarto de la extensión total de la isla (200 km<sup>2</sup>) se hallaba cubierta por las lavas y piroclastos, recién solidificados. En esa superficie se desplegaba un paisaje nuevo y alucinante.

Entre las extensas áreas cubiertas por las coladas de lava o malpaíses de la erupción quedaron algunos relictos sin sepultar del suelo original, normalmente conos volcánicos de erupciones anteriores y otras elevaciones del terreno. En Lanzarote recibieron el nombre de islotes, pequeñas islas de terrenos cultivables intactos, sobresaliendo de un mar de lava. El más famoso de todos ellos es el Islote de Hilario, una elevación de 2,7 ha de extensión y unos 25 m de altura, situada justo en el centro del área afectada por la erupción de 1730-1736.

Tanto el Islote de Hilario como la Montaña de Timanfaya son conos de piroclastos. Sin embargo, son más antiguos que los de 1730-1736 y en consecuencia están más erosionados; de hecho, su edad es Pleistoceno medio (800.000-125.000 años), y forman parte de una alineación de conos que se extiende en dirección este/noreste-oeste/suroeste a lo largo de una fractura de 16,5 km de longitud. Esta fractura se reactivó en el evento de 1730-1736, actuando de nuevo como conducto principal de ascenso del magma, a lo largo del cual se alinearon las bocas de la erupción histórica. La erupción de 1730-36 en Lanzarote es totalmente excepcional en comparación con el resto de las erupciones de fecha histórica en Canarias, tanto por su larga duración como por el gran volumen de materiales emitidos (3-5 kilómetros cúbicos). Este volumen la convierte en una de las más grandes erupciones basálticas de fecha histórica en el mundo.

## 82. Islote de Hilario

Hay más de 20 lugares denominados islotes en las zonas cubiertas por las lavas de la erupción de 1730-36. Muchos de ellos se designan con nombres de personas (como en el caso del Islote de Hilario) que hacen referencia a sus antiguos propietarios.



1. Hace entre 15-17 millones de años se formó Lanzarote en diversas erupciones. Hace unos 2,5 millones de años se produjeron diversos episodios en la zona central. En rojo las principales coladas de lava.



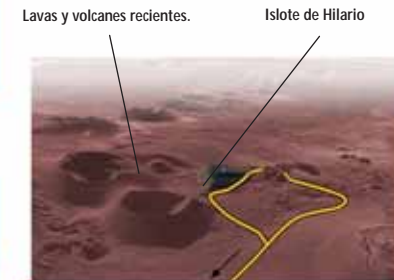
2. Alrededor de 1730 y los siguientes años se formaron varios conos volcánicos alineados en el centro de la isla.



3. Actualmente, las últimas coladas de lava se ven en la fotografía como zonas oscuras. La mayor parte es el Parque Nacional de Timanfaya.



Vista de edificios volcánicos cerca del centro de visitantes del Parque Nacional de Timanfaya.



Lavas y volcanes recientes. Islote de Hilario

El centro de visitantes del Parque es el Islote de Hilario. Se llama "islote" a las pequeñas porciones de terreno que quedaron intactas, sobresaliendo entre un "mar" de lava.



En el centro del islote de Hilario se hacen demostraciones acerca de la temperatura subterránea de este lugar.



# MACIZO DE ANAGA

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

En el extremo nororiental de la isla de Tenerife, se sitúa la Reserva de la Biosfera Macizo de Anaga de alrededor de 49 ha de superficie y que alberga unos 21.000 habitantes. Además ocupa la franja marina circundante hasta los 1.000 metros de profundidad. Se trata de una región caracterizada por lo abrupto de su orografía y la dinámica de los procesos erosivos, donde la acción humana ha modelado unos paisajes agrarios singulares, y la formación del mar de nubes ha propiciado el desarrollo de formaciones vegetales boscosas como son el fayal-brezal y la laurisilva, que coronan las zonas más altas de este macizo. Cabe señalar la presencia de 196 especies de flora vascular, de las cuales 39 son endemismos macaronésicos, 102 canarios, 26 tinerfeños y 21 locales.

En lo que se refiere a la fauna terrestre, son los invertebrados los protagonistas con 1.910 especies inventariadas, de las cuales 512 viven exclusivamente en Canarias, unas 329 son endémicas de la Isla y 95 son exclusivas de Anaga. Con relación a la fauna marina, se registran 60 especies de condriictios englobadas en 24 familias y 493 especies de osteíctios englobadas en 134 familias diferentes. Aunque se siguen manteniendo las actividades tradicionales como la agricultura, la ganadería, la pesca y la artesanía, la principal actividad económica es la de los servicios, especialmente vinculadas a la actividad turística, tanto local como exterior.

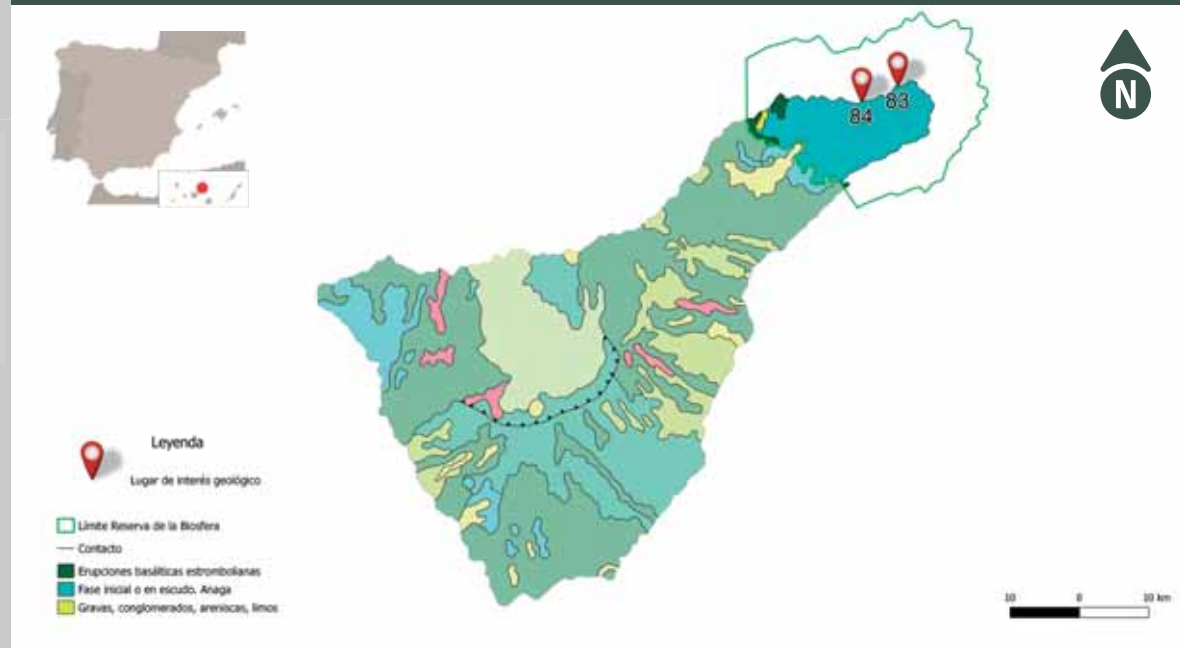
## CONTEXTO GEOLÓGICO.

Tenerife es una de las Islas Canarias más complejas desde el punto de vista volcanológico. La parte visible más antigua de la isla la constituyen materiales pertenecientes a la "Serie Basáltica Antigua", constituida por lavas, fragmentos de roca y magma expulsados por los volcanes (piroclastos basálticos) y diques y domos.

Esta Serie aparece formando tres edificios profundamente erosionados, no visiblemente conectados, en el noreste (Anaga), noroeste (Teno) y sur (Adeje) de la Isla. Las secuencias volcánicas más recientes se formaron en una secuencia de edificios centrales, denominados Cañadas I, II y III. En el Macizo de Anaga aparecen las series volcánicas más antiguas formadas en su mayoría por basaltos y algunas traquitas y fonolitas, todas ellas rocas volcánicas que varían en nombre dependiendo de su contenido en sílice ( $SiO_2$ ). En esta zona se sucedieron tres ciclos volcánicos, uno más antiguo de 6,5 millones de años, uno segundo entre 6,5 y 4,5 y el último alrededor de 3,6 millones de años.

Dentro de la Península de Anaga se delimitan tres Series (Inferior, Media y Superior) en base a criterios paleomagnéticos, morfológicos y volcanológicos. La Serie Inferior se localiza en el arco de Taganana y está constituida por materiales basálticos muy alterados y con una densa inyección filoniana. La Serie Media está representada en todo el Macizo, y en ella predominan materiales piroclásticos y filones. En la Serie Superior predominan las coladas basálticas tabulares que conforman las típicas mesetas.

## Mapa Geológico.





# ROQUES DE ANAGA (ROQUE DE DENTRO Y ROQUE DE FUERA)

Domos volcánicos de  
"Fuera" y "Dentro".

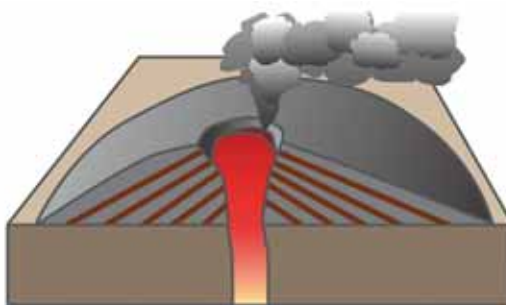
En la costa norte de la comarca de Anaga, dos imponentes peñones de rocas claras y escarpadas se alzan sobre el mar. El más cercano a la costa es el Roque de Dentro que es el de mayor tamaño. Tiene 350 m de longitud, una altura máxima de 180 m y está orientado en dirección Noreste-Suroeste. El más alejado, el Roque de Fuera, es más pequeño, se extiende 445 m en la misma dirección que el anterior y presenta una altura máxima de 64 m. El brazo de mar que separa ambos roques tiene 810 m de anchura y no supera los 30 m de profundidad.

¿Qué son estas peñas? Pues resulta que son domos volcánicos, es decir, masas de magma de gran viscosidad, que se acumularon, bien bajo la superficie del terreno, dentro del conducto de emisión, (domos intrusivos o subvolcánicos), o bien directamente sobre dicho conducto, ya en superficie (domos extrusivos o volcánicos). Dependiendo de su forma y modo de crecimiento, se distinguen varios tipos de domos pero lamentablemente los roques de Dentro y de Fuera, al estar muy erosionados, casi no conservan sus rasgos geológicos originales y por tanto resulta muy difícil clasificarlos. Existe la posibilidad de que estos domos sean, como muchos otros emplazados en el Arco de Taganana, domos subvolcánicos del tipo denominado diques-domo. Al igual que todos los diques, se trata de antiguas fracturas por las que ascendió el magma, que solidificó en su interior originando cuerpos tabulares de rocas muy duras. Como ha ocurrido en este caso, la erosión posterior ha eliminado la cobertera de rocas menos duras que envuelve estos cuerpos tabulares, resaltándolos como elevaciones lineales sobre el terreno circundante.

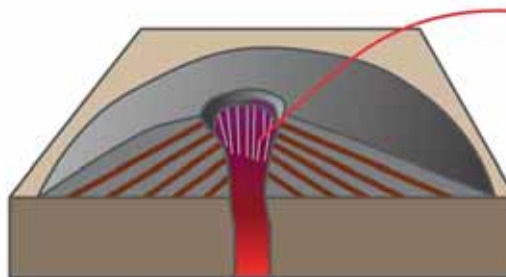
Pues bien, en la cara sur del Roque de Dentro, la que mira a tierra, es patente un contacto inclinado hacia el norte entre coladas basálticas grises, que forman la parte inferior de la pared, y las fonolitas más claras del domo, afectadas por una fracturación vertical. Ello implica que, si el Roque de Dentro es realmente un resto erosivo muy desmantelado de un dique-domo, el dique se emplazó con fuerte inclinación hacia el norte, al contrario que la mayoría de los diques que atraviesan las rocas del Arco de Taganana, que están inclinados hacia el sur. ¡A la contra!

## 83. Roques de Anaga (Roque de Dentro y Roque de Fuera)

El Macizo de Anaga es el lugar que cuenta con mayor cantidad de endemismos de Europa. Por eso fue declarado en 1994 Parque Rural y en 2015 Reserva de la Biosfera.



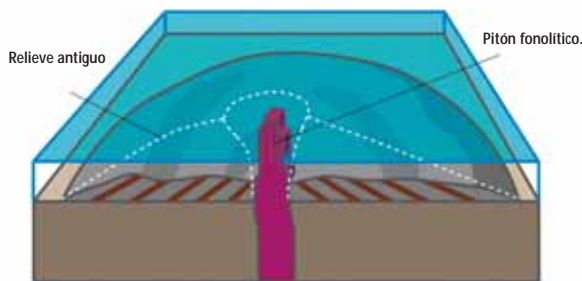
1. Formación de un volcán con lava de gran viscosidad. Es una lava que solidifica pronto dentro de la fractura de Timanfaya.



2. La lava se solidifica dando lugar a formas prismáticas.



Disyunción columnar hexagonal.



3. La erosión afecta más a las rocas más blandas dejando pitones de rocas más duras.

Domos fonolíticos del Roque del Aderno, Roque de Dentro y Roque de Fuera vistos desde Vistas las Palmas.



# ARCO DE TAGANANA

## Las rocas que resisten.

El Macizo de Anaga tiene su origen en la formación de un escudo basáltico, un volcán en forma de cúpula con pendientes laterales no muy empinadas, constituido por coladas de lava y capas de fragmentos de roca expulsados (piroclastos) de composición basáltica (oscura), atravesadas por numerosos diques. No se conoce con exactitud la edad en que el volcán surgió del mar, pero parece que pudo ser alrededor del Mioceno Superior, hace más de 8 millones de años.

El crecimiento subaéreo del escudo se produjo en dos fases principales: en la primera, hace 8-7 millones de años, se formaron numerosos conos volcánicos, cuyos piroclastos y coladas de lava basálticos aparecen inclinados hacia el sur. En la segunda fase, hace 6,5-3,3 millones de años (4,9-3,3 millones para otros autores) se formaron apilamientos, con espesores superiores a los 400 m, de coladas de lava y numerosos piroclastos, predominantemente basálticos. Sobre ellos se disponen los restos de coladas de lavas fonolíticas (claras) que forman cuerpos tabulares de hasta 100 m de espesor.

Las rocas de la primera fase de construcción del escudo afloran en la zona norte del edificio, en un sector denominado "Arco de Taganana". Este sector está delimitado al norte por la línea de costa y por una línea de cumbres de planta curva, que coincide en parte con la divisoria principal del Macizo de Anaga.

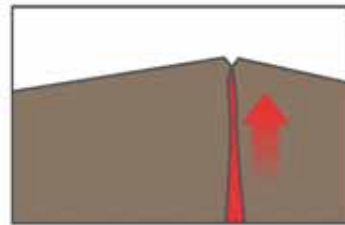
El arco se caracteriza por su fuerte relieve, con pendientes medias de 30° o incluso superiores, abarrancadas y cubiertas de amplios y potentes depósitos de ladera. Como vemos en la ilustración, estos materiales están atravesados por numerosos diques basálticos y fonolíticos y domos fonolíticos; algunos de estos últimos, como los roques de Enmedio, Las Ánimas y El Aderno, destacan como elevaciones prominentes en el paisaje. También están atravesados por cuerpos de rocas formadas por el emplazamiento y la solidificación de magmas en profundidad, esto es, rocas plutónicas (gabros, sienitas, anfíbolitas, etc.), que aparecen en pequeños afloramientos costeros. Las rocas del Arco de Taganana también aparecen intensamente rotas (brechificadas) y basculadas, debido a que sufrieron un gran deslizamiento gravitacional. Este fenómeno hizo desaparecer, hace entre 4,1-4,3 millones de años, una gran porción del flanco norte del escudo volcánico en el mar. ¡Vaya batiburrillo!

# MACIZO DE ANAGA

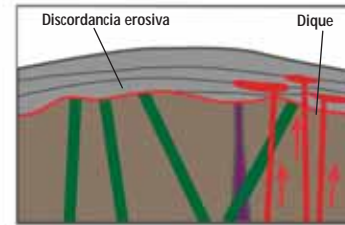
## 84. Arco de Taganana

### Macizo de Anaga / Islas Ca

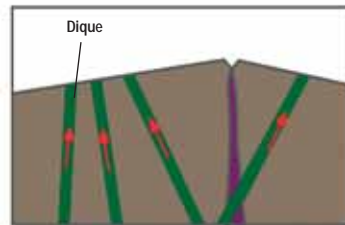
En los riscos del Arco de Taganana hay un conjunto de líquenes del género *Rocella* que se conoce con el nombre de "orchilla". De ellos se extrae un colorante natural, la orceína, que tiñe los tejidos de color púrpura.



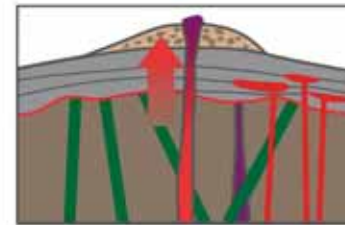
1. Formación de un escudo basáltico.



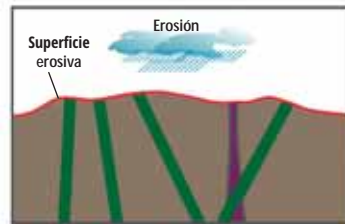
4. Erosión de las rocas anteriores e intrusiones de filones y lacolitos.



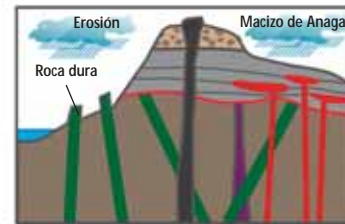
2. Intrusión posterior de diques y filones.



5. Volcán de Los Frailes.



3. Intrusión posterior de más diques y filones.



6. Erosión actual. Destacan en el relieve los diques de rocas más duras.

Arco de Taganana desde El Draguillo. Son visibles los diques oscuros (basálticos) y claros (fonolíticos) de la malla filoniana, inclinados 60-80° al sur (hacia la izquierda). En término medio los domos de Roque Amogojé (izquierda), Roque de En Medio (centro) y Roque de las Ánimas (derecha).



# VALLES DEL LEZA, JUBERA, CIDACOS Y ALHAMA

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

Los valles de los ríos Leza, Jubera, Cidacos y Alhama drenan una parte del Sistema Ibérico y se sitúan dentro de la cuenca hidrográfica del Ebro. El paisaje en esta reserva de la biosfera queda definido por los resaltes rocosos de sus zonas altas, los cauces fluviales que los atraviesan y tierras cultivadas situadas en los fondos de los valles. La reserva de la biosfera presenta grandes extensiones de bosque en los cuales la encina es el árbol más emblemático. Además se observan superficies de matorrales mediterráneos de alta diversidad ecológica. Sus diferentes hábitats acogen especies como el gato montés, la nutria, ungulados silvestres y también de rapaces como el buitre leonado.

En estas tierras que han estado pobladas desde el Neolítico, pueden contemplarse además yacimientos arqueológicos celtíberos como los de Contrebia, además de restos romanos, visigodos y árabes. Actualmente, en el territorio se desarrollan actividades ganaderas tradicionales, agrícolas y otras relacionadas con aprovechamientos forestales, como la recolección de trufas y setas.

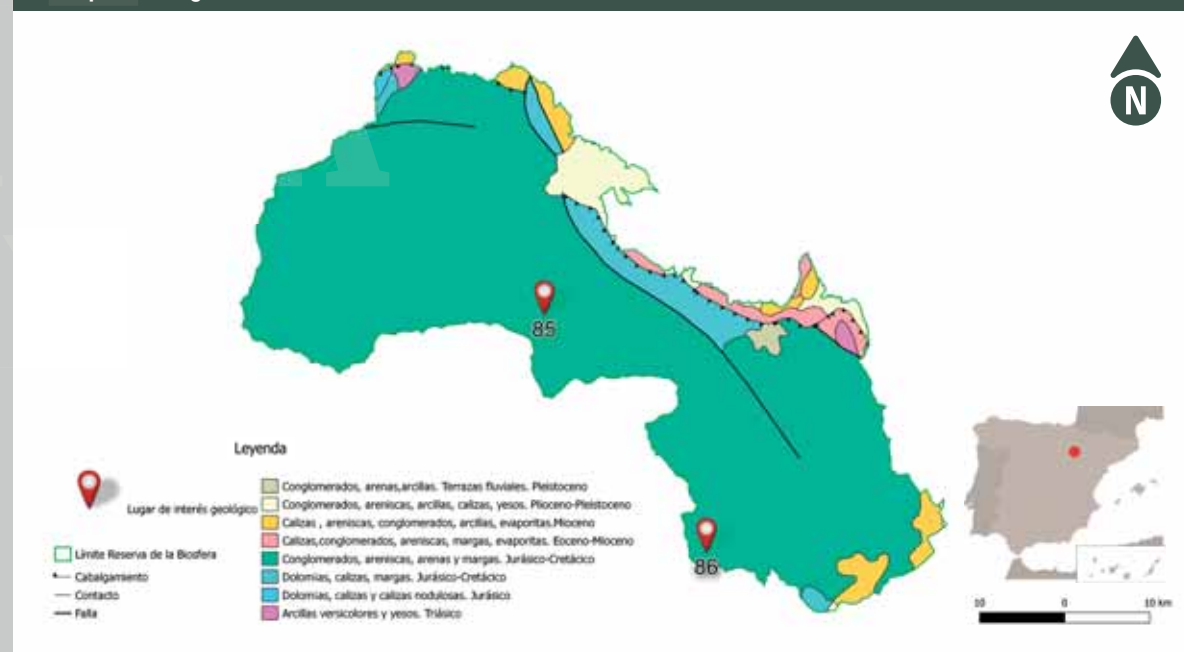
## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La historia geológica del margen sur de La Rioja es el resultado de la evolución de dos grandes unidades estructurales: la depresión del Ebro, al norte, y el Sistema Ibérico, al sur. El Sistema Ibérico se divide a su vez, en dos regiones con características geológicas propias: el área de las sierras de la Demanda y Urbión y la zona de la sierra de Cameros. Es en esta última zona donde se encuentra ubicada la reserva de la biosfera.

A finales del Jurásico y durante todo el Cretácico inferior, hace 150-100 millones de años, en la zona más septentrional de la cordillera Ibérica se formó la cuenca de Cameros. En esta cuenca se depositaron una gran cantidad de sedimentos. ¡En algunos puntos se acumularon más de 9.000 m! La mayoría de estos sedimentos se depositaron en un gran lago continental ocasionalmente inundado por el mar. Durante el Paleógeno, los procesos que dieron lugar a la formación de montañas denominada orogenia Alpina, afectaron a todos estos materiales depositados en la cuenca, de manera que se plegaron y alzaron, hasta convertirse en la actual sierra de Cameros.

El interés geológico general en esta reserva de la biosfera se asocia, fundamentalmente, a la existencia de un gran número de yacimientos paleontológicos, con huellas de dinosaurios (icnitas) y restos fósiles de especies animales y vegetales. Además, también es interesante la presencia de minas de pirita, los afloramientos de minerales evaporíticos lacustres, como el yeso, y las formas del modelado kárstico resultantes de la disolución de los materiales calcáreos.

## Mapa Geológico.



# ICNITAS DE DINOSAURIOS DE LOS VALLES DEL LEZA, CIDACOS, ALHAMA

## Huellas de dinosaurios.

Hace aproximadamente entre 115 y 145 millones de años, durante el período Jurásico y los inicios del Cretácico, esta reserva de la biosfera era un gran lago en el que alrededor se formó una extensa zona de charcas, canales fluviales y llanuras de inundación que periódicamente se secaba e inundaba. En este lago vivían cocodrilos, tortugas, pterosaurios y dinosaurios, que dejaron sus huellas y peces, moluscos y plantas que al morir dejaron sus esqueletos en el sedimento. Estos restos de huellas y esqueletos nos permiten reconstruir los ecosistemas de aquella época. ¿Cómo se pueden preservar las huellas de los animales en los sedimentos?

Pues bien, por ejemplo, los dinosaurios: al caminar por el lago dejan sus huellas sobre el barro; después, estas pisadas se tapan con los sedimentos que llegan al lago. Posteriormente, los sedimentos con las huellas se transforman en roca (diagénesis) e incluso en ocasiones, estas rocas se pliegan para formar montañas. Cuando las montañas se erosionan, aparecen las capas sobre las que nuestros dinosaurios dejaron sus pisadas, tal como pueden observarse actualmente. El conjunto de huellas y marcas en los sedimentos, derivadas de la actividad vital de los animales se llaman icnitas.

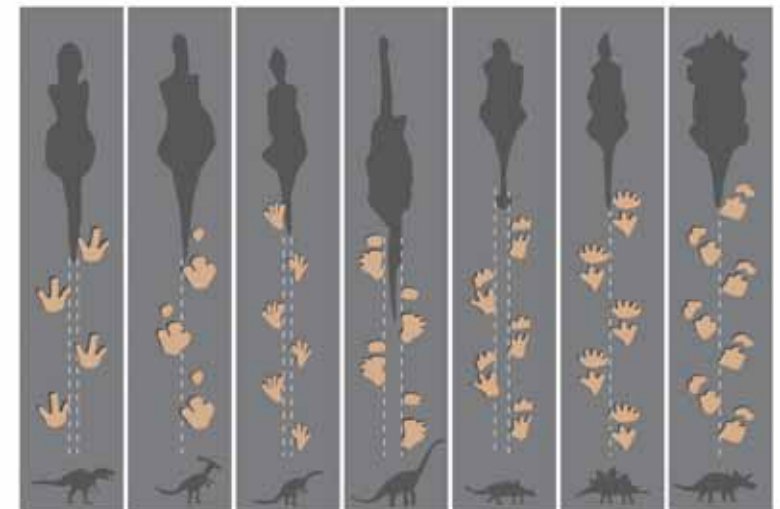
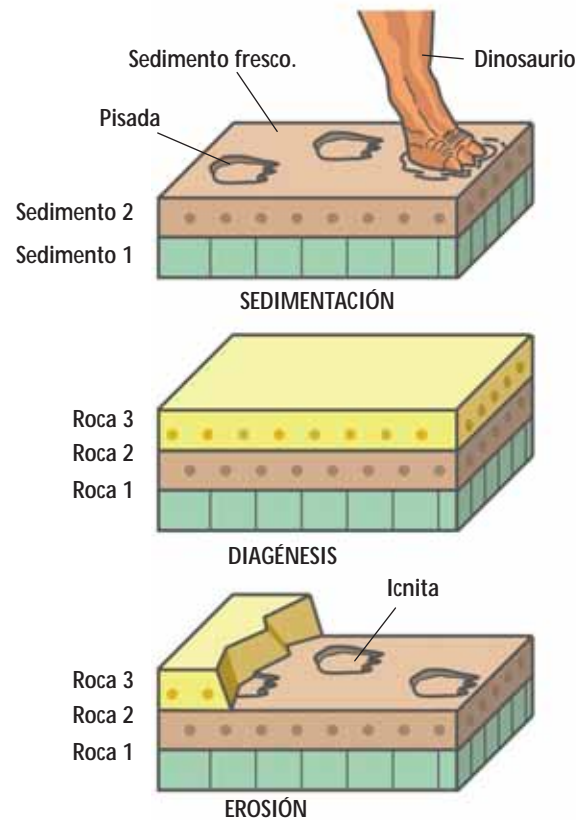
Las icnitas ofrecen mucha información sobre el comportamiento de nuestros dinosaurios. Se han encontrado rastros que muestran movimientos de manadas de herbívoros que caminaban paralelos a los cauces de los ríos, dinosaurios que nadaban, marcas dejadas por la cola e incluso rastros dejados por dinosaurios cojos.

Las icnitas aparecen en 110 yacimientos repartidos en los cuatro valles de la Reserva. En el Valle del Leza, en Soto, aparecen las huellas de los dinosaurios más rápidos. En Cabezón, se observa un caso curioso, un dinosaurio que se esforzó por caminar por un cenagal dejando las huellas de las patas traseras, pero también las delanteras, algo excepcional. En el Cidacos destaca Enciso. En Munilla, en el Yacimiento de Peñalportillo, se encuentra el rastro herbívoro más largo de todos ¡27 metros! En Igea, Valle del Alhama-Linares, se encuentra el primer yacimiento europeo y el tercero del mundo por número de huellas, así como, un árbol fósil de 10 metros de largo.

# Y ALHAMA

## 85. Icnitas de dinosaurios de los valles del Leza, Cidacos, Alhama

En el Centro de Interpretación de Igea se encuentra el fósil más completo de España del dinosaurio herbívoro *Hypsilphodon foxii*, considerado la gacela de los dinosaurios.



TRAZAS DE ICNITAS DE DIFERENTES TIPOS DE DINOSAURIOS



# YACIMIENTO DE PIRITAS DE NAVAJÚN

Unos cubos muy curiosos.

El yacimiento de Navajún junto con los otros yacimientos de pirita de la zona (Ambasaguas, Villarijo, Armejún y Umbría de la Tardía) es único a escala mundial tanto por su origen particular, como por su espectacularidad. En los valles de los ríos Alhama y Linares se observan las mayores concentraciones de pirita. Pero... ¿Qué es la pirita?

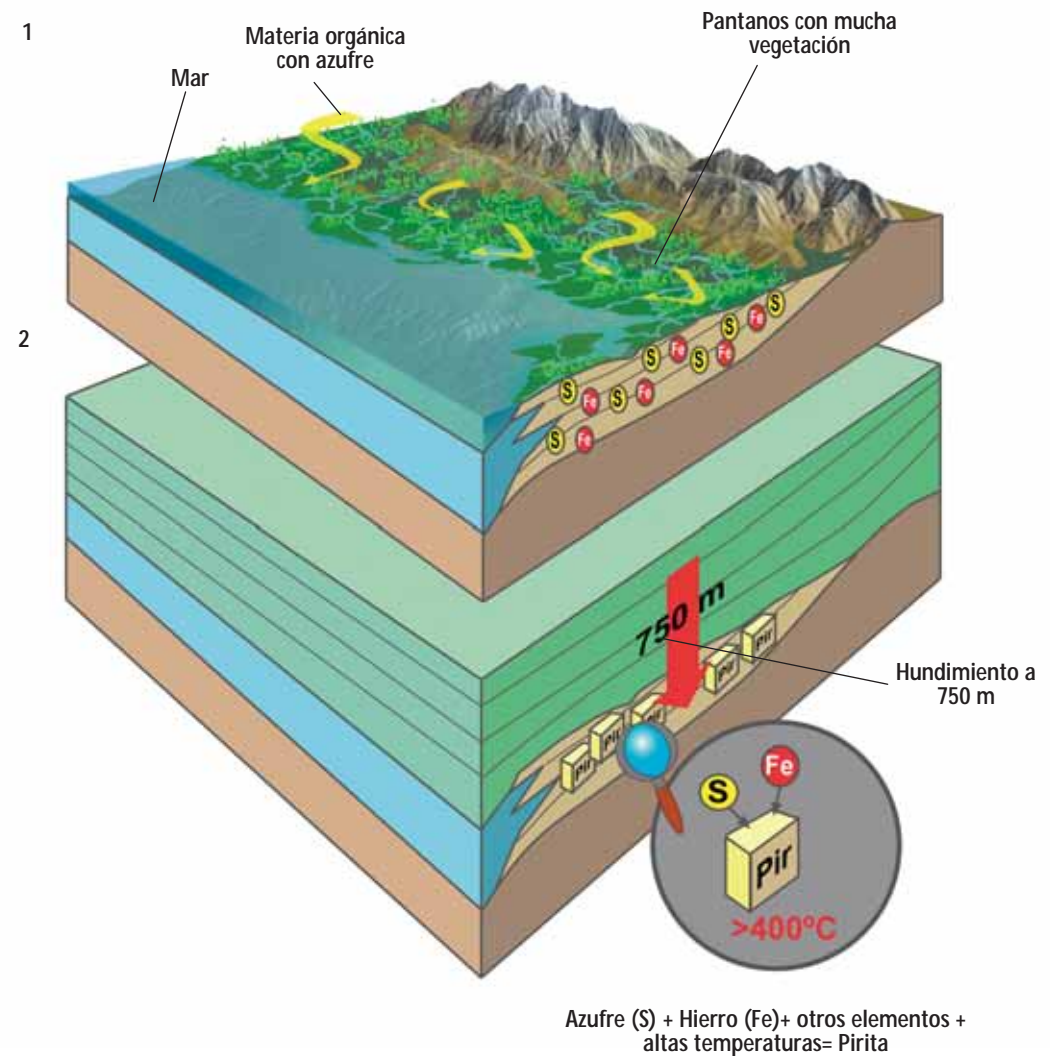
La pirita es un mineral compuesto por sulfuro de hierro ( $\text{FeS}_2$ ). Los cristales que encontramos en la reserva de la biosfera aparecen frecuentemente en forma de cubo y en contadas ocasiones, en forma de cristales cubo-octaédricos. En Navajún, los tamaños de las aristas de los cristales de pirita se sitúan entre 1 y 5 mm, habiéndose alcanzado de forma excepcional los 20 cm.

Y... ¿Dónde la puedo encontrar? Pues aparece diseminada dentro de unas capas de margas del Cretácico inferior, esto es, de 140-125 millones de años de antigüedad. Estas capas tienen su origen en un ambiente pantanoso con abundante vegetación donde se acumulaba materia orgánica rica en azufre. El origen del mineral está relacionado con el proceso de conversión de estos materiales en rocas, la diagénesis. En algún momento de la conversión de los sedimentos en roca o, cuando los materiales se situaron cerca del manto, estos materiales sufrieron temperaturas mayores a los  $400^\circ\text{C}$ . A temperaturas tan elevadas, la circulación de fluidos por el interior de los sedimentos, en presencia del azufre orgánico y también de hierro, acabaron formándose los cristales de pirita. Estos procesos geoquímicos provocaron además la transformación de la composición química de la roca inicial y dieron lugar a la creación de otros minerales nuevos, estables en las nuevas condiciones físicas y químicas de la roca.

Actualmente, la explotación de esta pirita se realiza exclusivamente para su comercialización como mineral de colección. En la mina de pirita de Navajún existen tres niveles explotables, aunque los trabajos de extracción más importantes se han realizado sobre el inferior.

## 86. Yacimiento de piritas de Navajún (la rioja)

Los cristales se usaron en ocasiones como munición (piedras de Santa Casilda).



# BARDENAS REALES DE NAVARRA

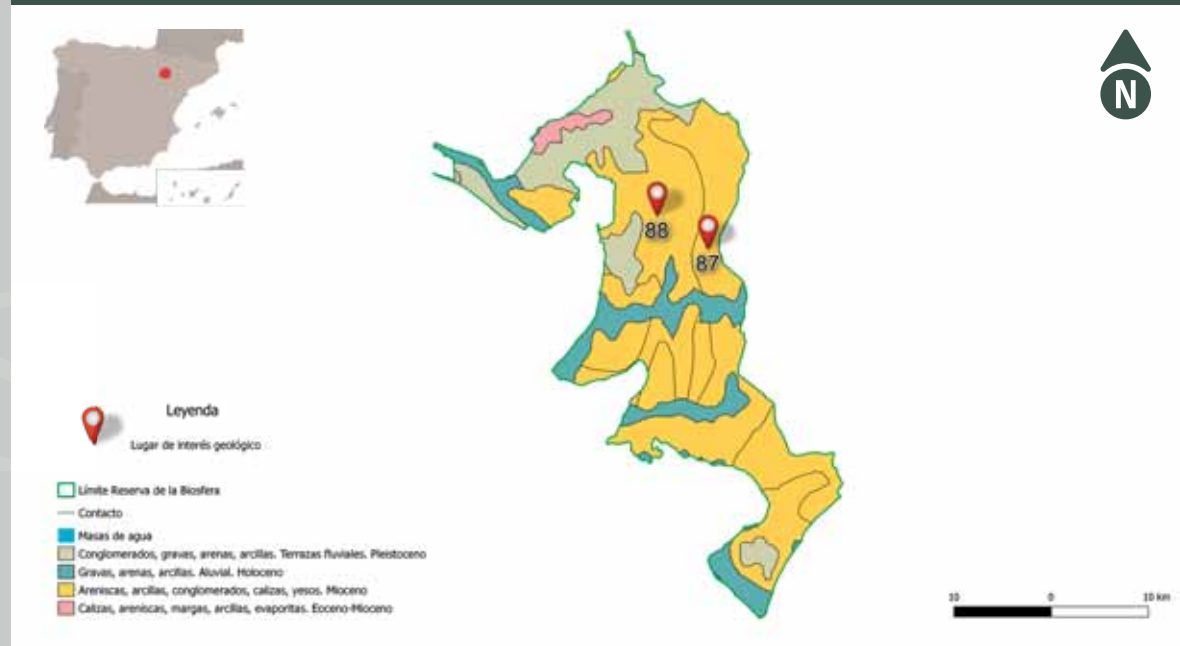
## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Bardenas Reales de Navarra con una superficie de alrededor de 40.000 hectáreas y sin población residente, se sitúa en la zona central del valle del Ebro, en la parte sudeste de la Comunidad de Navarra. Este territorio está gestionado por la llamada Mancomunidad de Congozantes de Bardenas, compuesta por 19 pueblos además del Monasterio de la Oliva y las Juntas de los dos valles pirenaicos de Salazar y Roncal, que ostentan tales derechos exclusivos por privilegios y concesiones reales obtenidas a lo largo de los siglos. En este territorio se diferencian tres ámbitos: la gran meseta situada al norte, conocida como El Plano; la zona central donde está La Blanca, una gran depresión donde se observan formas erosivas espectaculares y caprichosas; y La Negra situada al sur y compuesta por un conjunto de relieves tubulares horizontales. El clima es semiárido, con escasas e irregulares precipitaciones, y determina un tipo de vegetación adaptada a estas condiciones extremas. Sobresalen especies de flora halófila, asociadas a las estepas salinas y en barrancos y depresiones, y en las laderas del Plano y La Negra, pinares mediterráneos, coscojares y sabinares. Entre la fauna, destacan las aves rapaces rupícolas como el buitre leonado, el alimoche, el águila real o el halcón peregrino, y la diversidad de aves esteparias como la avutarda, el sisón, el alcaraván, la ganga o la rara alondra de Dupont. Esta reserva de la biosfera ha sido durante muchos siglos el destino de la trashumancia de las ovejas de las zonas montañosas del norte de Navarra. Actualmente, la actividad socioeconómica corresponde a aprovechamientos agrícolas y ganaderos tradicionales y a la actividad turística.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

Los materiales que afloran en las Bardenas Reales de Navarra son principalmente arcillas, areniscas, margas y calizas, con algunas intercalaciones de yesos. Estos sedimentos constituyen las formaciones Ujué, Tudela y Lerín que forman parte de la cuenca continental del Ebro. Esta cuenca se formó durante el Eoceno superior, hace unos 38 millones de años, al mismo tiempo que se desarrollaba el proceso de formación de montañas denominado la orogenia Alpina. La colisión entre la placa Ibérica y la Europea condicionó la formación de los Pirineos al norte, de la cordillera Costero Catalana al este, y de la cordillera Ibérica al suroeste. Entre estas cordilleras, se estableció una cuenca aislada con lagos y humedales, en donde se acumulaban los materiales procedentes de la erosión de estos relieves montañosos. Durante el final del Mioceno (hace 23-5 millones de años) esta cuenca cerrada se abrió al mar por el sureste y se creó la cuenca hidrográfica del Ebro. Es impresionante la cantidad de restos fósiles continentales de esta época geológica que se pueden encontrar. A partir de esta época se inició la erosión de los materiales acumulados durante el Eoceno. Posteriormente, durante el Pleistoceno (hace unos 2,5 millones de años - 11.700 años) los ríos Ebro y Aragón formaron sistemas de terrazas aluviales que se instalaron sobre los materiales miocenos y más tarde, durante el Holoceno (hace 11.700 años-actualidad), se desarrollaron las formas erosivas que acabaron generando el paisaje actual dominado por cerros testigo, barrancos y cárcavas, que podemos observar en la depresión de La Blanca.

## Mapa Geológico.



# CASTILDETIERRA, CABEZOS DE PISQUERRA Y RALLÓN

## Testigos de otros tiempos.

Al pasear por las Bardenas Reales de Navarra cualquiera se queda asombrado con el paisaje. El observador se transporta a un mundo donde la tierra desprovista de vegetación nos enseña sus entrañas acanaladas por la lluvia y el viento. En la línea del horizonte se ven verdaderos monumentos naturales que irrumpen la monotonía de una zona vasta y llana. Algunos son espigados como Castildetierra y otros en cambio, son anchos y planos como en el caso de los cabezos de Pisquerra y Rallón. ¿Cómo se han formado? ¿Por qué aparecen estos farallones en esta zona?

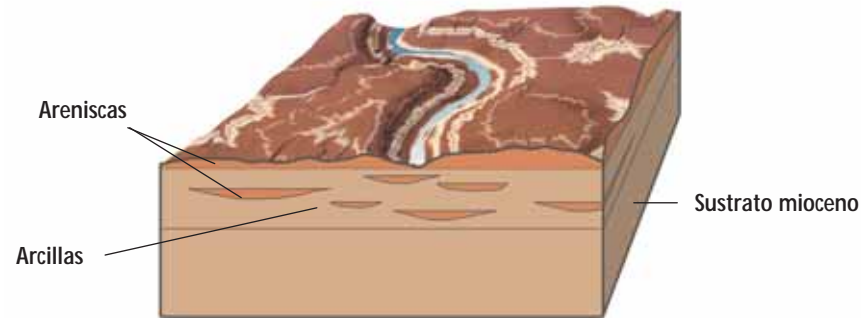
Como vemos en la ilustración, durante el Mioceno, hace unos 21-15,5 millones de años se depositaron en el fondo de una cuenca continental arcillas y arenas procedentes de la erosión de las montañas cercanas. Los paquetes de arenas presentan formas lenticulares y se encuentran embebidas entre las arcillas.

Cuando estos depósitos se enfrentan a la erosión su respuesta es diferente. Las arcillas rápidamente son erosionadas y transportadas por las aguas de lluvia o por el viento mientras que las arenas, al ser más duras resisten mejor ante la erosión e intentan mantenerse en su posición. Castildetierra y los cabezos de Pisquerra y Rallón son cerros testigos, esto es, zonas que han resistido ante la erosión generalizada sucedida durante millones de años. A medida que las arcillas son erosionadas se van formando colinas (cabezos) en los lugares donde las areniscas afloran. Lo que ocurre es que las capas de arenisca protegen a las arcillas que tienen debajo. Estos cabezos son por lo tanto los "testigos" de la altura de la plataforma que existió en ese lugar hace millones de años. Las laderas de los cerros están surcadas por acanaladuras (cárcavas) que van modelando el agua y el viento sobre los materiales arcillosos.

## 87. Castildetierra, Cabezos de Pisquerra y Rallón / navarra

Los derechos de la comunidad de las Bardenas fueron concedidos como agradecimiento por servicios prestados, por llevar habitantes a los terrenos ocupados por los árabes o como contrapartida por donaciones económicas dadas a la corona.

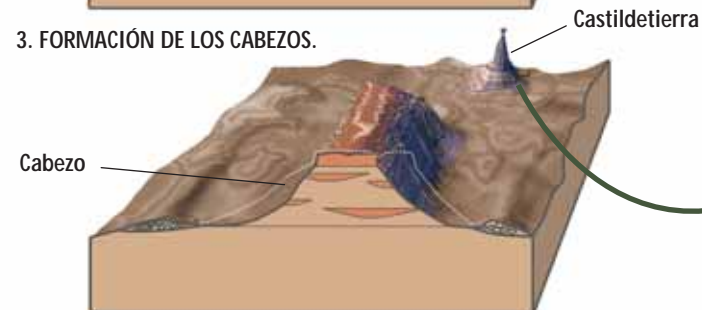
### 1. SEDIMENTACIÓN.



### 2. EROSIÓN.



### 3. FORMACIÓN DE LOS CABEZOS.



# EL REGISTRO FÓSIL DE LAS BARDENAS. LA FAUNA DEL MIOCENO

Biodiversidad de 20 millones de años.

Durante el Mioceno, hace unos 20 millones de años, la actual cuenca del Ebro occidental era una llanura surcada por cursos de agua procedentes de las montañas de alrededor que desembocaban en una serie de lagos. Esta zona presentaba una notable biodiversidad. Así en los ambientes fluviales y lacustres habitaban peces, anfibios, lagartos, anfisbénidos que son reptiles con escamas, serpientes, tortugas, cocodrilos, flamencos y mamíferos como insectívoros, murciélagos, castores, roedores y ungulados entre otros.

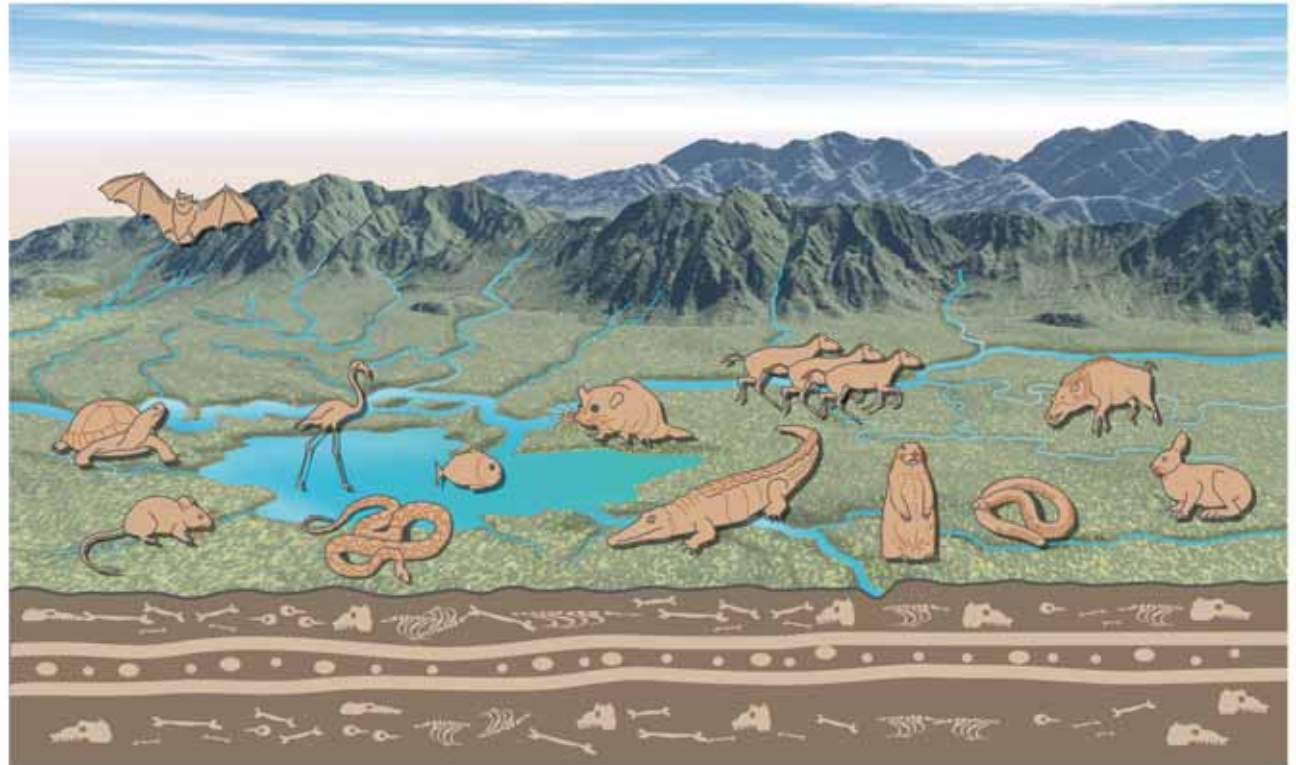
Cuando estos organismos morían, sus restos normalmente se descomponían y disgregaban rápidamente mediante la acción de las bacterias, otros animales, el viento o la lluvia. Pero en ocasiones, sus cadáveres eran enterrados en poco tiempo por los sedimentos y en consecuencia, se quedaban a salvo de la intervención de los agentes biológicos y mecánicos ¡Estos cadáveres podrían estar en disposición de convertirse en fósiles! Normalmente, el proceso de fosilización comienza a partir de la desaparición de las partes blandas y el relleno de los huecos por el sedimento circundante al organismo. En ese momento, se producen una serie de transformaciones químicas que poco a poco van sustituyendo los compuestos orgánicos de esos cadáveres por minerales. Esta transformación depende de la composición química de los organismos, y de la del sedimento que lo contiene. Si esta combinación es favorable, la sustitución se realizará molécula a molécula, durante un largo período de tiempo, hasta que el organismo esté completamente mineralizado, es decir, convertido en piedra.

Si por causa de la erosión, la roca que lo contiene queda expuesta en la superficie, estará sometida a los procesos erosivos a los que se ve sometido el relieve, y se destruirá en un tiempo más o menos corto. Ahora, solo los profesionales deben recoger estos restos, ya que no son solo una bonita piedra para poner de adorno, sino que es una fuente de información sobre la vida pasada, es una joya de la naturaleza llamada fósil que nos informa acerca de un trocito de la historia de las Bardenas Reales de Navarra.

# BARDENAS REALES, NAVARRA

## 88. El registro fósil de las Bardenas. La fauna del Mioceno

Los fósiles del Mioceno de las Bardenas aparecen en los sedimentos **fluvio-palustres de la Formación Tudela.**



1. Un organismo muere y queda enterrado por sedimentos.



2. Nuevas capas de sedimentos se depositan encima y se inicia el lento proceso de fosilización.



3. La erosión excava los sedimentos dejando aflorar los fósiles que estaban enterrados.





# URDAIBAI

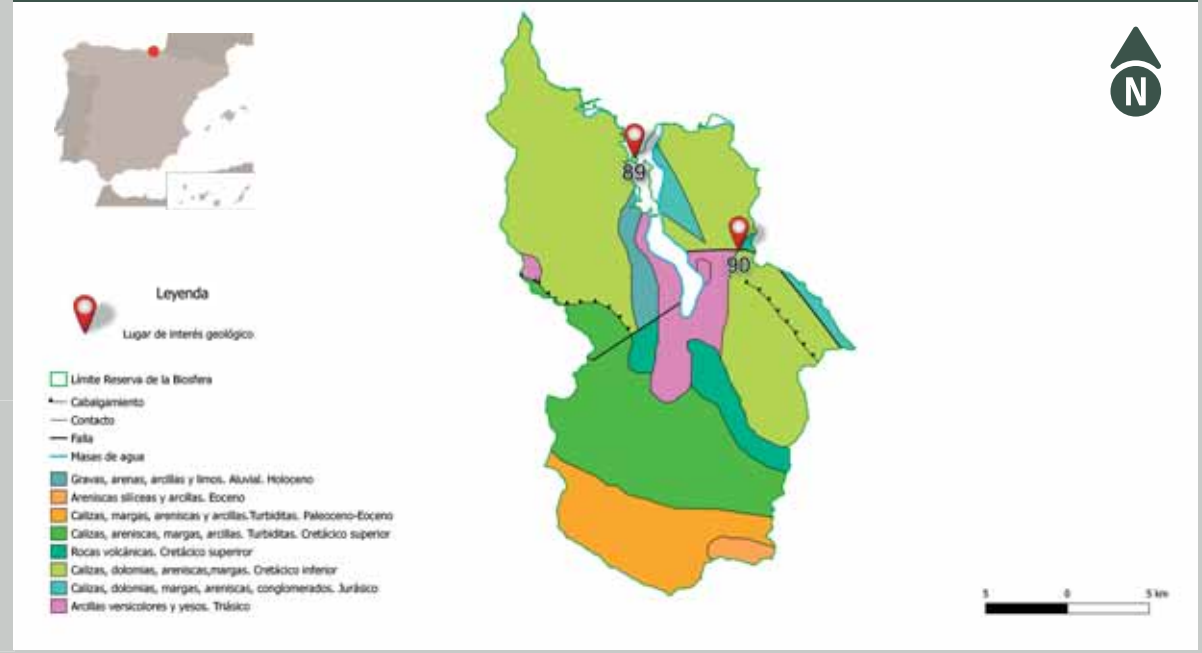
## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Urdaibai en donde viven alrededor de 45.000 personas diseminadas en 22 municipios, está delimitada por las cuencas de los ríos Oka, Artigas y Laga, que vierten sus aguas al mar Cantábrico. Urdaibai es un mosaico de bosques de frondosas, matorrales, prados y cultivos forestales y roquedos que rodean al estuario del Oka. Especial valor ambiental tienen los encinares cantábricos situados en sus márgenes. Igualmente, la singularidad de la vegetación y la avifauna asociada al estuario es un patrimonio natural reconocido en el ámbito internacional. Y es que el estuario del Oka constituye un área valiosísima para la avifauna ya que es un área de descanso para cantidad de aves migratorias y nidificantes. La fauna de vertebrados está representada por más de 300 especies. Esta diversidad de ecosistemas determina también la existencia de mamíferos, anfibios, reptiles, insectos, peces, moluscos y crustáceos. Son de gran interés además las prácticas agrarias tradicionales que han perdurado a lo largo de los siglos, al igual que las ferias agrícolas y pesqueras, el euskera, idioma ancestral, o ciertos ritos y costumbres que dotan a esta reserva de la biosfera de un patrimonio inmaterial de sumo interés. Urdaibai tiene un alto potencial para el turismo rural basado en el patrimonio natural, histórico artístico y cultural, más de la mitad de la población se dedica al sector terciario. Además, la costa de Urdaibai es un paraíso para la práctica de muchos deportes acuáticos.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

Los materiales más antiguos de Urdaibai son del periodo Triásico, hace 180 millones de años. En aquella época, el mar tranquilo que cubría la zona recibía arcillas del continente y sufría consecutivas épocas de desecación que generaban depósitos de sedimentos evaporíticos. Este mar, debido a la apertura del golfo de Bizkaia, se hizo más profundo durante el Jurásico, hace 175 millones de años, lo que dio lugar a la proliferaron de comunidades de invertebrados que más tarde fosilizaron y que pueden observarse en el margen este del estuario. Más tarde, durante el Cretácico inferior, hace 145 millones de años, se desarrollaron en la cuenca arrecifes tropicales. Esto dio lugar a las formaciones de roca caliza que configuran las cumbres actuales de la reserva de la biosfera. Durante el Cretácico superior, asociadas a la apertura continua de esta cuenca, se produjeron avalanchas de sedimentos desde el litoral hacia el fondo del mar. Estos flujos generaron depósitos tipo flysch en el fondo de la cuenca, se trata de alternancias de capas duras (areniscas) y capas blandas (arcillas). Ya en el Terciario, hace unos 50 millones de años el empuje de la península Ibérica contra la placa Europea provocó el cierre de la cuenca y el levantamiento de los Pirineos. Estas fuerzas plegaron, levantaron y fracturaron los depósitos marinos. Además, se produjo el ascenso y afloramiento de los materiales triásicos, menos densos que los demás, mediante un proceso llamado diapirismo. Posteriormente, ya en el Cuaternario, desde hace 2,5 millones de años, se produjo la erosión de los relieves y se creó la cuenca del río Oka. Tras la última glaciación, ya en el Holoceno, desde hace 8.500 años, el ascenso del nivel del mar provocó la inundación del valle del río Oka y se formó el estuario actual.

## Mapa Geológico.



# CALIZA ROJA DE EREÑO

Unas rocas muy internacionales.

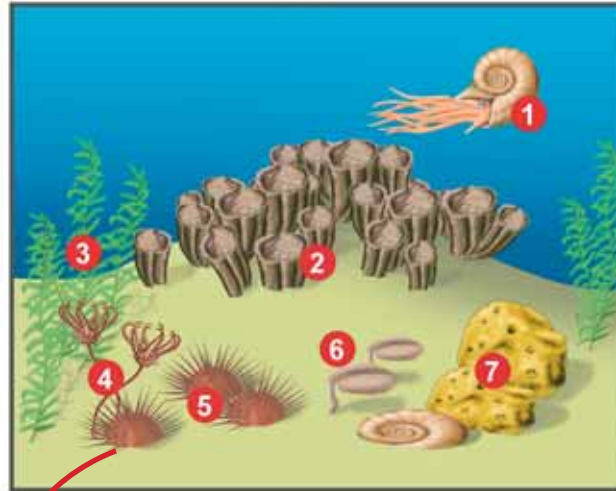
En la Kantera Gorria, en Gautegiz-Arteaga, se encuentra una explotación abandonada de las denominadas calizas rojas de Ereño, las rocas más internacionales de la Reserva de la Biosfera Urdaibai. Y es que de esta cantera se extrajeron toneladas de material que se pueden ver en numerosos edificios públicos y privados de toda Bizkaia e incluso, en Italia o Estados Unidos. Pese a situarse en Gautegiz-Arteaga se las conoce como las calizas rojas de Ereño debido a su cercanía a esta localidad.

Se trata de rocas formadas durante el Cretácico, hace unos 110 millones de años, en plataformas marinas de poca profundidad. En aquel momento, las condiciones tropicales que se daban en la zona favorecieron la proliferación de numerosos organismos marinos principalmente de rudistas, que eran unos moluscos bivalvos que se extinguieron hace unos 65 millones de años y moluscos Chondrodonta, unos bivalvos similares a las ostras actuales. Ambos formaron grandes colonias que dieron lugar a construcciones parecidas a los actuales arrecifes tropicales. También, como vemos en la ilustración, se desarrollaron otras especies como equinodermos, foraminíferos, ammonites, briozoos o corales. Al morir todos estos organismos, sus restos compuestos principalmente por carbonato cálcico, quedaron fosilizados. A continuación, mediante la diagénesis, esto es, el conjunto de procesos que tienen lugar para que se forme una roca sedimentaria compacta, esos restos de organismos se convirtieron en rocas.

En Ereño, durante la diagénesis, aguas hidrotermales trajeron hierro e impregnaron la matriz de la roca caliza y le otorgaron su característico color rojo. El resultado fue una roca original y por lo tanto, codiciada con fines ornamentales, de matriz roja y repleta de fósiles blancos. Estas calizas, que comercialmente se conocieron como "rojo Ereño" o "rojo Bilbao", fueron explotadas desde la época de los romanos, como "mármoles" en el sentido ornamental, ya que se utilizaban pulimentados en acabados superficiales, aunque realmente estas rocas son calizas...en fin, ¡los mármoles son rocas metamórficas!

El suelo de la entrada a la Basílica de San Pedro del Vaticano está cubierto con losetas de "Rojo Ereño".

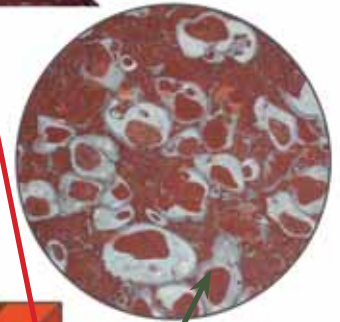
## SEDIMENTACIÓN MARINA CON ABUNDANTE FAUNA



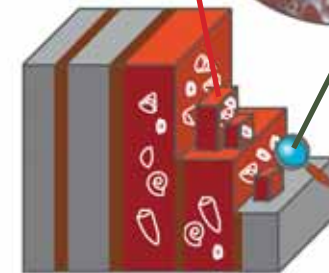
1. Ammonites. 2. Rudistas. 3. Algas. 4. Crinoideos. 5. Equinodermos. 6. Braquiópodos. 7. Esponjas.



DETALLE DE LA ROCA TAL COMO LA VEMOS



## CANTERAS ACTUALES



En el detalle vemos una roca de color rojo con fragmentos de fósiles de color blanco.

Esta roca se ha canterado desde la época romana y utilizado como roca ornamental. Con ella se han construido fuentes, estatuas, losas, etc.

## SEDIMENTACIÓN



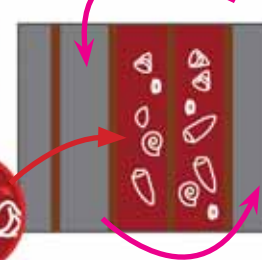
## DIAGÉNESIS

Conversión de sedimento en roca



Fluidos con hierro tienen el cemento de la roca de rojo. Los fósiles quedan de color blanco.

## TECTÓNICA



La tectónica ha girado los estratos que eran horizontales de manera que ahora están verticales.



# EL ESTUARIO DEL OKA

Un valle inundado por el mar.

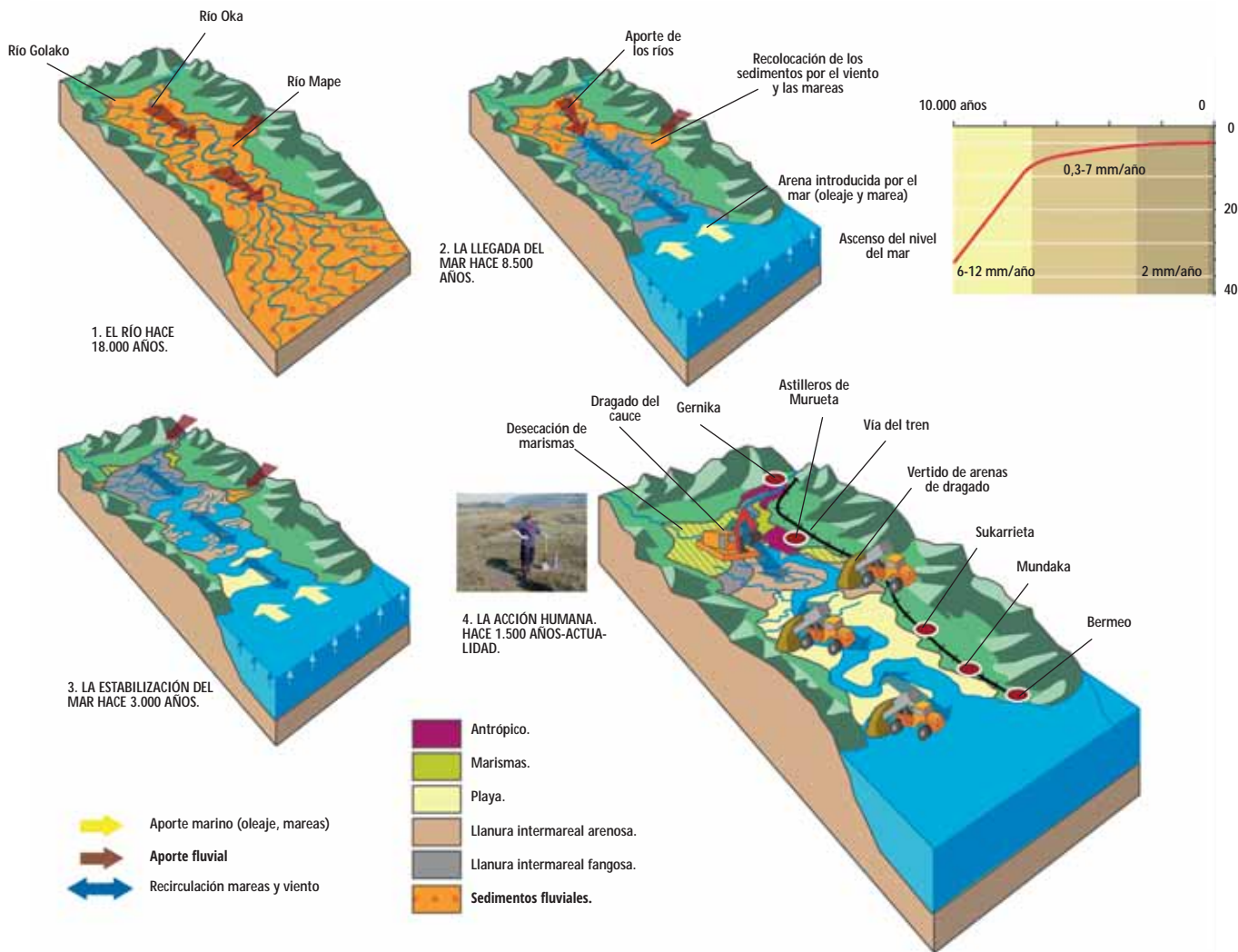
Si hay un paisaje espectacular en la Reserva de la Biosfera de Urdaibai, ese es el estuario del Oka. Un estrecho valle inundado por el mar Cantábrico. ¿Cómo se formó este estuario?

Resulta que antes del Holoceno, al menos hace unos 18.000 años, cuando gran parte de Iberia estaba cubierta por el hielo, el estuario era un cauce fluvial que vertía hacia el Cantábrico. Debido a un cambio climático que generó la fusión del hielo continental y el consecuente ascenso rápido del nivel del mar (6-12 mm/año), las aguas marinas invadieron el cauce del río y paulatinamente, lo que era un río se convirtió en un estuario. Este ascenso marino continuó después a menor velocidad (0,3-0,7 mm/año) hasta hace al menos 3.000 años, cuando el nivel del mar alcanzó más o menos la cota actual. A medida que la inundación marina avanzaba, los ambientes fluviales se iban convirtiendo en ambientes intermareales y así, poco a poco, aparecieron las playas, las llanuras intermareales y las marismas actuales que se dispusieron a modo de una cuña sedimentaria que avanzaba hacia el continente, por encima de las gravas fluviales pre-holocenas.

Durante los últimos 1.500 años, el ser humano ha ido alterando las características originales de los márgenes del estuario mediante la instalación de infraestructuras como puertos o el ferrocarril, el desarrollo de asentamientos humanos como la localidad de Gernika-Lumo, la desecación de marismas o el dragado del cauce principal y el vertido de los materiales extraídos en diversas zonas del estuario. Todas estas actuaciones podrían enmarcarse dentro de un nuevo periodo geológico, en el cual la especie humana ha sido capaz de alterar el registro sedimentario natural. Estamos hablando del periodo Antropoceno, que tendría su origen alrededor de la década de 1950 aproximadamente, cuando se produce la gran aceleración tecnológica en el planeta. Actualmente, las personas geólogas están debatiendo acerca de aceptar este periodo e incluirlo en la tabla cronoestratigráfica, esto es, en la tabla que recoge los principales hitos geológicos del planeta. Veremos qué deciden...

## 90. El estuario del Oka

La interpretación del registro sedimentario de las marismas de los estuarios cantábricos nos informa del ascenso del nivel del mar producido por el cambio climático en curso.



# LAS UBIÑAS- LA MESA

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Las Ubiñas - La Mesa comprende un territorio de montaña situado cerca del límite con la provincia de León. Destaca el macizo de Peña Ubiña, la segunda montaña más alta de la región tras el picu Urriellu situado en Los Picos de Europa, con altitudes superiores a los 2.400 metros. Más de un tercio de la reserva de la biosfera está ocupado por hayedos maduros que cobijan a especies como el oso pardo o el urogallo cantábrico. Los cauces fluviales existentes, en ocasiones conectados con las aguas subterráneas, albergan importantes especies como la nutria o el desmán. Las aves rapaces, el corzo, el venado, el rebeco, el lobo o el zorro forman también parte de su vida animal.

Esta reserva de la biosfera cuenta con un importante patrimonio arqueológico: representaciones pictóricas de la Edad de Bronce y de la Edad de Hierro, restos de la época castreña y calzadas romanas. En los pueblos del entorno aún se pueden ver buenos ejemplos de la arquitectura tradicional de la montaña asturiana.

Se trata de un espacio rural cuyo paisaje ha sido definido durante siglos por una explotación de los recursos basada mayoritariamente en la ganadería, en la que los pastos montanos han sido utilizados de modo extensivo mediante un sistema trashumante estacional. En la actualidad la actividad económica mayoritaria sigue siendo la ganadería basada en la explotación de vacuno.

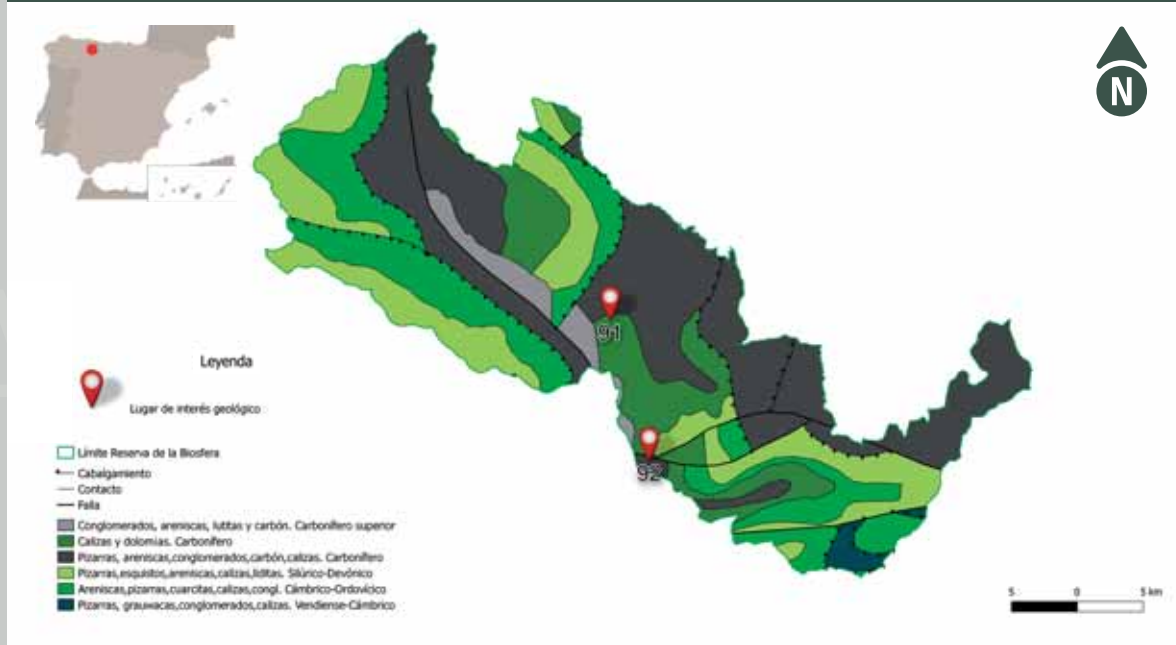
## CONTEXTO GEOLÓGICO.

El entorno de Las Ubiñas-La Mesa se enmarca en la Zona Cantábrica del Macizo Asturiano. En concreto, abarca la Región de Pliegues y Mantos y la Cuenca Carbonífera Central. La primera se caracteriza por la alternancia de dos tipos de materiales. Unos compuestos principalmente por carbonato y otros por cuarzo. En la Cuenca Carbonífera afloran principalmente rocas formadas por cuarzo.

Los materiales presentan edades que varían desde el Cámbrico inferior al Carbonífero superior (541-298 millones de años). La actual estructura de los materiales responde al plegamiento y ruptura de los materiales asociadas a dos procesos sucesivos de formación de montañas, esto es, a las orogénias Varisca, ocurrida durante el Carbonífero, hace 358-298 millones de años, y Alpina que se desarrollo durante el Cenozoico (comenzó hace 66 millones de años) e incluso en la actualidad. Estas montañas han sido posteriormente retocadas por los agentes erosivos fluvial, glacial y kárstico.

La disposición estructural de los materiales que afloran en la reserva de la biosfera viene dada por la presencia de abundantes cabalgamientos que implican la superposición de materiales cámbricos sobre rocas paleozoicas mucho más modernas.

## Mapa Geológico.



# SURGENCIAS INTERMITENTES DE LOS GARRAFES

## Las aguas esquivas.

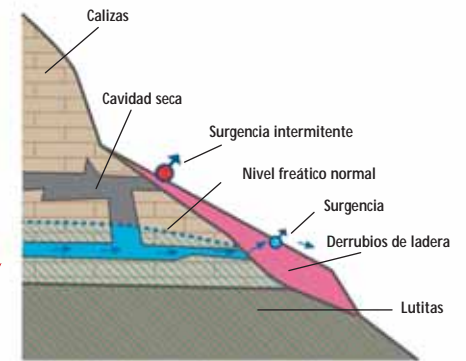
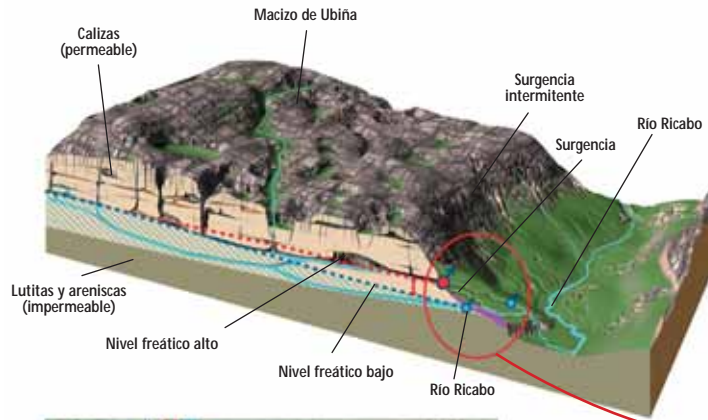
En los alrededores de Puerto Ventana, sale un camino que sube a las Infiestas, un conjunto de cabañas. A unos 15 metros del inicio de este camino se cruza un arroyo y a unos 80 m podemos ver un segundo. Estos dos arroyos más abajo se unen y desembocan en el río Ricabo. Estos arroyos nacen en las surgencias de Los Garrafes. ¿De dónde salen estas surgencias? ¿Por qué son intermitentes?

Resulta que el macizo de Ubiña, es un macizo compuesto principalmente por rocas carbonatadas que sufren un tipo de erosión que se llama karstificación. Los carbonatos se disuelven con el agua, de manera que el interior del macizo está surcado por cavernas generadas por la disolución por donde se cuelan las aguas superficiales. Estas aguas quedan retenidas gracias a unas rocas impermeables, las lutitas, que se encuentran en la base del macizo. De esta manera, se forma lo que las personas geólogas llaman un acuífero kárstico, un almacén de agua que se recarga por la lluvia. En la zona de Los Garrafes este acuífero está parcialmente cubierto por derrubios, fragmentos de roca.

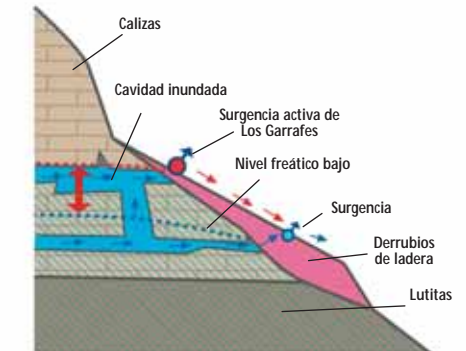
Quando el macizo recibe mucha agua, el nivel del agua del acuífero subterráneo, el nivel freático, sube y, en ocasiones, llega a superar la cota del terreno y consecuentemente, éste mana en superficie desde la zona de los Los Garrafes. Así se forman los dos arroyos que atraviesan en dos puntos el camino que sube a Las Infiestas. Cuando el nivel freático está bajo, por el contrario, el agua circula subterráneamente y sale al exterior en cotas inferiores a las del camino, como vemos en la ilustración. Por esta razón se las conoce como surgencias intermitentes. El caudal de la surgencias y de los ríos es muy variable. A veces, llega a alcanzar, en la época de aguas altas, varios cientos de litros por segundo.

# 91. Surgencias intermitentes de Los Garrafes

Pascual Madoz (1850), decía sobre Los Garrafes " ... unas aguas blanquecinas y de extraordinaria violencia. Tienen la particularidad de romper su corriente en el mes de abril... y vuelven a secarse cuando el tiempo es frío...".



1. Situación con el nivel freático bajo



2. Situación con el nivel freático alto



# COMPLEJO GLACIAR DEL MACIZO UBIÑA

## Las huellas del clima.

El Macizo de Las Ubiñas es un conjunto de picos carbonatados que se encuentra situado entre los concejos de Lena, Teverga y Quirós. La mayor parte de este macizo se encuentra por encima de la cota de 1.700 m y presenta las cumbres más altas de este sector de la cordillera con altitudes cercanas o superiores a los 2.400 metros. Esta particularidad produjo que durante la última glaciación (hace 110.000-10000 años aproximadamente), el macizo fuera intensamente trabajado por los glaciares ya que la nieve permanecía en esta zona durante más tiempo. Al terminar la glaciación, cuando la Tierra sufrió un calentamiento y los glaciares desaparecieron, fueron los procesos de formación de hielo y deshielo, los procesos periglaciares, también favorecidos por las elevadas altitudes, los que actuaron sobre la zona. El macizo de Ubiña presenta una gran cantidad y variedad de formas periglaciares a pequeña escala. ¿Cuáles podemos ver?

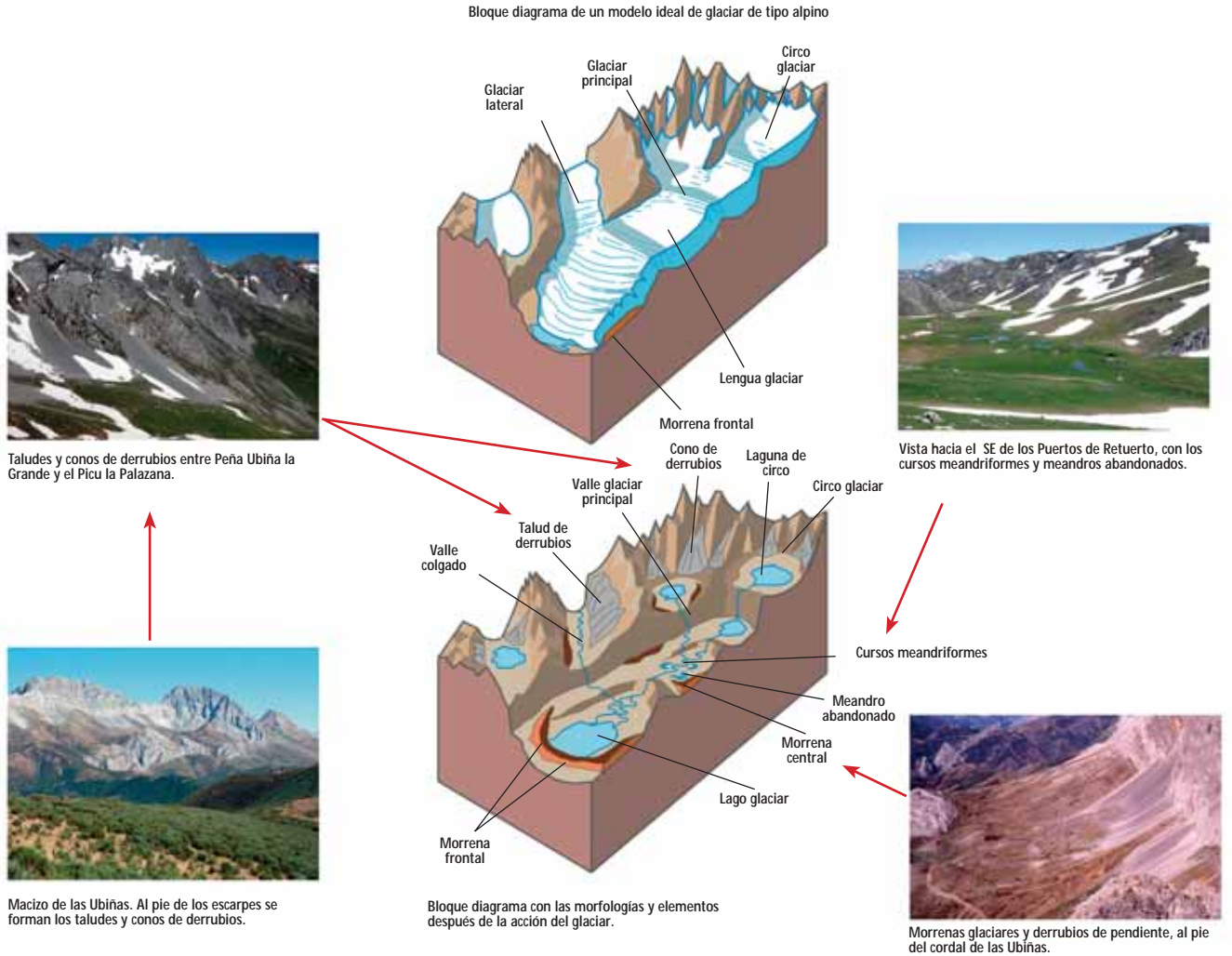
Como vemos en la ilustración, se pueden distinguir en el macizo cantidad de conos de derrubios. Se trata de acumulos de rocas que caen desde las laderas de las montañas y tienden a acumularse en los valles en forma de cono. Estos materiales proceden de la rotura de las rocas de las zonas altas. Esta rotura se produce mediante procesos de formación de hielo y de posterior deshielo. Los podemos ver entre Peña Ubiña La Grande y el Picu La Palazana.

Además, se pueden observar también en la zona morrenas glaciares, que son acumulos lineales de materiales arrastrados y arrancados por los glaciares durante su recorrido. Las podemos ver precisamente al pie del cordal de las Ubiñas, donde se observan sucesivos arcos (morrenas frontales) que marcan el retroceso que sufrieron los glaciares.

Son interesantes también los cursos fluviales meandriformes que aparecen en la zona de los Puertos de Retuerto. Éstos son característicos de las zonas de baja pendiente que aparecen tras la retirada de los glaciares. Aquí los ríos discurren lentamente dibujando multitud de curvas, esto es, multitud de meandros.

## 92. Complejo glaciar del macizo Ubiña

Existen en la zona construcciones militares de la guerra civil que servían para controlar el tránsito entre Asturias y León.



Fotos: Modificado de Alonso (2014)



# MUNIELLOS

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Muniellos se sitúa en la vertiente norte de la cordillera Cantábrica. Es una zona montañosa muy accidentada que se dispone entre los 2.007 metros del Cueto de Arbás y los 550 metros de la villa de Moal, en el valle del río Muniellos.

En los sectores más elevados de Muniellos se localizan lagunas y turberas que contienen especies de zonas circumpolares y alpinas. En las zonas de menor altitud existen valles soleados en donde abundan los robledales y valles más sombríos cubiertos por hayedos, abedulares y matorrales. En Muniellos habitan más de 150 especies de vertebrados, entre ellos destacan el oso pardo, el urogallo cantábrico, la liebre de piornal y el lobo, además de más de un centenar de especies de aves y valiosas especies de anfibios.

La base socio-económica de esta reserva de la biosfera desde épocas pre-romanas está asociada a la actividad minera del carbón.

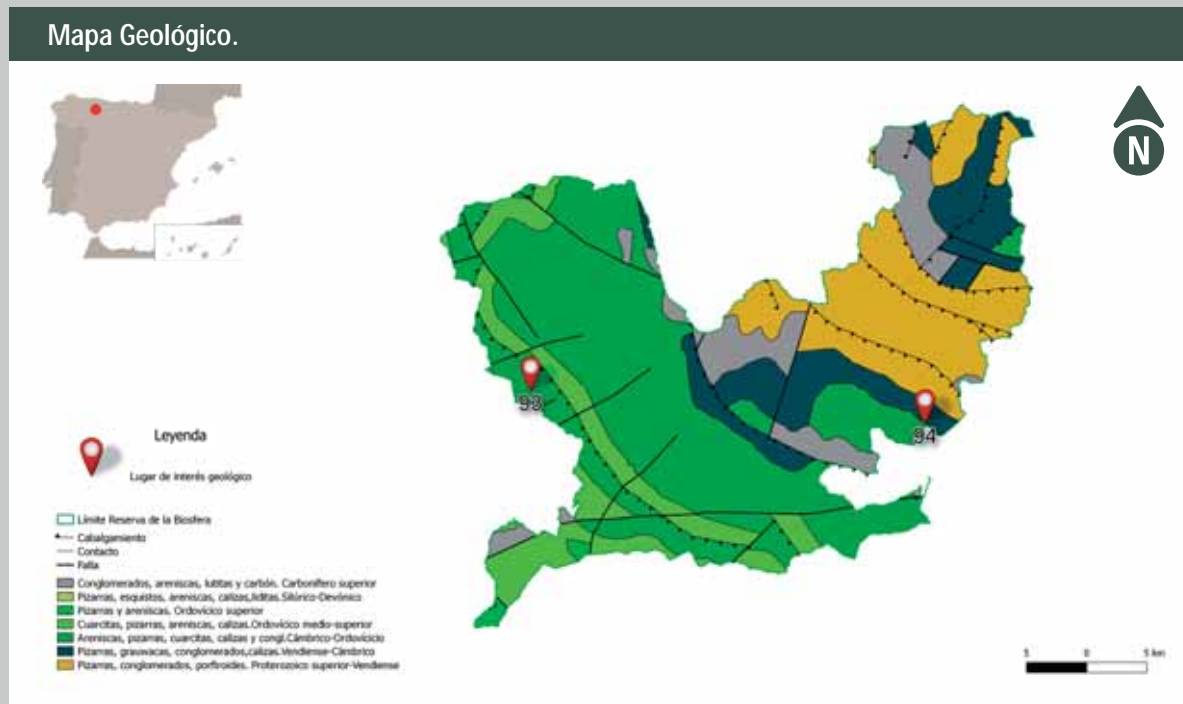
## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La Reserva se enmarca en la cordillera Cantábrica e incluye los materiales geológicos más antiguos de la comunidad asturiana, de hace más de 600 millones de años, sedimentados entre el Precámbrico y el Carbonífero. Fue en el Carbonífero, hace 360-300 millones de años, cuando los bosques formaron espesas junglas, selvas y manglares. La sedimentación de los abundantes restos vegetales, procedentes de aquellos extensos bosques, formaron las enormes acumulaciones carbonosas que se explotan en Muniellos.

Las rocas de la Reserva aparecen formando un complicado mosaico de estructuras geológicas por los procesos de plegamiento y fracturación producidos en las orogenias. Además, han sido profundamente erosionadas por ríos y glaciares, quedando interesantes evidencias del glaciario ocurrido durante las épocas frías del Cuaternario, sobre todo de la última glaciación que comenzó hace unos 110.000 años y finalizó hace unos 10.000 años.

La fuerte pendiente provoca que en gran parte de las laderas de la reserva de la biosfera dominen áreas de roquedo desnudo, canchales y campos de bloques. Los suelos que se desarrollan son en general someros y muy pedregosos. Solamente al pie de las laderas la acumulación de derrubios puede dar lugar a suelos de cierta potencia y mayor productividad.

## Mapa Geológico.



# LAGOS GLACIARES DE MUNIELLOS

De glaciares a lagunas.

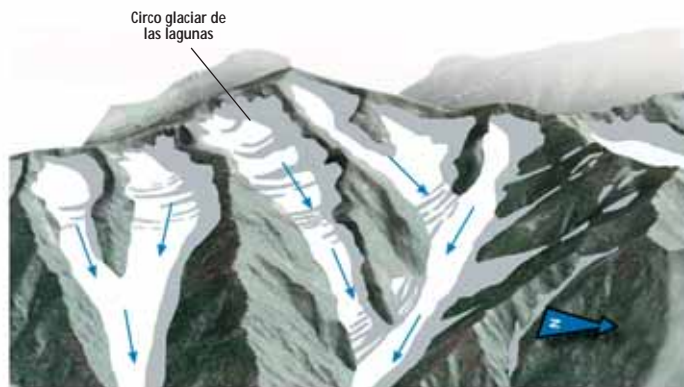
Las lagunas de Muniellos, están a unos 1.500 metros y se localizan en la vertiente norte del pico Candanosa (1.677 m) situado en la cabecera del río Tablizas, en el corazón de la Reserva Natural Integral de Muniellos. Para su visita es necesario hacer una reserva en el Centro de recepción de la reserva natural integral, ya que solo se permite el acceso a un máximo de 20 personas al día. Las lagunas de Muniellos las componen las lagunas de la Peña, Grande, Fonda y la Isla, esta última llamada así por presentar una pequeña isla en su interior. ¿Por qué hay lagunas en este lugar?

Si pudiéramos viajar en el tiempo, hasta el Pleistoceno (2,6 millones de años-11.700 años), veríamos que la zona estaba cubierta por glaciares. Como vemos en la ilustración, se formaron unos seis circos glaciares al noroeste del pico Candanosa donde se acumularon grandes masas de hielo. Durante los periodos de mayor extensión glaciár, la presión que ejercían estas masas de hielo sobre las zonas por donde discurrían, especialmente sobre las zonas de menor pendiente, produjo varias depresiones a las que las personas geólogas llaman cubetas de sobre-excavación glaciár. El posterior retroceso de las masas de hielo debido a un calentamiento del clima dejó al descubierto estas cubetas. A partir de este momento, las cubetas recibieron aguas procedentes del deshielo de los glaciares, neveros y corrientes superficiales, de manera que se formaron las actuales lagunas.

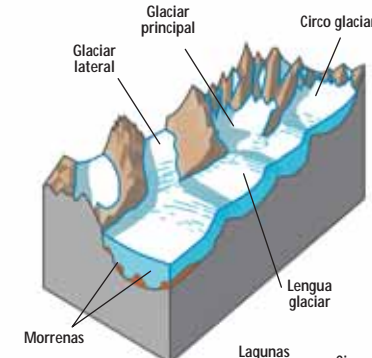
Los materiales que fueron erosionados por los glaciares están constituidos por pizarras, areniscas y cuarcitas muy antiguas ¡tienen una edad de entre hace 510 y 470 Millones de años (Cámbrico-Ordovícico)! Sobre estos materiales se asientan las lagunas además de las lleronas, que son canchales de cuarcitas desmenuzadas por efecto de la rotura de las rocas de la superficie debida a procesos de hielo y deshielo.

## 93. Lagos glaciares de Muniellos

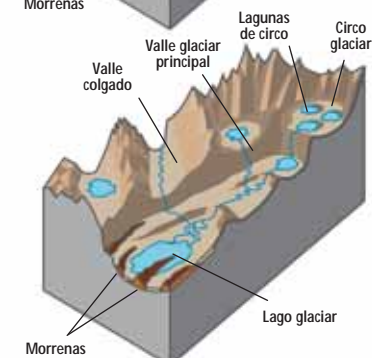
Muniellos mantiene bosques autóctonos de la alta montaña cantábrica, destaca el famoso "roblón" de más de 7 metros de perímetro.



Reconstrucción de la zona de Muniellos en la época glaciár



Zona de Muniellos en la actualidad



Bloque diagrama con las morfologías y elementos antes y después de la acción del glaciár





# CIRCOS Y GLACIARES ROCOSOS DE LEITARIEGOS

Las lenguas de roca.

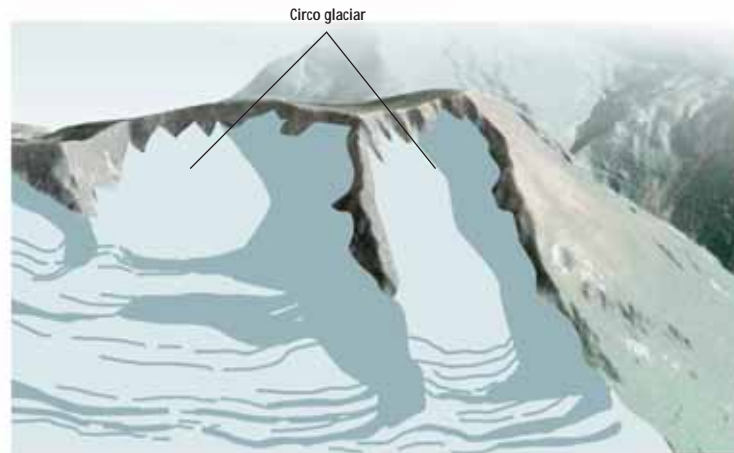
El pico occidental del circo de Leitariegos, el Cueto Arbás, supera ligeramente los 2.000 metros de altitud. En las inmediaciones de la estación de esquí se puede observar una excelente muestra de formas de erosión y depósitos glaciares bien conservados ¿Cuáles son?

Resulta que el pico en su vertiente noreste presenta las incisiones de dos circos glaciares y, ladera abajo, varios glaciares rocosos de lengua. Parece que durante la última glaciación que sufrió la Tierra, hace 110.000-10.000 años, se acumularon grandes masas de hielo en las cabeceras de los ríos de la zona y se formaron estos dos circos glaciares que están excavados sobre unas rocas llamadas cuarcitas creadas en el periodo Cámbrico (hace 541-485 millones de años). El circo glaciar situado al norte tiene mayor pendiente y su fondo está lleno de derrubios, trozos de rocas. El del sur en cambio, presenta zonas de sobre-excavación, zonas sometidas a una intensa erosión glaciar que están ahora ocupadas por lagunas, como la laguna del Puerto, y charcas estacionales.

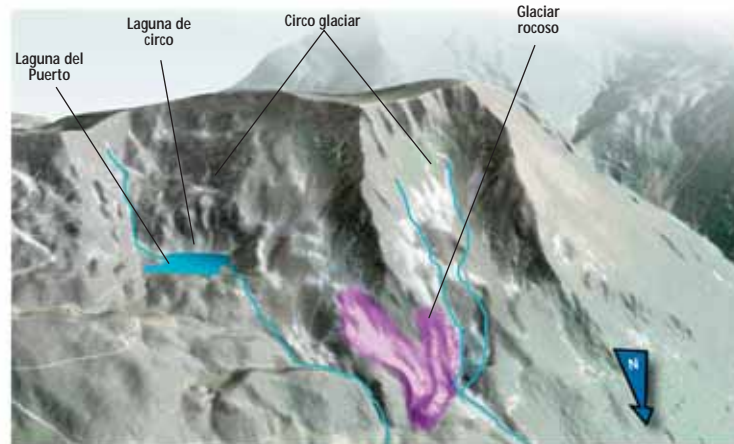
En la época en las que había desaparecido ya la casi totalidad del hielo de la península debido a un calentamiento global del planeta, pero, en las que todavía existía un clima más o menos frío y seco, se originaron los glaciares rocosos de Leitariegos. Éstos se localizan algo desligados de los circos anteriores y están organizados en varias lenguas que se desarrollan entre los 1.650 y los 1.415 metros de altitud. Los glaciares rocosos son masas de bloques angulosos, que se localizan por lo general en zonas montañosas. Son generados por procesos de reptación, esto es, por el movimiento de una mezcla de hielo y de trozos de rocas, que se desliza ladera abajo. Aparecen a modo de lenguas, cordones y surcos en su superficie y presentan un escarpe frontal y lateral como resultado de su desplazamiento lento ladera abajo. Los glaciares rocosos re-mobilizan el material suelto que cae de los riscos rocosos y el que está acumulado en las morrenas abandonadas por los glaciares ya fundidos, esto es, en los acúmulos lineales de materiales rocosos generados por glaciares. Los glaciares rocosos se clasifican entre activos, con movimiento y con hielo en su interior; inactivos, sin movimiento pero aún con hielo; y fósiles, sin movimiento y sin hielo, este es el caso del de Leitariegos.

## 94. Circos y glaciares rocosos de Leitariegos

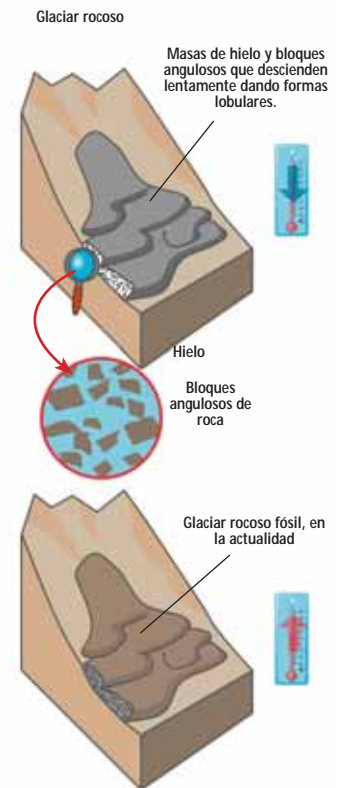
Leitariegos (antes Tseitariegos) es uno de los pasos entre la vertiente leonesa y la asturiana más apacibles de la cordillera Cantábrica.



Reconstrucción de una parte del área de Leitariegos durante la última glaciación.



Una parte del área de Leitariegos en la actualidad.



# REDES

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Redes se localiza en la vertiente marítima de la cordillera Cantábrica y su extensión se adapta a la cabecera del río Nalón. Alberga amplios bosques, en los que se refugia una abundante fauna e integra también una densa y bien conservada red fluvial. En Redes, los hayedos son la formación vegetal dominante en ellos se refugian una gran cantidad de especies, tales como el urogallo o el pico mediano.

A los valores naturales de la zona se une un patrimonio cultural totalmente integrado en el medio ambiente. A partir de aprovechamientos sostenibles de los bosques los habitantes desde antiguo han sabido preservar los paisajes y calidad natural que en otras épocas eran comunes en toda la cordillera Cantábrica.

Siguiendo la tendencia general de todas las áreas rurales de la región, la estructura económica de la reserva de Redes ha sufrido un significativo incremento de la ocupación en el sector servicios, en detrimento del tradicional sector primario.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

La reserva de Redes está constituida por materiales de edad Cámbrico-Ordovícico (541-443 millones de años) y Carbonífero (358-299 millones de años). Se trata, por tanto, de una serie sedimentaria que aparece interrumpida durante más de 100 millones de años, un enorme espacio de tiempo, mayor que el que nos separa del momento en el que se extinguieron los dinosaurios.

Los materiales de Redes representan a un grupo de capas sedimentarias definidas por criterios tectónicos. Se conoce como la región de Pliegues y Mantos, en la que las capas sedimentarias aparecen plegadas y cabalgadas en grupos, como si se tratara de sucesivas oleadas rocosas, apiladas sucesivamente unas sobre otras por los esfuerzos tectónicos.

Durante el Paleozoico, estos materiales formaban parte de una extensa cuenca marina en la que se depositaron entre uno y dos kilómetros de sedimentos. Estos materiales, al final de este periodo fueron comprimidos por los esfuerzos tectónicos, rompiéndose y plegándose para superponerse y formar un apilado de mucha menor extensión pero mayor espesor.

Durante el cuaternario, los últimos 2,6 millones de años, la erosión fluvial y glacial de los relieves de Redes, determinada tanto por la composición de los materiales como por la disposición de cabalgamientos y fallas, ha dado lugar a los abruptos relieves que configuran el paisaje actual y han contribuido al origen de lugares de gran interés geológico.

## Mapa Geológico.



# CUEVA DE DEBOYU

## El atajo del río.

El Monumento Natural de la Cueva Deboyu se puede ver desde la carretera AS-117, que discurre de Laviana a Caso. Se trata de una formación geológica muy singular, en la que el río Nalón abandona su curso superficial para convertirse, a lo largo de un corto recorrido, en un río subterráneo. ¿Por qué desaparece el río?

Este curioso fenómeno muestra de forma espectacular como sobre las calizas y dolomías de esta zona predomina la erosión química sobre la erosión física, esto es, la disolución de los carbonatos sobre el desgaste y la rotura de las rocas.

Al principio el río Nalón se encontró con unas calizas de especial resistencia, optó por esquivarlas y generó un meandro, una curva. Posteriormente, este meandro fue evolucionando de manera que cada vez se hizo más amplio a medida que el río erosionaba físicamente las calizas del sustrato. Como se puede ver en la ilustración, cuando el meandro era ya muy grande, el recorrido que tenía que hacer el río para salvar las duras calizas era muy largo. Entonces, el agua, buscando el menor esfuerzo y sobre todo un mayor gradiente hidráulico, comenzó a filtrarse por el interior de las calizas y dolomías, aprovechando para ello los planos de estratificación existentes entre las capas de rocas y la presencia de niveles menos resistentes, fáciles de disolver. Así, poco a poco, el agua fue disolviendo la roca abriéndose camino mediante procesos de disolución. De esta manera, una vez el conducto subterráneo rectilíneo fue abierto, el río abandonó el meandro y atravesó el nuevo conducto perforado en las rocas haciéndolo cada vez más ancho. Actualmente el conducto presenta unos 200 m de recorrido. ¡Se trata de la cueva de Deboyu!

# REDES

## 95. Cueva de Deboyu

En la cueva de Deboyu anidan varias especies de murciélagos protegidos.

redes / principado de asturias

Vista de la cueva de Deboyu.

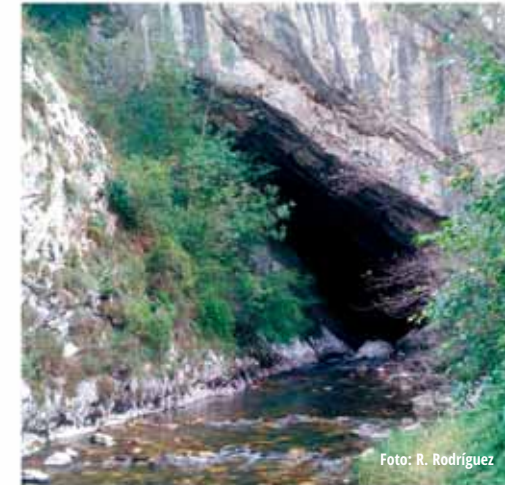
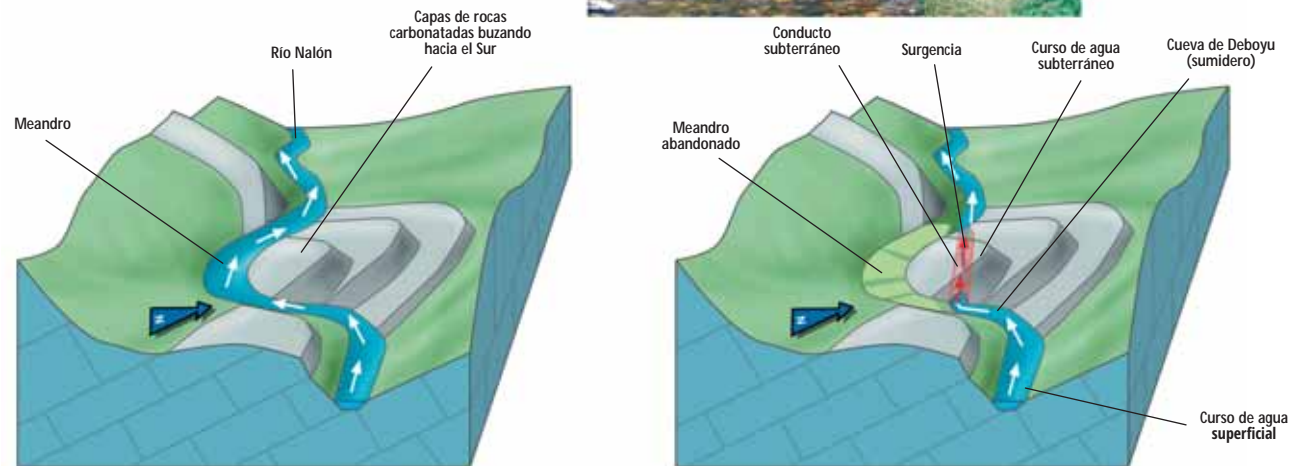


Foto: R. Rodríguez



1. Antiguos meandros del río Nalón en la zona de Deboyu, cerca de el Campu

2. Actualmente el río entra por la Cueva de Deboyu (sumidero) y sale a la superficie por la surgencia



# TABAYÓN DEL MONGAYU

Una cascada glaciár.

El Monumento Natural del Tabayón del Mongayu es un espectacular salto de agua localizado en un paraje de incomparable belleza natural. Se puede llegar hasta él a través del camino señalizado y acondicionado que comunica el pueblo de Tarna con la cascada del Tabayón. ¿Cuál es su origen?

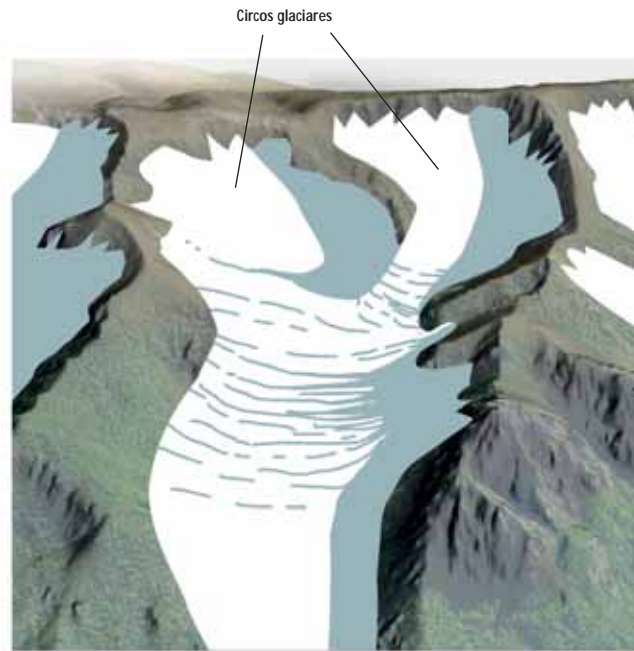
Durante la última glaciación, hace unos 110.000-10.000 años aproximadamente, las montañas de la cordillera Cantábrica estaban cubiertas por glaciares. La acción erosiva de estos glaciares excavó una serie de circos en las partes altas de la Sierra del Mongayu. Esto es, una serie de cuencas semicirculares. Estas cuencas se crearon mediante la acción del hielo amontonado en las zonas de acumulación del glaciar. Y es que estas masas de hielo comprimidas se deslizaron y lentamente abrasaron las rocas del fondo formando una concavidad rocosa circular. Este proceso debió ser muy lento ya que las rocas son muy duras y resistentes, son cuarcitas, rocas compuestas principalmente por cuarzo.

Al retirarse los hielos permanentes, quedó al descubierto una cubeta donde antes estaban los circos. Está cubeta ejerce actualmente de cuenca de recepción del agua superficial que discurre por la zona, esto es, de cuenca hidrográfica. El río en su viaje hacia cotas más bajas, se encuentra con el resalte de roca cuarcítica, que en los pocos miles de años pasados desde la fusión de los últimos glaciares, el río todavía no ha podido desgastar. Así es, que el río salta por el resalte y da lugar al Tabayón del Mongayu. El salto, tiene unos ¡150 metros de desnivel y una cola de 60 metros!

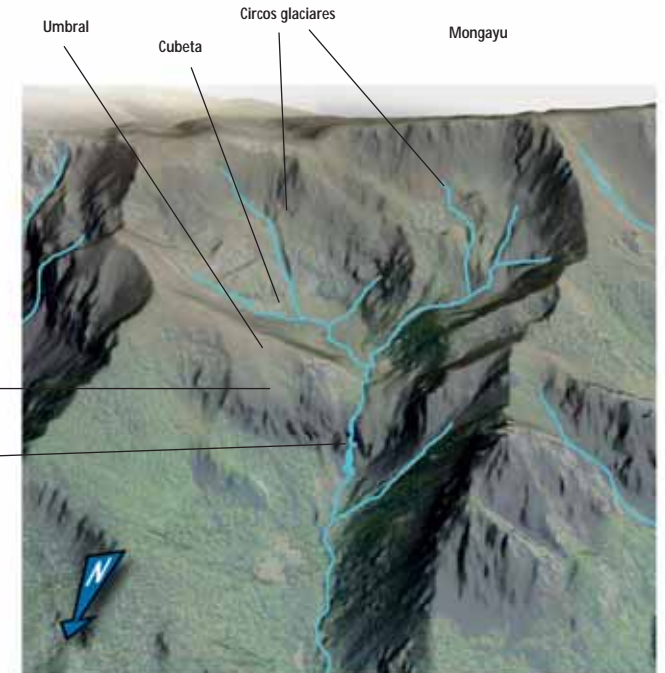
# REDES

## 96. Tabayón del Mongayu

El nombre de la Sierra del Mongayu, proviene de la Sierra del Urogallo o gallu montés como se conoce a esta ave en peligro de extinción en asturiano.



Reconstrucción del área del Tabayón del Mongayu durante la última glaciación



Roca cuarcítica

Tabayón

Morfología actual del área del Tabayón del Mongayu



# SOMIEDO

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

La Reserva de la Biosfera Somiedo comprende el ámbito del Concejo y Parque Natural del mismo nombre. Su territorio ocupa cuatro valles, el de Somiedo, el Valle de Lago, el de Saliencia y el de Pigüaña.

Buena parte de la reserva de la biosfera está cubierta por bosques caducifolios, hayedos y robledales. La accidentada orografía y la escasa densidad de población han hecho de Somiedo un lugar refugio de numerosas especies animales ligadas a los bosques atlánticos. Están presentes todos los grandes mamíferos de la cordillera Cantábrica: ciervo, corzo, jabalí, rebeco, lobo y, sobre todo, el oso pardo, que cuenta con uno de los núcleos más estables del cantábrico.

Existe una incipiente actividad económica ligada al turismo de naturaleza y la ganadería que cuenta con una cabaña de unas 7.000 reses, sigue siendo el núcleo fundamental de la economía. Este sistema de explotación, muy adaptado a las condiciones ambientales, aprovecha los prados cercanos a los pueblos, los pastos de brañas y los pastos comunales de altura. Esta continuidad de la trashumancia tradicional forma parte del patrimonio cultural de Somiedo, donde coexisten de forma armónica el patrimonio natural y el patrimonio etnográfico.

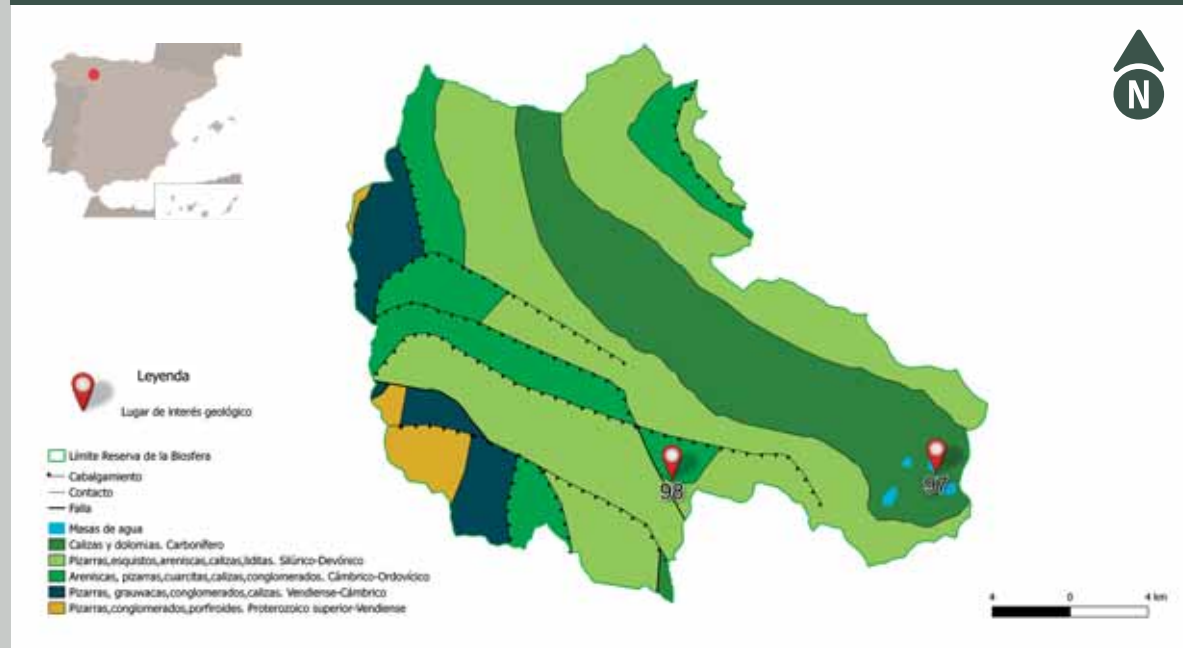
## CONTEXTO GEOLÓGICO.

Las rocas que afloran en Somiedo son esencialmente de la era Paleozoica (541-252 millones de años) y están deformadas en la zona este en forma sinclinal, es decir, con las capas plegadas en forma de "V". En la mitad oeste, los estratos forman un anticlinal, con las capas plegadas en forma de "A". El margen oeste del anticlinal está cortado por una serie de cabalgamientos que van superponiendo capas más antiguas sobre las más modernas. La disposición de los pliegues y cabalgamientos y la alternancia de capas duras y blandas, condicionan el espectacular relieve de la reserva de la biosfera.

Somiedo se encuentra en una zona de transición entre la Asturias silíceo, formada por cuarcitas, areniscas y pizarras y la Asturias carbonatada, formada por calizas y dolomías. La composición química de las rocas determina el tipo de suelo que se forma, las especies vegetales principales e incluso la coloración de las masas vegetales; también el tipo de meteorización dominante y las características del modelado. Así pues, la presencia de rocas silíceas y carbonatadas determina la amplia diversidad paisajística de Somiedo.

Un importante condicionante del paisaje en la reserva lo constituye el glaciario ocurrido durante el Cuaternario (hace 2,6 millones de años), que ha dejado en los valles de Somiedo y Saliencia dos de los más bellos y espectaculares ejemplos de valles glaciares de tipo alpino de la cordillera Cantábrica.

## Mapa Geológico.



# LAGOS DE SALIENCIA

Geología concentrada.

Los lagos de Saliencia forman un conjunto de lagos conectados con unos valles glaciares espectaculares ¡de más de 6 km de longitud! Constituyen un lugar especial en el que se concentra una variada colección de formas geológicas. Todos ellas están condicionados por una gran estructura geológica: el sinclinal de Saliencia. ¿Qué es un sinclinal?

Si pudiéramos hacer un corte al terreno para ver que hay debajo, como hemos hecho en la ilustración, podríamos ver como las rocas del subsuelo se encuentran plegadas formando una forma cóncava. Además, si nos fijamos en la edad de estas rocas, podremos darnos cuenta de que en la parte central del pliegue, esto es, en su núcleo, aparecen las rocas más jóvenes, las calizas de Montaña mientras que debajo de éstas se ven capas de rocas progresivamente más antiguas: la caliza de Portilla, las pizarras y areniscas de Huergas, la caliza de Santa Lucía y las pizarras de la Vid. Cuando ven esta estructura de plegamiento las personas geólogos dicen que están ante un sinclinal. El sinclinal de Saliencia, forma parte de los grandes pliegues que se formaron mediante una deformación de la superficie de la Tierra producida principalmente a lo largo del periodo Carbonífero (hace 359-299 millones de años), durante el proceso de formación de montañas llamado orogenia Varisca.

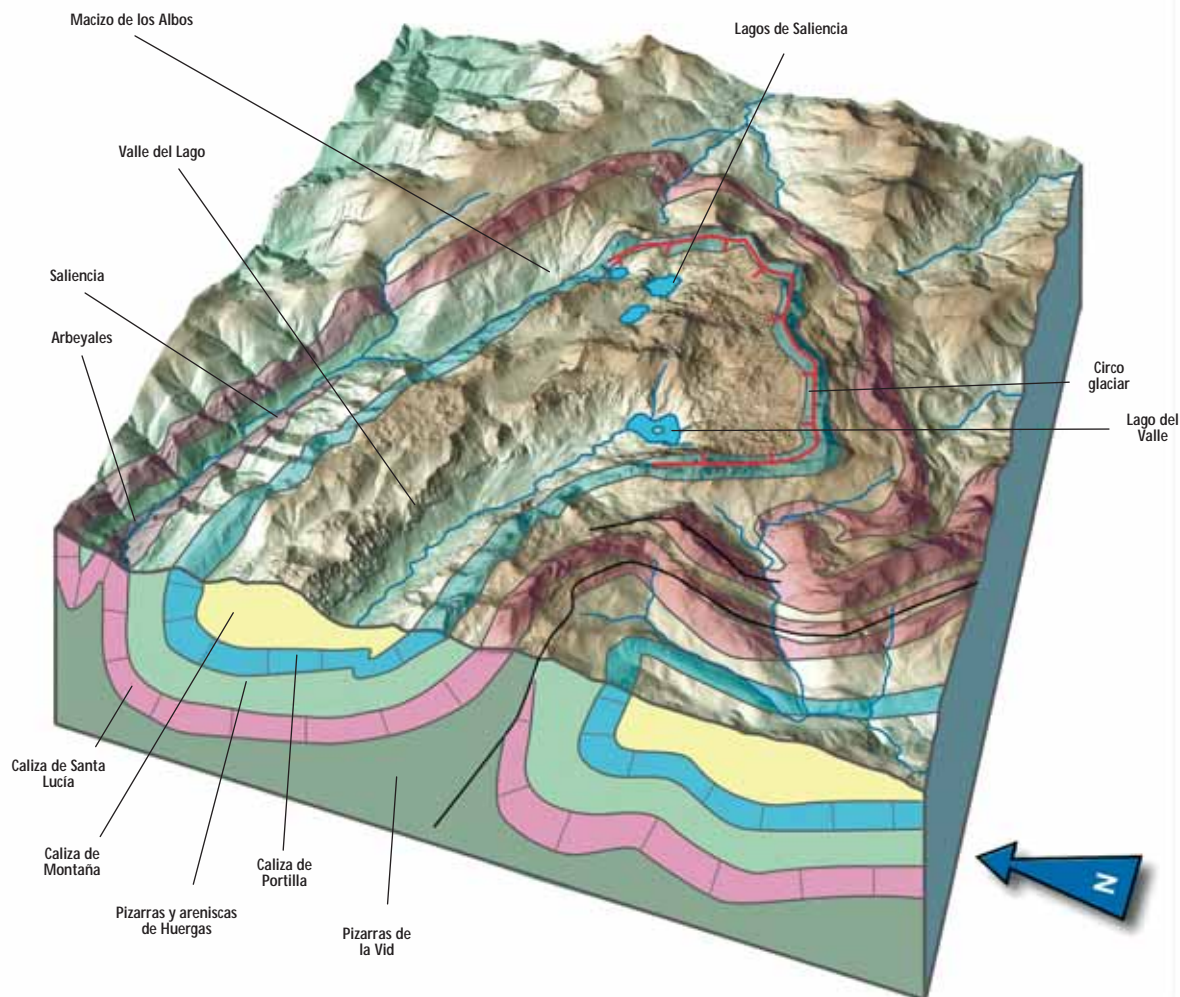
Además, en la superficie del relieve, se observa un paisaje con amplios valles en forma de "U". Resulta que durante el Pleistoceno (hace 2,6 millones de años-11.700 años), se produjeron una serie de enfriamientos del clima de la Tierra, esto es, glaciaciones, y que estos procesos dieron lugar al desarrollo de glaciares en la zona de Saliencia. Cuando el clima de la Tierra se calentó más tarde y se retiraron los hielos permanentes, los valles glaciares quedaron al descubierto. Donde se situaban los circos glaciares se formaron los lagos.

Otro aspecto que llama la atención en el paisaje es el color rojo que tiñe el entorno del lago de la Cueva y, en ocasiones, sus aguas. Este color rojo es debido a la presencia de mineralizaciones de hierro. Aparecen en el entorno de las minas de Santa Rita. Aún es posible observar las bocas de las galerías de extracción y las escombreras mineras.

## 97. Lagos de Saliencia

El lago de La Cueva era aprovechado para lavar el mineral previamente a ser transportado a Mieres o Gijón por ferrocarril.

somiedo / principado de asturias



Basado de Crespo (1982) y Marcos, et.al. (1982)



# TORRENTE DE LLAMARDAL

## Un ejemplo "de libro".

El torrente de Llamardal, también conocido como Fana del Putracón, se localiza en la cabecera del valle del río Somiedo y está situado al Oeste del Altu Putracón. Se trata de un sistema torrencial activo, afluente del arroyo Llamardal, caracterizado por un fuerte relieve. Su mayor altura está a 1.820 m mientras que su parte basal se encuentra a la altura de 1.225 m. Desde la localidad de Llamardal, se tiene una vista global del torrente. ¿Qué es lo que vemos?

Como aparece en la ilustración, en la parte superior del curso de agua, donde está su cuenca de recepción, se recogen las aguas que posteriormente formarán el torrente. En esta zona se produce la erosión del terreno mediante procesos de gelifracción, esto es, la rotura de las rocas de la superficie por el efecto del hielo y deshielo que afecta a las zonas altas de la montaña. Esta erosión da lugar a que en las laderas se acumulen depósitos de trozos de rocas. Cuando llueve intensamente en verano, estos depósitos se desestabilizan y descienden ladera abajo generando flujos de derrubios. Más abajo, podemos ver el canal de desagüe del torrente que transporta los sedimentos erosionados aguas abajo. Este canal que en sus primeros 150 m discurre encajado en las rocas a favor de una falla (rotura), salva un desnivel de 288 m y tiene una longitud de 710 m. En la parte inferior del torrente se desarrolla el cono de deyección, una estructura geológica que tiene una forma triangular alargada. Este es el lugar en donde se acumulan los sedimentos transportados por el torrente. En esta zona frecuentemente el curso de agua se desborda y cambia su curso. Es por eso que se observan cantidad de canales abandonados adyacentes al cauce activo. Estos depósitos se caracterizan por grandes fragmentos de roca poco trabajados, angulosos.

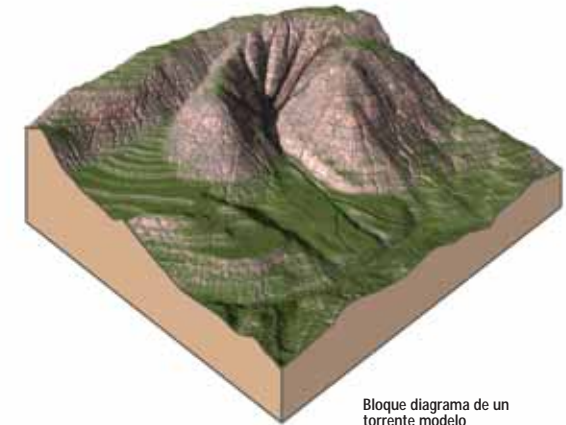
Aunque no existen dataciones absolutas, se estima que este proceso se inició tras la retirada de los hielos posterior a la última glaciación (hace 110.000 años-10.000 años aproximadamente). La descompresión de las vertientes debida a la retirada del hielo, la escasez de vegetación, la importante presencia de depósitos superficiales y la abundancia de precipitaciones, pudieron favorecer el desencadenamiento de este proceso torrencial tan espectacular.

## 98. Torrente de Llamardal

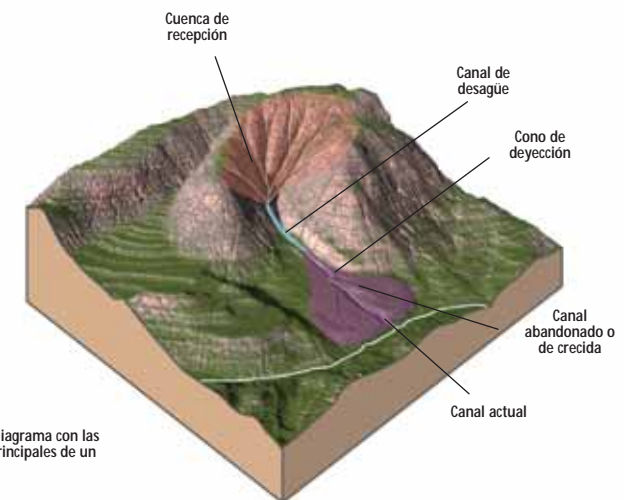
El nombre asturiano Llamardal parece que proviene de la raíz "lama" de origen pre-romano que significa lodo.



Vista general de la Fana de Llamardal. Modificado de Santos Alonso (2011)



Bloque diagrama de un torrente modelo



Bloque diagrama con las partes principales de un torrente



# PICOS DE EUROPA

## CARACTERÍSTICAS GENERALES.

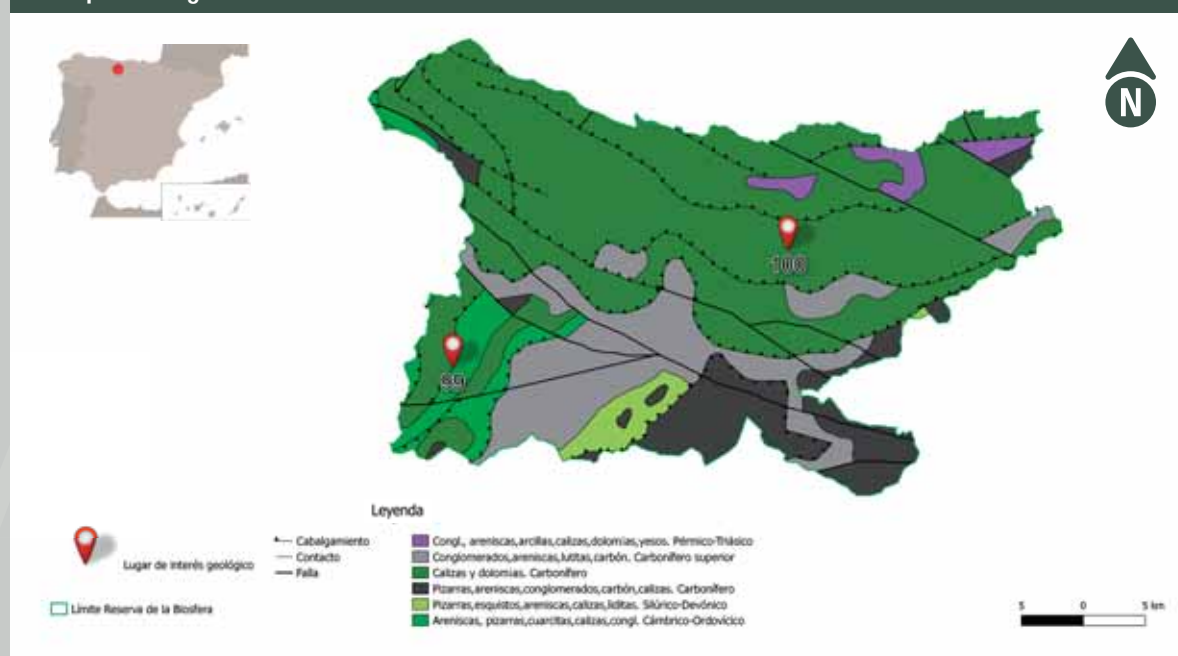
La Reserva de la Biosfera Picos de Europa se sitúa en la cordillera Cantábrica, formando un frente montañoso excepcional entre las provincias de Asturias, Cantabria y León, con cumbres tan espectaculares y emblemáticas como el Urriellu o Naranjo de Bulnes. El amplio rango de alturas, que va desde 75 a 2.648 metros, en un área reducida, otorga a los Picos espectaculares paisajes verticales. Extensos bosques de haya y roble y fragmentos de bosque mixto formados por tilos, fresnos, castaños, arces y abedules que alternan con prados de siega, son las formaciones vegetales más características que aparecen.

El aislamiento de parte del territorio de los Picos de Europa ha permitido la subsistencia de especies tan características como el oso pardo, el urogallo, el venado y de grandes aves como el águila real o el quebrantahuesos. La reserva mantiene una cierta ganadería extensiva y una notable industria artesanal vinculada a la misma, particularmente la quesera. Estas actividades tradicionales se han complementado por un gran desarrollo turístico.

## CONTEXTO GEOLÓGICO.

Picos de Europa sobresale en la cordillera Cantábrica como relieve diferencial, es decir, sus cimas han resistido la erosión que ha afectado a toda la Cordillera. No se trata pues de una zona con una tectónica mayor que el resto de la cordillera, sino de los duros resaltes de una cordillera que han resistido a la erosión. En este sentido, a pesar de que las rocas que constituyen Picos de Europa son antiguas, de la era Paleozoica, esto es, de hace de 540 a 300 millones de años, el paisaje de Picos es muy reciente y en buena medida deriva de las glaciaciones de los últimos 2,6 millones de años. Las rocas características de Picos son las calizas, esencialmente las formaciones conocidas como calizas de Picos de Europa y la caliza de Montaña, que se extiende por buena parte de la mitad occidental de Asturias y norte de León. La sedimentación de estas calizas tuvo lugar durante el Carbonífero, hace 360-300 millones de años, en un ambiente marino poco profundo en el que en una decena de millones de años se acumularon más de mil metros de materiales carbonatados. La formación de montañas que ocurrió durante el Carbonífero, esto es, la orogenia Varisca, generó el plegamiento y fractura de las calizas, convirtiéndolas en relieves. Después, durante más de 200 millones de años, el proceso geológico dominante fue el de la erosión de las capas deformadas. Hace alrededor de 60 millones de años comenzó un nuevo proceso de formación de montañas a escala mundial, la orogenia Alpina, que se sigue desarrollando todavía hoy desde la península Ibérica hasta el extremo oriental de Asia. En Picos de Europa, esto significó una nueva etapa compresiva en la que se volvieron a comprimir los sedimentos paleozoicos y, de nuevo, se fracturaron, plegaron y amontonaron las calizas, formando montañas rejuvenecidas. La erosión fluvial y glacial de los últimos millones de años encajaron profundos valles, configurándose el paisaje actual y generando interesantes lugares de interés geológico.

## Mapa Geológico.





# DÚPLEX DE LOS BEYOS

Las rocas cabalgan.

Si subimos hasta la iglesia del pueblo de Casielles, un breve ascenso hacia el este permite alcanzar la atalaya desde la que se observan, colgados sobre los desfiladeros del Sella y la hoz de los Andamios, los pastos de Casielles. Al este de este lugar surge la muralla de Precornión, el extremo occidental de los Picos de Europa, cuya impresionante ladera está constituida por un gran apilamiento de rocas calizas. ¿Qué pasó?, ¿Por qué se apilaron tantas rocas calizas?

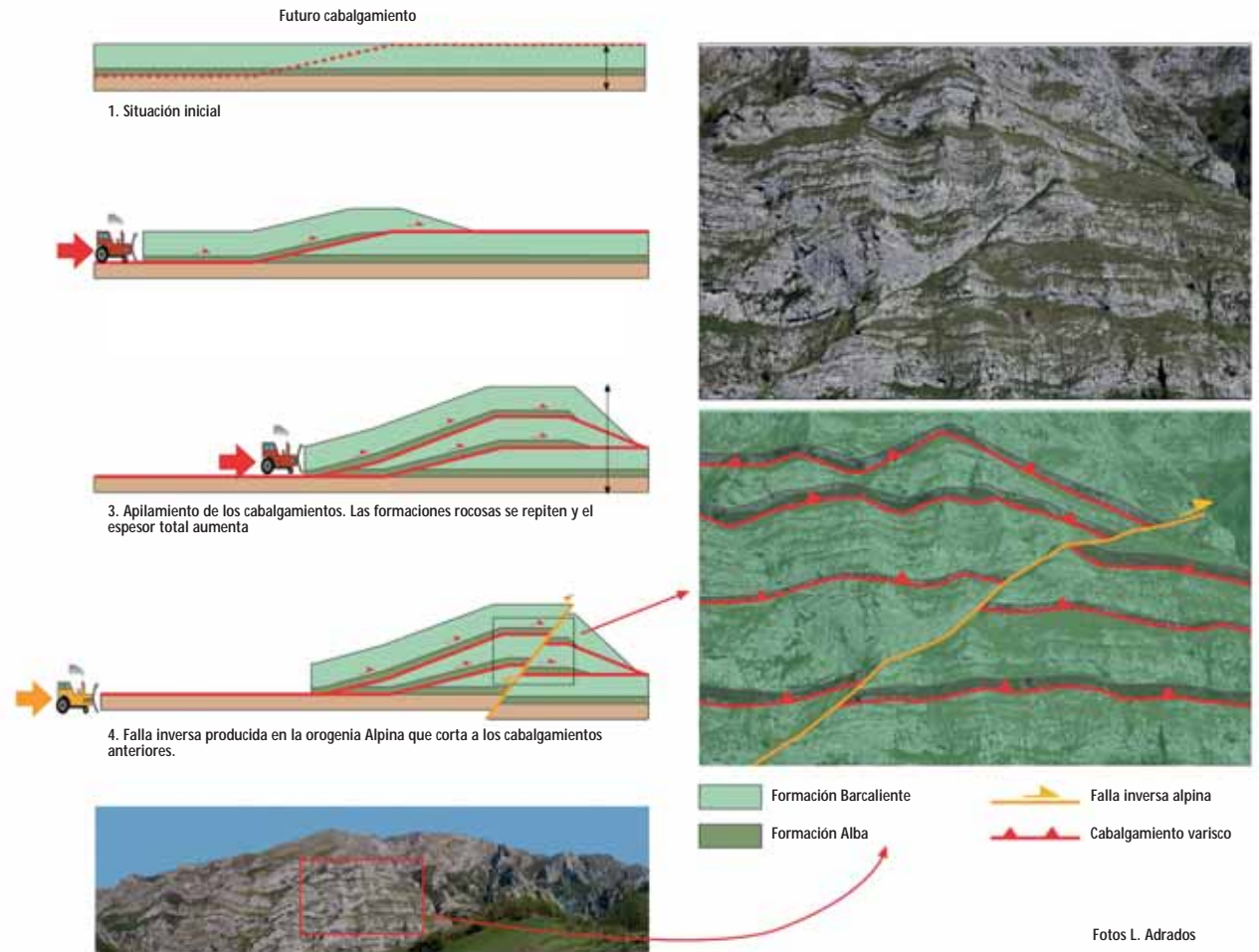
Si observamos en detalle este gran muro de rocas calizas, con la ayuda de unas "gafas geológicas", veremos que está constituido por un conjunto muy apretado de capas que se superponen unas sobre otras, esto es, de capas que forman series de cabalgamientos o escamas. Como se explica en la ilustración, los cabalgamientos son roturas de la corteza de la Tierra a través de las cuales se produce un desplazamiento relativo de sus capas, un desplazamiento en el que las capas de rocas más antiguas a favor de un plano de rotura son empujadas hacia arriba, por encima de las capas de rocas más recientes. Así, las rocas de color verde oscuro correspondientes a la Formación Barcaliente, más antiguas, están por encima de las rocas de color verde claro correspondientes con la Formación Alba, más jóvenes. Tras los esfuerzos de compresión de las rocas que se produjeron mediante el proceso de formación de montañas denominado la orogenia Varisca que ocurrió hace unos 380-280 millones de años, se fueron produciendo numerosos cabalgamientos en esta zona. Estas escamas se fueron apilando unas encima de otras. De esta manera las rocas calizas de las Formaciones Alba y Barcaliente se fueron superponiendo dando lugar a una repetición de capas superpuestas. ¡Parece que han sido movidas por una gran retroexcavadora! A esta estructura tectónica las personas geólogos le llaman el Dúplex de Los Beyos.

Pero la historia no terminó ahí, ya que millones de años después, un nuevo proceso de formación de montañas llamado orogenia Alpina que ocurrió hace 37-24 millones de años (las etapas centrales), volvió a deformar estas rocas originando nuevas fallas, roturas con desplazamiento, que cortan y desplazan a los anteriores. Una de éstas es la que vemos pintada en color amarillo en la ilustración.

# PICOS DE EUROPA

## 99. Dúplex de los Beyos

Las rocas de la Formación Alba al ser más fáciles de erosionar están cubiertas por pastizales, lo que permite su identificación y, con ella, la diferenciación de las diferentes escamas y cabalgamientos.



# NARANJO DE BULNES

La torre rocosa rodeada por el hielo.

El Pícu Urriellu, más conocido por el nombre de "Naranjo de Bulnes", de 2.518 m de altitud, se sitúa en el Macizo Central de Picos de Europa y es una de las cumbres más emblemáticas del territorio. El Urriellu es un monolito rocoso formado en su mayor parte por calizas de color gris claro, sedimentadas durante el Carbonífero, hace unos 312-307 millones de años. Se caracteriza por presentar unas paredes verticales y muy pulimentadas. ¿Por qué tiene esta forma? ¿Cuál es su origen?

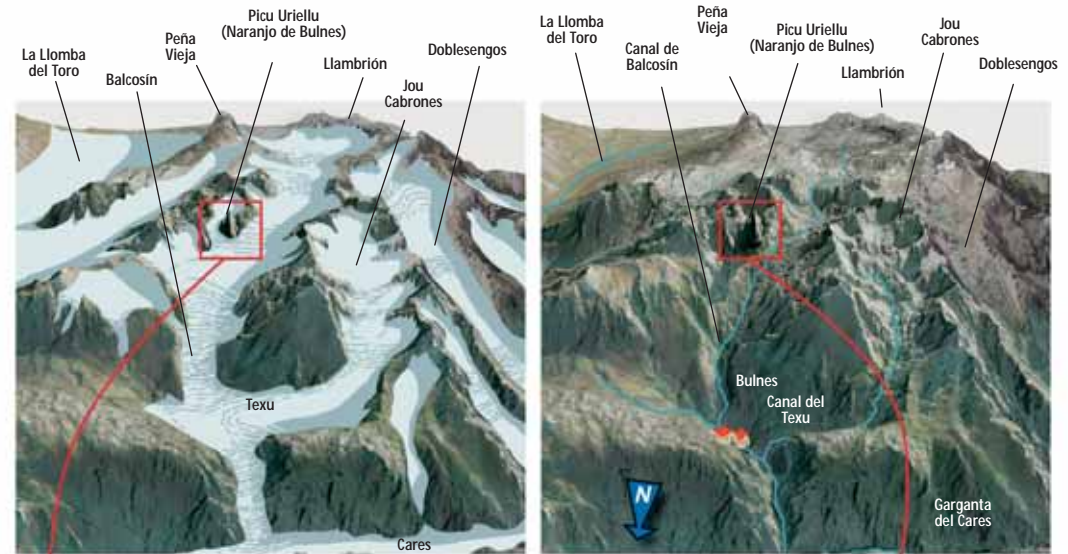
La forma del Pícu Urriellu tiene su origen fundamentalmente en el modelado glaciar que sufrió el área de los Picos de Europa durante las sucesivas glaciaciones, enfriamientos de la Tierra, que ocurrieron durante el Cuaternario. La última en esta zona se produjo en algún momento entre hace 50.000 y 18.000 años. Como vemos en la ilustración, en aquel periodo, en el que la parte superior del Macizo Central estaba cubierta por un casquete de hielo, el Pícu Urriellu constituía un nunatak, esto es, un afloramiento rocoso rodeado completamente por las dos lenguas glaciares que circulaban por la Vega de Urriellu. Las paredes del Pícu Urriellu fueron paulatinamente esculpidas y pulimentadas mediante la acción abrasiva de las lenguas glaciares.

Gracias a las formas erosivas y los depósitos de origen glaciar que vemos en la actualidad, se ha podido reconstruir la extensión de los hielos en las vertientes este y norte del Macizo Central en un momento posterior al último máximo glaciar, como vemos en la ilustración. Todo esto lo podemos contemplar desde un pequeño mirador a pocos minutos del pueblo de Bulnes, al borde del camino que sube a Pandébano. En ese punto se puede observar el monolito rocoso del Naranjo de Bulnes y el modelado del conjunto dejado por las lenguas glaciares que en otro tiempo descendían por las canales de Balcosín y Amuesa para unirse en una sola poco antes de entrar en el canal del Texu. Las paredes pulimentadas que se encuentran entre ambos surcos glaciares indican que en el momento de mayor avance glaciar, el hielo sobrepasó las canales habituales y se extendió por zonas más amplias.

# PICOS DE EUROPA / principado de asturias

## 100. Naranjo de Bulnes

La cima del Pícu Urriellu fue escalada por primera vez en 1904 por Pedro Pidal (Marqués de Villaviciosa) y Gregorio Pérez ("el Cainejo"), quienes sentaron con ello las bases del alpinismo peninsular.



Reconstrucción de la zona del Naranjo de Bulnes durante la última glaciación

Vista del paisaje actual de la zona del Naranjo de Bulnes.

Basado en Adrados, et al. (2010)



A la izquierda, reconstrucción del área circundante del Naranjo de Bulnes durante el máximo glaciar. A la derecha, estado actual.



Foto: G. Mañana  
Ilustración: M.A. Adrados



# Agradecimientos

## EPÍLOGO

El patrimonio geológico que se ha recopilado en la presente publicación reúne aquellos lugares de la Red Española de Reservas de la Biosfera que además de tener un potencial uso turístico, muestran de manera relevante el funcionamiento de los procesos geológicos que actúan hoy en día o que lo hicieron en el pasado. Se trata de series sedimentarias, yacimientos de fósiles, yacimientos de minerales, rocas, estructuras tectónicas, procesos geológicos activos o sobresalientes formas del relieve. Al estudiar y describir diversos afloramientos geológicos de la Red Española de Reservas de la Biosfera se ha podido comprobar que entre todos reflejan fielmente la interesante geodiversidad que esta red constituida por 49 lugares alberga.

Como todo patrimonio, el geológico es un bien de todos y su conservación es una responsabilidad que tenemos con las generaciones pasadas y venideras. Por ello, es fundamental identificar estos lugares y exigir que su uso sostenible y conservación sea efectiva, como lo pedimos para otros elementos de nuestro patrimonio natural y cultural.

Para desarrollar esta publicación ha sido necesario investigar y conocer la geología de cada Reserva de la Biosfera. España cuenta con una larga tradición de investigaciones geológicas, iniciadas hace casi 200 años por geólogos, paleontólogos e ingenieros de minas. Desde aquella época sabemos que el ámbito que abarca la Red Española de Reservas de la Biosfera posee una notable riqueza geológica que, en muchos casos, está detrás de los paisajes más emblemáticos y sobresalientes. Este proyecto ha buscado algunos enclaves, no todos, con especial vocación geoturística y que aporten información sobre algún acontecimiento de la historia de la Tierra. En ese sentido también podemos decir que somos afortunados, ya que en nuestra Red Española de Reservas de la Biosfera aparecen excepcionalmente registrados algunos de los más importantes acontecimientos geológicos de la historia de la Tierra.

**Los autores.**

# BIBLIOGRAFÍA

Adrados, L., Alonso, V., Bahamonde, J.R., Fariás, P., Fernández González, L.P., Gutiérrez, M., Heredia, N., Jiménez, M., Meléndez, M., Merino, O. y Villa, E. (2010). *Parque Nacional de los Picos de Europa. Guía Geológica*. IGME-OAPN, Guías Geológicas de Parques Nacionales, Adrados Ed. 337 pp. Asturias.

Alberti, A. P., Guitián, M. R. y Díar, M. V. (1992). El modelado glaciar en la vertiente oriental de la sierra de ancares (noroeste de la península ibérica). *Papeles de Geografía* 18, 39-51.

Alcántara-Carriú, J. (1999). *Dinámica sedimentaria eólica en el Istmo de Jandía (Fuerteventura). Modelización y cuantificación del transporte*. Tesis Doctoral, Fac. CC. Físicas, Universidad Las Palmas de Gran Canaria. 330 pp. Gran Canaria.

Alcántara-Carriú, J., Alonso, I., Hernández Calvento, L., Pérez-Chacón, E. y Romero, L.E. (1996). Landscape evolution and human alterations of the aeolian dynamics in the Jandía Isthmus (Fuerteventura, Spain).En: Tausik, J. and Mitchell, J. (Eds.). *Partnerships in Coastal Zone Management*. Samara Publishing Ltd., Cardigan. 283-290.

Alcántara-Carriú, J., Fernández-Bastero, S. and Alonso, I. (2010). Source area determination of aeolian sediments at Jandía Isthmus (Fuerteventura, Canary Islands).En: Alcántara-Carriú, J., Padrón Sanz, C., Tena Medialeida, J. y Álvarez García, M.C. (Eds.). Models and observations of marine systems. Selected contributions from the ISMS '07, and International Symposium by the Spanish Marine Science Community (1st International Symposium on Marine Sciences, Valencia, Spain, 28-31 March 2007). *Journal of Marine Systems* 80 (3-4), 219-234.

Alonso, V. (1989). Glaciares rocosos fósiles en el área Degaña-Leitariegos (occidente de Asturias, Cordillera Cantábrica). *Cuaternalario y Geomorfología* 3 (1-4), 9-15.

Alonso, V. (2014). Mapa geomorfológico del sector sur del Macizo de Las Ubiñas (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Trabajos de geología* 34, 125-132.

Alonso, I., Alcántara-Carriú, J. y Cabrera, L.L. (2002). Tourist resorts and their impact on beach erosion at Sotavento Beaches, Fuerteventura, Spain.En: Cooper, J.A.G. and Jackson, D.W.T. (Eds.), Proceedings of the International Coastal Symposium (ICS 2002), Centre for Coastal and Marine Research, University of Ulster, Northern Ireland, 25th-29th March 2002. *Journal of Coastal Research*, 36, 1-7.

Alonso, I., Cabrera, L.L., Jiménez, J.A., Valdémoro, H.I. y Sánchez, I. (2007). Aplicación de la fotogrametría a estudios de erosión costera. En: XII *Congreso de la Sociedad Española de Teledetección*, Mar del Plata, Argentina, 19-21 de septiembre de 2007.

Alonso, I., Hernández Calvento, L., Alcántara-Carriú, L., Cabrera, L.L. y Yanes, A. (2011). Los grandes campos de dunas actuales de Canarias. En: Sanjaume, E. y Gracia, F.J. (Eds.), *Las dunas en España*. Sociedad Española de Geomorfología y Fundación Empresa-Universidad Gallega, 467-496.

Alonso, J.L., Suárez, A., Rodríguez Fernández, L.R., Fariás, P., Villegas, J.F. (1990). Mapa geológico de la Hoja nº 103 (Pola de Gordón). *Mapa geológico de España* E: 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA). ITGE. DL: M42564-1991. Madrid.

Alonso-Azcárate, J. (1997). *Evolución de las filosilicatos y génesis de los yacimientos de pirita en la cuenca de Cameros: su relación con las facies sedimentarias y el metamorfismo*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense. 16 pp.

Alonso, E., Fernández, E., Rodríguez, L.R. y Matías, R. (2004). *Guía geológica visual de León*. Editorial Celarayn. 275 pp. León.

Alonso, G. y Monge-Ganuzas, M. (2012). Primeros pasos en la puesta en valor de la Geodiversidad y el Patrimonio Geológico de la Comunidad Autónoma del País Vasco. *Tierra y Tecnología*, 41, 39-47.

Álvarez, P. y Álvarez, H. (Coord.) (2001). *Catálogo de sendas verdes de Asturias*. Consejería de Medio Ambiente, Ordenación del territorio e infraestructuras. Gobierno del Principado de Asturias. 366 pp. Asturias.

Álvarez-Marrón, J., Heredia, N. y Pérez-Estaún, A. (1989).- *Mapa Geológico de la Región del Ponga* a E. 1: 100.000. Trabajos de Geología 18, 127-135.

Álvarez-Marrón, J. y Pérez-Estaún, A. (1988). Thin skinned tectonics in the Ponga region (Cantabrian Zone, NW Spain). *Geologische Rundschau* 77(2), 539-550.

Ancochea, E., Brändle, J.L., Cubas, C.R., Hernán, F. and Huertas, M.J. (1996). Volcanic complexes in the eastern ridge of the Canary Islands: the Miocene activity of the island of Fuerteventura. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 70, 183-204.

Ancochea, E., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernán, F., Cantagrel, J.M. yJamond, C. (1990). Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44, 231-249.

Ancochea, E., Hernán, F., Cendrero, A., Cantagrel, J.M., Fúster, J.M., Ibarrola, E. y Coello, J. (1994). Constructive and destructive episodes in the building of a young Oceanic Island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 60, 243-262.

Ancochea, E., Hernán, F., Huertas, M.J., Brändle, J.L. y Herrera, R. (2006). A new chronostratigraphical and evolutionary model for La Gomera: Implications for the overall evolution of the Canarian Archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157(4), 271-293.

Anguita, F., Márquez, A., Castiñeiras, P. y Hernán, F. (2002). *Los volcanes de Canarias. Guía geológica e Itinerarios*. Editorial Rueda. 224 pp. Madrid

Apalategui, O., Corretgé, Capdevila, R., Matte, P. (1976): *Mapa geológico de la hoja nº 98 (Baralla)*. Mapa geológico de España E: 1:50.000. IGME. Segunda Serie (MAGNA) DL: M22.528-1976. Madrid.

Aramburu, C. y Bastida, F. (1995): *Geología de Asturias*. Ediciones Trea. 312 pp. Sotiello-Cenero, Gijón.

Arana, G. y Monge-Ganuzas, M. (2013). The Geodiversity strategy for the autonomous community of the Basque Country. In: J. Vegas, A. Salazar, E. Díaz-Martínez y C. Marchán (Eds.) Patrimonio geológico un recurso para el desarrollo. *Cuadernos del museo Geominero*, 15. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 297-304.

Arce, J.M., Fernández y J. Montserrat López, V. (1978). *Mapa geológico de la hoja nº 24 (Mondorriedo)*. Mapa geológico de España E: 1:50.000. IGME. Segunda Serie (MAGNA) DL: M6.449-1978. Madrid.

Asensio Amor, I. y Grajal Blanco, M. (1981). Rasgos morfológicos y sedimentológicos de la ría de Betanzos. *Cuadernos del laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 2: 197-208.

Barrera, J.L., García Moral, R.; Pineda, A. y Rodríguez Fernández, R. (2009). *Parque Nacional de Timanfaya. Guía Geológica*. Colección Guías Geológicas de Parques Nacionales. IGME – OAPN. Editorial Everest SA. 203 pp. Canarias.

Bastida, F., Marcos, A., Pérez-Estaún, A. y Pulgar, J. A. (1984). Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO de España). *Boletín Geológico y Minero* 95 (6), 3-25.

Becerra-Ramírez, R., Guillén, C. y Dóniz-Páez, F.J. (2007). Erupción basáltica fisural al NE del volcán monogénico de Orchilla, El Hierro, Canarias. Caracteres geomorfológicos. En: Lario, J. y Silva, G. (Eds.), *Contribuciones al estudio del Periodo Cuaternario*. XII Reunión Nacional de Cuaternario, Ávila, 2007. Asociación Española de Estudio del Cuaternario (Aequa), 133-134.

Bellido, F., Casquet, C., Fúster, J.M., de Pablo, J.G., Martín Serrano, Á., del Olmo, A. y Pedraza, J. (1996). En: ITGE (Ed.): *Cercadilla*. Mapa Geológico de España Escala 1:50.000, hoja 508. Instituto Tecnológico Geominero de España, 104 pp. Madrid.

Belmonte Ribas, A. (2003). *Guía Geológica del Pirineo*. Editorial Pirineo. 192 pp. Huesca.

Biaín, A., León, R., Urgelés, R., Somoza, L., Medialeida, T., Ferrer, M. y González, F.J. (2016). Onshore and offshore geomorphological features of the El Golfo debris avalanche (El Hierro, Canary Islands). En: Lamarche, G., Mountjoy, J., Bull, S., Hubble, T., Krastel, S., Lane, E., Micallef, A., Moscardelli, L., Mueller, C., Pencher, I. and Woelt, S. (Eds.), 7th International Symposium on Submarine mass movements and their consequences, Wellington, New Zealand, 1-4 November 2015. NIWA-GNS Science. Springer Series *Advances in Natural and Technological Hazards Research* 41, 83-92.

Bourrouilh, R. (1983). Estratigrafía, Sedimentología y Tectónica de la Isla de Menorca y del Noreste de Mallorca (Baleares). La Terminación Nororiental de las Cordilleras Béticas en el Mediterráneo occidental. Memorias IGME 99 (2), 672 pp.

Bravo, T. (1964). El volcán y el malpais de La Corona. La "Cueva de los Verdes y "Los Jameos". *Publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote*, Arrecife de Lanzarote. 31 pp. Lanzarote.

Brosche, K.U. (1983). Die geomorphologish - bodengeographische Deutung der pleistozänen Sedimente und der fossilen Böden an der Playa de Barañan (west. La Coruña) and bei Cangas de For (Nord-Galicien). *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 33: 95-117.

Calvo M. (2003). *Minerales y minas de España. Vol. II (Sulfuros y Sulfosales)*. Museo de Ciencias Naturales de Álava. 712 pp.

Cantos-Mengs, F.J., De Torres-Suárez, A. y Beltrán-Díaz, N. (coord.) (2010). *Guía de Reservas de la Biosfera Españolas. Armonía hombre-naturaleza*. Ed. Organismo Autónomo Parques Nacionales. Ministerio de Medio Ambiente y Rural y Marino. Madrid 311 pp.

Capote, R., Estévez, A., Santanach, P., de Galdeano, C. S., y Simón, J. L. (2011). ¿Dónde y por qué se produce terremoto en la península Ibérica? *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 19 (3), 317-329.

Carcavilla, L. y Belmonte, A. Geo Ruta 8. Evidencias de la Edad del Hielo Viú-Sorrosal. Geo-rutas del Geoparque Sobrarbe-Pirineos. www.geoparquepireneos.com

Carcavilla, L. y Palacio, J. (2010). *Proyecto geosites: aportación española al patrimonio geológico mundial*. Instituto Geológico y Minero de España, 231 pp.

Carcavilla, L. y Salazar, Á. (2014). *Itinerario geológico por La Pedriza del Manzanares. Guía de la Excursión*. Instituto Geológico y Minero de España, 37 pp.

Carcavilla, L., Rábano, I., Casado de Otaola y Velasco, J.P. (2015). El descubrimiento científico de la Sierra de Guadarrama: origen del desarrollo de la geología en España. En: *El Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama: cumbres, paisaje y gente*, 109-148.

Carracedo, J.C., Day, S.J., Guillou, H. y Pérez Torrado, F.J. (1999). Giant Quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94(1-4), 169-190.

Carracedo, M., Gil Ibarguchi, J.I., García de Madinabetia, S. y Berrocal, T. (2005). Geocronología de los granitoides hercínicos de la serie mixta: edad U-Th-PbTOTAL de monacitas del Plutón de cabeza de Araya (Zona centro ibérica) y de las manifestaciones filonianas asociadas. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 18 (1-2), 77-88.

Carracedo, J.C. (2014). The 1730-1736 eruption of Lanzarote, Canary Islands. In: Gutiérrez, F. and Gutiérrez, M. (Eds.), Landscapes and Landforms of Spain. *World Geomorphological Landscapes*, 2. Springer-Verlag, 273-288.

Carracedo, J.C., Rodríguez-Badiola, E., Guillou, H., De la Nuez, J. y Pérez Torrado, F.J. (2001). Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries. *Estudios Geológicos* 57, 175-273.

Carracedo, J.C., Rodríguez Badiola, E. and Soler, V. (1992). The 1730-36 eruption of Lanzarote, Canary Islands: a long, high-magnitude fissural basaltic eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 53, 239-250

Carracedo, J.C., Singer, B., Jicha, B., Guillou, H., Rodríguez-Badiola, E., Meco, J., Pérez-Torrado, F., Gimeno, D., Socorro, S. y Láinez, A. (2003). La erupción y el tubo volcánico del Volcán Corona (Lanzarote, Islas Canarias). *Estudios Geológicos* 59, 277-302.

Carrera Gómez P., Valcárcel Díaz M. (2010). La acción geomorfológica del manto nivoso estacional en la sierra de Ancares: vertiente nororiental del pico Cuña (León). *Cuadernos de investigación geográfica*, 36: 85-98.

Carreras Planells, J. (2000). Geozona 321, *Discordança del Brull i Paleozoic de l'Avenç*. Ficha descriptiva del Inventario de los Espacios de Interés Geológico (EIG) del Departamento de Medio Ambiente, Generalitat de Catalunya. <http://www20.gencat.cat/portal/site/mediambient>.

Casas Sainz, A., Gil Imaz, A. y Muñoz Jiménez, A. (1995). *Guía geológica de los valles del Leza y Jubera*. Gobierno de La Rioja. Secretaría General para la Educación, Reserva de la Biosfera. Gobierno de La Rioja - Consejería de Turismo, Medioambiente y Política Territorial. Colección Guías de Campo. 105 pp. La Rioja.

Casillas, R. y Torres, J.M. (2012): *Inventario de recursos vulcanológicos de Fuerteventura. Arqueofuer*. Plan de competividad Canarias una experiencia volcánica. Cabildo Insular de Fuerteventura. 160 pp. Fuerteventura.

Castiño de Luis, R., García Ortiz de Landaluce, E., García Parada, L., Molero Guerra, J. y Fernández-Martínez, E. (2011). *Fósiles urbanos de León. Recorridos paleontológicos desde el Campus de Vegazana hasta el Albéitar*. Oficina Verde, Universidad de León, 64 pp. León.

Cendrero, A. y Díez de Terán, J.R. (1985). Caracterización cuantitativa de los procesos de erosión en las series volcánicas de la isla de La Gomera (Islas Canarias). En: *1ª Reunión del Cuaternario Ibérico, Lisboa, julio de 1985*. Universidade do Lisboa, Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA)- Grupo de Trabajo Portugués del Cuaternario (GTPEQ) 1, 531-543.

Coello, J., Cantagrel, J.M., Hernán, F., Fúster J.M., Ibarrola, E., Ancochea, E., Casquet, C., Jamond, C., Díaz de Terán, J.R. y Cendrero, A. (1992). Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 53, 251-274.

Confederación Hidrográfica del Miño-Sil (2012). Plan Hidrológico 2010-2015 de la parte española de la Demarcación Hidrográfica del Miño-Sil.

Corretge, L. G., Suárez, O. y Llana, R. (1981). Variaciones petrográficas y geoquímicas en plutones graníticos: zonación y criptozonación en batolitos epizonales. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe: *Revista de xeoloxía galega e do hercínico peninsular* 2, 11-34.

Corrochano Sánchez, A. (2001): Paisaje geológico de la provincia de Zamora. En: R. Nuche de Rivero (Ed.). *Patrimonio Geológico de Castilla y León*. ENRESA. Madrid. 330-357.

Corvea, J.L., de Bustamante, I., Gracia-Hidalgo, J.F., Sanz, J.M. y Mateos, J. (2006). *Guía de puntos de interés didáctica del norte de la Comunidad de Madrid*. Cátedra UNESCO de Educación Científica para América Latina y El Caribe (Universidad de Alcalá). 120 pp. Madrid.

Costa, A. M., Caranova, R., Cabral, J., Silva, S., Laiginhas, C. y Taborada, R. (2006). *A Falha do Ponsul Um exemplo da Integração de Dados sobre Estruturas Geológicas Activas num SIG de Sismotectónica*. VII Congresso Nacional de Geologia. Polo de Estremoz da Universidade de Évora. 1097-1100.

Crecente Maseda, R. y Ramil-Rego, P. (2002). Candidatura de la Reserva de la Biosfera de Terras do Miño. INLUDES. Diputación Provincial de Lugo. Universidad de Santiago. Lugo.

Crespo Zamorano, A. (1982). *Mapa geológico de la Hoja nº 76 (Pola de Somiedo)*. Mapa geológico de España E: 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA). IGME. Madrid.

Crisp, J.A. y Spera, F.J. (1987). Pyroclastic flows and lavas of the Mogan and Fataga Formations, Tejada volcano, Gran Canaria, Canary Islands: mineral chemistry, intensive parameters, and magma chamber evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96 (4), 503-518.

Cubas, C.R. (1978). Estudio de los domos sálicos de la isla de La Gomera (Islas Canarias). I. Vulcanología. *Estudios Geológicos* 34, 53-70.

Cubas, C.R. (1978). Estudio de los domos sálicos de la isla de La Gomera (Islas Canarias). II. Geoquímica. *Estudios Geológicos* 34, 107-128.

Cubas, C.R., Ancochea, E., Hernán, F., Huertas, M.J. y Brandl, J.L. (2002). Edad de los domos sálicos de La Gomera. *Geogaceta* 32, 71-74.

Cubas, C.R. y Fernández Santín, S. (1981). El pitón basáltico de Los Órganos, Anaga, (Tenerife) y sus diferenciados pegmatitoides. En: *IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, Zaragoza, Tomo III: 1727-1742.

Cuesta E. y García G. (1995). *Navajún. Naturaleza Cubista*. Bocamina 1, 30-37.

Decreto 274/2015, de 29 de septiembre, del Gobierno de Aragón, por el que se crea el Catálogo de Lugares de Interés Geológico de Aragón y se establece su régimen de protección. <http://www.boa.aragon.es>.

De León Hernández, J. (2009). Lanzarote bajo el volcán. *Los pueblos y el patrimonio edificado sepultados por las erupciones del siglo XVIII*. Casa de los Volcanes, Cabildo Insular de Lanzarote. 450 pp. Lanzarote.

Del Barrío, V., Durán, J.J., Heredia, N., Quintana, L. y Vallejo, M. (1997). *Estudio de la cueva y el karst de Valporquero (León)*. Exma. Diputación Provincial de León. Instituto Tecnológico Geominero de España. 99 pp. León.

De la Fuente, J. (1984). *Las extrusiones sálicas del Arco de Taganana, Tenerife*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 135 pp. (Inédita).

Díaz-Fierros Viqueira, F., y Núñez Delgado, A. (1993). As concas fluviais de Galicia: características e riscos de contaminación difusa. Universidade de Santiago de Compostela.

Díaz Martínez, E. (2005). *Paseos por la Geología Madrileña I. Itinerario geológico por el norte de la Comunidad de Madrid*. Guía de campo. IGME. 26 pp. Madrid.

Díaz-Martínez, E. y Rodríguez Aranda, P. (2008). *Itinerarios geológicos en la Comunidad de Madrid*. IGME. 192 pp. Madrid.

Díaz, A. y Martín-Duque. (2006). Las raíces del paisaje. Condicionantes geológicos del territorio de Segovia. *Colección Hombre y Naturaleza*, VII. Junta de Castilla y León. 464 pp. Valladolid.

Díez de Velasco, F. de P. (1985) Balnearios y dioses de las aguas termales en Galicia romana. *Archivo Español de Arqueología*, 69-98.

Dóniz-Páez, F.J. y Becerra-Ramírez, R. (2008). Estudio geomorfológico del volcán basáltico monogénico de Orchilla (El Hierro, Canarias). En: Benavente, J. y Gracia, F.J. (Eds.), *Trabajos de Geomorfología en España*, 2006-2008. Actas de la X Reunión Nacional de Geomorfología, Cádiz, 14-19 de Septiembre de 2008. Universidad de Cádiz, Sociedad Española de Geomorfología, 33-36.

Donoghue, E., Troll, V.R., Harris, C., O'Halloran, A., Walter, T.R. y Pérez Torrado, F.J. (2008). Low-temperature hydrothermal alteration of intra-caldera tuffs, Miocene Tejada caldera, Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176, 551-564.

Duque, L.C., Elizaga, E. y Vidal Romani, J.R. (1983). *Puntos de Interés Geológico de Galicia*. Instituto Geológico y Minero de España. 103 pp. Madrid.

Dumpiérrez, F., Fernández, M., Fernández Lorenzo, O., García Becerra, R., González, A.J., Govantes, F., Hernández, J.M. y Muñoz, M. (1998). Las cavidades volcánicas de los términos municipales de Los Llanos de Aridane y Tazacorte (La Palma, Islas Canarias). *Vulcania, revista de espeleología del archipiélago canario* 2, 1-44.

Durán Valsero, J.J. y López Martínez, J. (1999). *Karst en Andalucía*. Instituto Tecnológico Geominero de España. 192 pp. Madrid

Fariás Arquer, P., Pedreira Rodríguez, D. y Valderrábano Luque, J. (2009). *Itinerarios por la naturaleza: La Comarca de La Babia y la Cabeceira del Valle de Somiedo*. Consejería de Educación y Ciencia, Gobierno del Principado de Asturias. 78 pp. Oviedo.

Estrada, R. y Obrador, A. (1998). Exemples de dipòsits conglomeràtics a l'illa de Menorca. En: Fornós J. J. (ed.), *Aspectes geològics de les Balears*. Universitat de les Illes Balears, 221-249.

Fernández, F., Chamón, C., Piles, E., Estévez, C., Arce, M. (1974): *Mapa geológico de la hoja nº 226 (Allariz)*. Mapa geológico de España E: 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA). IGME. DL: M27804-1974. Madrid.

Fernandez Díaz-Formentí, J.M. (2008). La ría del Eo. *Naturaleza entre dos aguas. Ceder Osos Eo*. Asociación puente de los Santos. 268pp. Oviedo.

Fernández, E. y Fuertes, I. (Coords.). (2009). *Lugares de Interés Geológico. León*. DVD, Fundación Patrimonio Natural, Junta de Castilla y León.

Fernández-Martínez, E. (coord.), Alonso Herrero, E., Castaño de Luis, R. Cortizo, Álvarez, J. Fuertes, Gutiérrez, I., Redondo Vega, J.M. y Santos González, J. (2011). *Guía del Patrimonio Geológico de la Reserva de la Biosfera del Alto Bernesga*. Ayuntamiento de la Pola de Gordón. 150 pp. León.

Flor Rodríguez G.S. y Flor Blanco G. (2011). La influencia humana sobre las playas y estuarios de Galicia oriental y Asturias occidental. Memoria do itinerario geológico en la costa oriental de Galicia y occidental de Asturias. Sociedad Geológica de España, Geolodia 2011.

Franz, H. (1967). Beiträge zur Kenntnis der Bodenentwicklung in NW-Spanien auf Grund fossiler Boden. *Anales de Edafología y Agrrobiología*, 26, 33-51.

Frasca, G., Gueydan, F., Brun, J.P. y Monie, P. (2016). Deformation mechanisms in a continental rift up to mantle exhumation. Field evidence from the western Betics, Spain. *Marine and Petroleum Geology* 76, 1–19.

Freundt, A. y Schmincke, H.U. (1995). Eruption and emplacement of a basaltic welded ignimbrite during caldera formation on Gran Canaria. *Bulletin of Volcanology* 56 (8), 640-659.

Gallego Valcarce, E., Alonso Herrero, E. y Penas Merino, A. (1995). *Atlas del medio natural de la provincia de León. Instituto Tecnológico Geominero de España*. 104 pp. Madrid.

Gandia Borrás, F. y Soler Hernández, D. (2000). *Geozona 322. Mines de Sant Marçal (Montseny)*. Ficha descriptiva del Inventario de los Espacios de Interés Geológico (EIG) del Departamento de Medio Ambiente, Generalitat de Catalunya. <http://www20.gencat.cat/portal/site/mediambient>.

García Aguilar, J.M. (2014): *Patrimonio geológico de la provincia de Málaga*. Universidad de Málaga. 263 pp. Málaga.

García-Cortés, A. (Ed.). (2008). Contextos geológicos españoles: una aproximación al patrimonio geológico español de relevancia internacional. Instituto Geológico y Minero de España, 235 pp. Madrid.

García de Celis, A. (1997). *El relieve de la Montaña Occidental de León*. Serie geográfica 14, Universidad de Valladolid. 291 pp. Valladolid.

García de Celis, A. (2016). *Los paisajes glaciares y el patrimonio natural del Valle de Ancares (Candín, León)*. Universidad de Valladolid. 149 pp. Valladolid.

García de Celis, A. (2016). *La Peña del Rastro y otros lugares de interés natural de Villafranca del Bierzo*. Universidad de Valladolid. 230 pp. Valladolid.

García, E. G., Catena, E. V., y García, J. L. (1999). Análisis de la geometría de la circulación hidrotermal en granitos mineralizados del área de San Rafael (Sistema Central Español). *Revista de la Sociedad Geológica España* 12 (3-4), 369-376.

García-Cacho, L., Díez-Gil, J.L. y Araña, V. (1994). A large volcanic debris avalanche in the Pliocene Roque Nublo Stratovolcano, Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 63, 217-229.

García Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar Escibano, J. and Cloetingh, S. (2003). Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B7). <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1029/2002JB002073>

García-Ramos, J.C., Jiménez-Sánchez, M., Piñuela, L., Domínguez, M.J. y López C. (Eds) (2006). *Patrimonio geológico en Asturias: la cuenca alta del río Nalón y la Costa de los Dinosaurios*. Itinerarios geológicos de la VII Reunión de la Comisión de Patrimonio Geológico. Colunga. 62 pp. Asturias.

García-Talavera, F. (1976). Nota sobre el afloramiento de rocas granudas sieníticas en la serie basal de Tenerife (Canarias). *Estudios Geológicos* 32(1), 41-46.

García-Talavera, F. (1997). Las Canarias orientales y la vecina costa africana en el Holoceno. *Eres (Arqueología)* 7 (1), 55-63.

Gee, M.J.R., Watts, A.B., Masson, D.G. y Mitchell, N.C. (2001). Landslides and the evolution of El Hierro in the Canary Islands. *Marine Geology* 177, 271-293.

Geo-Ambiente (2008). *Ruta Geológica Transpirenaica Aspe-Alto-Aragón*. 94 pp. [www.rutatranspirenaica.com](http://www.rutatranspirenaica.com).

GEOMARE S.A.L. (2007). *Inventario y caracterización de recursos geológico-mineros de carácter singular de la Comunidad Autónoma de La Rioja*. Gobierno de la Rioja. Consejería de Turismo Medio Ambiente y Política Territorial. Dirección General de Política Territorial. 225 pp.

Gobierno Vasco/Eusko Jaurlaritza. Inventario de Lugares de Interés Geológico en la Comunidad autónoma del País Vasco. Departamento de Medio Ambiente, Planificación Territorial y Vivienda. Gobierno Vasco.: [http://www.euskadi.eus/web01-a2inglib/es/contenidos/informacion/lig/es\\_def/index.shtml](http://www.euskadi.eus/web01-a2inglib/es/contenidos/informacion/lig/es_def/index.shtml)

Gómez-Orellana, L. (2002). El último ciclo Glaciar-Interglaciar en el litoral del NW Ibérico: dinámica climática y paisajística. Tesis Doctoral. Lugo. Universidad de Santiago de Compostela.

Gómez-Orellana L., Ramil Rego, P., Crecente Maseda, R., Ramil Rego, E., Ferreiro Da Costa, J., De Nóvoa Fernández, B., Rubinos, M., Hinojo Sánchez, B. y Muñoz Sobrino, C. (2008). Terras de Miranda. Asociación Terras de Miranda. Mondoñedo.

Gómez-Orellana L., Hinojo Sánchez B., Rubinos Román M., Ramil-Rego, P., Ferreiro da Costa, J. y Cillero Castro C. (2014). El sistema de turberas de la Sierra de O xistral como reservorio de carbono, valoración estado de conservación y amenazas. Laboratorio de Botánica y Biogeografía (IBADER), Universidad de Santiago de Compostela.

Gómez Sánchez D. y Sánchez-Ortiz M.P. (2016). *Reservas de la Biosfera Españolas. Información básica*. OAPN-IGN. 60 pp. Madrid.

González, F., Martínez, J.R., de Pablo, J.G. y Pérez A. (1979): *Mapa geológico de la hoja nº 48 (Meira)*. Mapa geológico de España E: 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA). IGME. DL: M13.282-1979. Madrid.

González, J.A., Ordóñez, S. y García M.A. (1987). Evolución geomorfológica de las lagunas de Ruidera (Albacete-Ciudad Real). *Estudios Geológicos* 43, 227-239.

González, J. S. y Vega, J. R. (2016). Gestión, protección y despoblación en las Reservas de la Biosfera de la Cordillera Cantábrica. *Pirineos* 171, 025.

González Trueba, J. J. (2007). *El Macizo Central de los Picos de Europa: geomorfología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica*. Tesis Doctoral. Universidad de Cantabria. 819 pp. Oviedo.

González Trueba, J.J. (2007). *Los hielos cuaternarios, escultores de la montaña: modelado y evolución glaciar. En: Geomorfología del Macizo Central del Parque Nacional de Picos de Europa*. Organismo Autónomo de Parques Nacionales, Ministerio de Medio Ambiente, 53-128.

Govantes, F. (2013). Aproximación al uso turístico de las cavidades canarias. Vulcania, *Revista de espeleología del archipiélago canario* 10, 19-31.

Goy, J.L., Martínez-Graña, A.M., Cruz, R., Andrés, C. y Martínez-Jarzá, C. (2012). *Inventario y catalogación cartográfica del Patrimonio Geológico (Científico y Didáctico) de la Reserva de la Biosfera de las Sierras de Béjar y Francia*, C. MAGRAMA y FEADER. 120 pp. Salamanca.

Goy, J.L., Martínez-Graña, A.M., Sanz, J. Cruz, R., Andrés, C. De Bustamante, I. Zazo, C., González-Delgado, J.A. y Martínez-Jarzá, C. (2013). Inventario y Catalogación del Patrimonio Geológico de los Espacios Naturales del Sur de Castilla y León (Salamanca-Ávila, España). *Cuadernos del Museo Geominero* 15, 389-400.

Guillou, H., Carracedo, J.C., Paris, R. y Pérez-Torrado, F.J. (2004). Implications for the early shield-stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters* 222, 599-614.

Gumiél, P., Campos, R., Segura, M. y Monteserín, V. (2000). *Guía Geológica del Parque Natural de Monfragué*. Junta de Extremadura. 94 pp. Extremadura.

Gumiél, P., Arias, M., Monteserín, V. y Segura, M. (2010). Modelo geológico 3D de la estructura en sinclinal de Monfragué: un valor añadido al patrimonio geológico del Parque Nacional. *Boletín Geológico y Minero* 121, 16-28.

Gutiérrez, M., Casillas, R., Fernández, C., Balogh, K., Ahijado, A., Castillo, C., Colmenero, J.R. y García-Navarro, E. (2006). The submarine volcanic succession of the basal complex of Fuerteventura, Canary Islands: A model of submarine growth and emergence of tectonic volcanic islands. *Geological Society of America Bulletin* 118(7/8), 785-804.

Heredia, N., Rodríguez y L. R. Arce, J.M. (1989). *Mapa geológico de la hoja nº 54 (Rioseco)*. Mapa geológico de España E: 1:50.000. Segunda serie (MAGNA). ITGE. 104 pp. Madrid.

- Heredia, N., Rodríguez Fernández L.R., Suárez Rodríguez, A. y Álvarez Marrón, J. (1991). *Mapa Geológico de la hoja nº 80 (Bacán)*. Mapa geológico de España, E.1:50.000. Segunda serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- Hernández Huerta, P.P., López Olmedo, F., Cebra Gil, P., Solé Pont, J., Escudé, J. Valverde Vaquero, P. Dunning, G., Bea, F. y Gálvez García, C. (2005). *Mapa Geológico de la hoja nº 459 (Tamajón)*. Mapa geológico de España Escala 1:50000. IGME. Madrid. 161 pp. Madrid
- Hernández Huerta, P., Viruete, J. E., Fernández, L. R., Vaquero, P. V. y Dunning, G. (1996). Evolución estructural de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riáza, sector de Somosierra, Sistema Central español. *Geogaceta* 20 (4), 875-878.
- Hernán, F. (1976). Estudio petrológico y estructural del complejo traquítico-sienítico de Gran Canaria. *Estudios Geológicos* 32, 279-324.
- Hernán, F., Hernández-Pacheco, A., de la Nuez, J. y Cubas, C.R. (1988). Morfología y clasificación de los domos sílicos de las Islas Canarias. En: *Actas del II Congreso Geológico de España*, Universidad de Granada, 349-358.
- Hernández-Pacheco, A., De La Nuez, J., Cubas, C.R., Hernán, F. y Fernández Santín, S. (1990). Los domos sílicos de Tenerife, Islas Canarias. *Estudios Geológicos* 46 (3-4), 175-184.
- Hernández-Pacheco, A. y Rodríguez-Losada, J.A. (1996). Geología y estructura del Arco de Taganana(Tenerife, Islas Canarias). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 9 (3/4), 169-181.
- Hernández-Pacheco, A. y Valls, M.C. (1982). The historic eruptions of La Palma Island (Canaries). En: Schmincke, H.-U., Baker, P.E. and Forjáz, V.H. (Eds.). *Proceedings Symposium On the Activity of Oceanic Volcanoes, Azores*. IAVCEI-Azores University. Arquipélago, (Série Ciéncias da Natureza) 111 (3), 83-94.
- IGME. Inventario Español de Lugares de Interés geológico. IGME. <http://info.igme.es/ielig/>
- Izco, J. y Sánchez, J.M. (2002). Vegetation Analysis and mapping of dunes and saltmarshes of the Betanzos ria (A Coruña, Spain). *Thalassas*, 18: 17-42.
- Izco Sevillano J. y Ramil Rego P. (2001). Análisis y valoración de la Sierra de O Xistral: un modelo de aplicación de la directiva Hábitat en Galicia. Centro de información y tecnología ambiental, Xunta de Galicia.
- Jerez García, O. (2010). La Reserva de la Biosfera de la Mancha Húmeda y la Cuenca Alta del Guadiana. *Guía didáctica del medio físico y de la evolución de los paisajes*. Universidad de Castilla-La Mancha. 367 pp. Castilla-La Mancha.
- Jordá Bordehore, L. (2004). Contribución al estudio histórico de las minas de plata de Horcajuelo de la Sierra (Madrid): Patrimonio geológico, histórico y cultural. Departamento Ingeniería Geológica. Escuela de Minas. Universidad Politécnica de Madrid. *Anales de Geografía* 24, 193-206.
- Juivert, M., Pello, J. y Fernández-García, L. (1968). La estructura del manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología* 2 (2), 1-45.
- Junta de Andalucía. Inventario de Georrecursos de Andalucía. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. <http://www.juntadeandalucia.es>
- Klúgel, A., Schmincke, H.U., White, J.D.L. y Hoernle, K.A. (1999). Chronology and volcanology of the 1949 multi-vent rift- zone eruption on La Palma (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94 (1-4), 267-282.
- Láinez, A. y Pérez Rijo, F. (1999). El inicio del vulcanoespeleobuceo federado en las Islas Canarias. *Vulcania, Revista de espeleología del archipiélago canario* 3, 42-47.
- Larrasaño, J.C., Sancho, C., Murelaga, X. y Urmeneta, A. (2008). Geología del Parque Natural de las Bardenas Reales de Navarra; principales características y puntosde interés geológico. *Geo-Temas* 10. ISSN: 1567-5172.
- Longpré, M.-A., Chadwick, J.P., Wijbrans, J. and Iping, R. (2011). Age of the El Golfo debris avalanche, El Hierro (Canary Islands): New constraints from laser and furnace <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 203, 76-80.
- Macau, F. (1965). Tubos volcánicos en Lanzarote: La Cueva de los Verdes. *Anuario Estudios Atlánticos* 11, 437-463.
- Marcos, A. y Bastida, F. (1980). *Mapa geológico de la Hoja nº 10 (Ribadeo)*. Mapa geológico de España E: 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA). IGME. DL: M33.905-1980. (Madrid)
- Marcos, A., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A., Bastida, F. y Vargas, I. (1977). *Mapa geológico de la Hoja nº 99 (Becerra)*. Mapa geológico de España E: 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA). IGME. DL: M24.998-1980. (Madrid)
- Marquínez, J. (1989). Síntesis cartográfica de la región del Cuera y los Picos de Europa. *Trabajos de Geología* 18 (18), 137-145.
- Martín-Serrano, A. (1991). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Revista Sociedad Geológica de España* 4, 337-351.
- Martínez García, E., Marquínez, J., Heredia, N., Navarro, D. y Rodríguez Fernández, L.R. (1984). *Mapa geológico de la Hoja nº 56 (Carreño-Cabrales)*. Mapa Geológico de España E.1:50.000. Segunda Serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- Martínez-Graña, A.M (2010). *Estudio Geológico-Ambiental para la ordenación de los Espacios Naturales de "Las Ballezas-Sierra de Francia" y "Oullimas": Aplicaciones Geomorfológicas y Paisajísticas al Paisaje. Riesgos e Impactos. Análisis Cartográfico mediante SIG*. Tesis Doctoral Inédita. Tomo I (Memoria) 684 p y Tomo II (Anexos) 371 pp. Salamanca.
- Martínez Martínez, J. (1990). *Itinerarios Geológicos: El Hierro*. Instituto de Ciencia de la Educación. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 86 pp. Las Palmas de Gran Canaria.
- Martínez, J., Casas, D. (1992). *Itinerarios Geológicos: Fuerteventura*. Instituto de Ciencias de la Educación. Universidad de La Palma de Gran Canaria. 135 pp. Fuerteventura.
- Masson, D.G. (1996). Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 ka ago and the history of landslides in the Canary Islands. *Geology* 24 (3), 231-234.
- Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgelés, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P. y Canals, M. (2002). Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews* 57 (1-2), 1-35.
- Mata Campo, M.P., Guarás González, B. (1991). Itinerario Geológico por el Valle del Río Cidacos (Sierra de los Cameros). *Zubia* 9, 49-64.
- Matías Rodríguez, R. (2004). *Ingeniería minera romana*. II Congreso de las Obras Públicas Romanas. 197 pp. Tarragona.
- Meco, J., Betancort, J.F., Ballester, J., Fontugne, M., Guillou, H., Scaillet, S., Lomoschitz, A., Cilleros, A., Carracedo, J.C., Petit-Maire, N., González Ramos, A.J., Perera, M.A., Soler-Onís, E., Medina, P., Montesinos, M. y Meco, J.M. (2008). *Historia geológica del clima en Canarias*. Laboratorio de Paleontología, Departamento de Biología, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria (ULPGC). 296 pp.
- Mehl, K.W. y Schmincke, H.U. (1999). Structure and emplacement of the Pliocene Roque Nublo debris avalanche deposit, Gran Canaria, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94 (1-4), 105-134.
- Mendia, M. y Monge-Ganuzas, M. (2011). Geodiversity strategy for the Urdaibai Biosphere Reserve. En: E. Fernández-Martínez & R. Castaño (eds.), *Avances y Retos en la conservación del patrimonio geológico en España*, 196-200. *Proceedings of IX Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico*. Sociedad Geológica de España, León (Spain), 14-18 June.
- Mendia, M., Monge-Ganuzas, M., Díaz Pinto, G. y González Lastra, J. (2011). *Urdaibai Biosfera Erreserbako Geologia Interes guneen Gidaliburua / Guía de Lugares de Interés Geológico de la Reserva de la Biosfera de Urdaibai*. Eusko Jaurlaritzako Argitalpen Zerbitzu Nagusia / Servicio General de Publicaciones del Gobierno Vasco, Eusko Jaurlaritza / Gobierno Vasco, Vitoria-Gasteiz. 344 pp. Vitoria-Gasteiz.
- Mendia, M. y Monge-Ganuzas M. (2012). Un paso más en la estrategia de Geodiversidad de la Reserva de la Biosfera de Urdaibai: la divulgación. *Geo-Temas*, 13, 398.
- Mendia, M., Monge-Ganuzas, M., Díaz, G., González, J. y Albizu, X. (2011). *Guía de Lugares de Interés Geológico de la Reserva de la Biosfera de Urdaibai*. Vitoria-Gasteiz. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, 333 pp. Vitoria-Gasteiz.
- Menéndez Duarte, R. y Marquínez J. (1996). Glaciario y evolución tardiglaciaria de las vertientes en el valle de Somiedo. *Cordillera Cantábrica. Cuaternario y Geomorfología* 10 (3-4), 21-31.
- Monge-Ganuzas, M. y Martínez-Jaraiz, C. (2013). Geological heritage in the World network of Biosphere Reserves. In: J. Vegas, A. Salazar, E. Díaz-Martínez y C. Marchán (eds.) *Patrimonio geológico un recurso para el desarrollo*. *Cuadernos del museo Geominero*. 15. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 313-321.
- Monge-Ganuzas, M., Cearreta, A. y Evans, G. (2012). Morphodynamic consequences of dredging/dumping activities along the lower Oka estuary (Urdaibai Biosphere Reserve, southeastern Bay of Biscay, Spain). *Ocean and Coastal Management*, 77, 40-49.
- Monge-Ganuzas, M., Cearreta, A., Evans, G., Leorri, E., Irabien M.J., García-Artola, A. y Iriarte, E. (2011). Dinámica sedimentaria actual en el estuario del Oka. En: Onaindia, M.; Ibañez, A. & Unzueta, J. (eds.), *Guía científica de Urdaibai*, 407-427, Cátedra UNESCO sobre Desarrollo Sostenible y Educación Ambiental de la UPU/EHU.
- Monge-Ganuzas, M., Cearreta, A. and Iriarte, E., (2008). Consequences of estuarine sand dredging and dumping on the Urdaibai Reserve of the Biosphere (Bay of Biscay): the case of the "Mundaka left wave". *Journal of Iberian Geology*, 34, 215-234.
- Monge-Ganuzas M., Iriarte, E., y Cearreta, A., (2007). Análisis sedimentario y evolución holocena del estuario superior del Oka en el área de Portuzarra (Gernika-Lumo, Bizkaia). *Ilurzar*, 6, 39-56.
- Montoriol-Pous, J. y De Mier, J. (1969). Estudio morfogenético de las cavidades volcánicas desarrolladas en el malpais de La Corona (Lanzarote, Islas Canarias). *Geo y Bio Karst, Revista de Espeleología* 6 (22-23), 543-562.
- Muñoz Barco, P., y Martínez Flores, E. (2005). *Patrimonio Geológico de Extremadura: Geodiversidad y lugares de interés geológico*. Junta de Extremadura, Mérida.480 pp. Fuente: <http://www.extremambiente.es>
- Muñoz Jiménez, J. y Sanz Herráiz, C. (1982). Aportaciones recientes sobre la posible existencia de formas glaciares a baja altura en el noroeste de la península ibérica. *Anales de Geografía de la Universidad Complutense* 2, 289-289.
- Neto de Carvalho, C., Catania, M.M. y Rodrigues, J. (2011). *Parque Icnológico de Penha Garcia e a herança Alpina na Paisagem Raiana. GEOscolas: Novas práticas no Ensino das Geociências, Guia de Excursão A Geopark Naturejeiro -Idanha-Nova*. 9 pp. Castelo Branco.
- Nonn, H. (1966). Les régions cotières de la Galicie (Espagne). Etude géomorphologique. Publications de la Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg. Foundation Baulig.
- Nuche, R. (Ed.). (2001). *Patrimonio Geológico de Castilla y León*. ENRESA. 515 pp. Madrid.
- Nuche, R. (Ed.). (2003). *Patrimonio Geológico de Castilla-La Mancha*. ENRESA. 613 pp. Madrid.
- OAPN (2014). *Guía de reservas de la Biosfera Españolas*. Armonía hombre-naturaleza. 340 pp. Madrid.
- Obrador, A. (2012). La isla del Rey: un afloramiento geológico singular de la isla de Menorca. En: Medio Natural de la isla del Rei, Fundación Internacional Olof Palme. *Menorca*. 19-34 p.
- Pallarés, A. (2007). Nuevas aportaciones al conocimiento de la erupción de Timanfaya (Lanzarote). Discurso leído en el acto de recepción como académico de número, 27 de junio de 2007. Arrecife, Lanzarote. Academia de Ciencias e Ingenierías de Lanzarote, *Serie Discursos Académicos* 22, 45 pp. Lanzarote.
- Pedraza, J., Sanz, M. A. y Martín, A. (1989). *Formas graníticas de La Pedriz*. Agencia de Medio Ambiente, Comunidad de Madrid. Cuadernos madrileños del Medio Ambiente. 205 pp. Madrid.
- Pellicer, M.J. (1977). *Estudio volcanológico, petrológico y geoquímico de la isla de El Hierro, (Archipiélago Canario)*. Tesis Doctoral. Facultad Ciencias Geológicas, Universidad Complutense Madrid. 279 pp. Madrid.
- Pellicer, M.J., 1977. Estudio volcanológico de la isla de El Hierro, Islas Canarias. *Estudios Geológicos* 33 (2), 181-197.
- Pererira, P., Ínsua Pereira, D. y Caetano Alves, I. (2005). Particularidades da morfología granítica da Serra de Gamoneda-Montesinho (Espanha-Portugal). X Colóquio Ibérico de Geografía. *Finistera* 41 (82).
- Pereira, P., Pereira, D. I., y Brilha, J. B. (2011). Vulnerability in non-protected glacial geosites (Portugal). En: *International Symposium on Geosite Management*, 39-40.
- Perejón, A. y Moreno-Eiris, E. (2006). Arqueociatos de España: Bioconstrucciones y puesta al día de la sistemática y la bioestratigrafía. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. *Sección Geológica* 101 (1-4), 105-145.
- Pérez Alberti, A. (1982). Xeomorfoloxía. En: Pérez Alberti, A. (Dir.). Xeografía de Galicia, Tomo I: O Medio. Edicions Sálvora. *Biblioteca Básica de cultura gallega* 1. A Coruña.
- Pérez Alberti, A. (1993). Xeomorfoloxía. Gran Enciclopedia Galega Edicions. Santiago de Compostela.
- Pérez Alberti A., Rodríguez Guitián, M., Valvarcel Díar M. (1992). El modelado glaciario en la vertiente oriental de la sierra de Ancares (Noroeste de la península ibérica). *Papeles de Geografía*, 18: 39-51.
- Pérez, F., Cabrera, M.C. y Rodríguez, A. Geología 11. *Un gigante derrotado: paseo por las entrañas del Volcán Roque Nublo*. SGE - FECYT - IGME – Universidad de las Palmas de Gran Canaria. 18 pp. Gran Canaria.
- Pérez González, A. Martín-Serrano, A. y Pol C. (1994). La Depresión del Duero. En: *Geomorfología de España*, M. Gutiérrez coord., Editorial Rueda, 351-388.
- Pérez Lorente, F. (1997). Fenómenos geológicos singulares. En: *Naturaleza de La Rioja. Nueva Rioja*, 105-120.
- Pérez-Soba, C. y Villaseca, C. (2010). Petrogenesis of highly fractionated I-type peraluminous granites: la Pedrizca pluton (Spanish Central System). *Geologica Acta* 8 (2), 131–149.
- Pérez Torrado, F.J. (2000). *Volcanoestratigrafía del Grupo Roque Nublo*. Gran Canaria. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Ediciones del Cabildo de Gran Canaria. 459 pp.
- Pérez Torrado, F.J., Cabrera, M.C., Antón, A. y Muñoz, F. (2004). Estratigrafía y petrología de los depósitos de "Azulejos" del borde de la Caldera de Tejedá (Gran Canaria, Islas Canarias). En: *Actas VI Congreso Geológico de España*, Zaragoza, 12-15 julio 2004. Universidad de Zaragoza, Sociedad Geológica de España. *Geotemas* 6 (1), 159-162.

Pérez Torrado, F.J., y Mangas, J. (1992). Nuevos datos geocronológicos de los materiales volcánicos del Ciclo magmático Roque Nublo en Gran Canaria, Islas Canarias. En: III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Universidad de Salamanca. Sociedad Geológica de España (SGE), Servicio de Publicaciones de la Universidad de Salamanca. *Actas de las Sesiones Científicas*, Tomo 1, 453-457.

Precedo Ledo, A., Sancho Comins, J. (dir.). (2001). Atlas de Galicia (Vol. I). Medio Natural. Xunta de Galicia. A Coruña.

Ramil-Rego, P. (1992). La vegetación cuaternaria de las Sierras Septentrionales de Lugo a través del análisis polínico. Tesis Doctoral. Facultad de Biología. Universidad de Santiago de Compostela.

Ramil-Rego, P. y Izco, J. (2003). Inventario dos Humidaís de Galicia. Memoria Técnica. Dirección Xeral de Conservación da Natureza, Consellería de Medio Ambiente (Xunta de Galicia) & Laboratorio de Botánica e Bioxeografía (Universidade de Santiago). Santiago de Compostela.

Ramil-Rego, P., Izco, J., Gómez-Orellana, L., Alvite, R., Cillero, C., Domínguez Conde, J., Muñoz Sobrino, C., Rodríguez Guitián, M.A., Romero Buján, I. y Rubinos, M. (2002). Humedales de Galicia. Consellería de Medio Ambiente, Xunta de Galicia.

Ramil-Rego, P. y Crecente Maseda, R. (Coord.). (2012). *Plan Director da Rede Natura 2000 de Galicia*. Documento Técnico. Dirección Xeral de Conservación da Natureza, Consellería do Medio Rural (Xunta de Galicia) & Instituto de Biodiversidade Agraria e Desenvolvemento Rural, IBADER (USC). Santiago de Compostela. 8 Vol.

Ramil Rego, P. y Rigueiro Rodríguez, A. (2008). Plan de Ordenación dos Recursos Naturais do Parque Natural dos Ancares. Documento técnico. Xunta de Galicia.

Ramírez Ortega, A., Rial Lemos, M.E. y Ramírez Masferrer, J.A. (2000). El patrimonio hidromineral de la comunidad autónoma de Galicia. En: J.A. López Geta, J.L. Pinuaga Espejel: *Panorama actual de las Aguas Minerales y Mineromedicinas en España*, 331-360.

Recio Cinos, S. (2009). *El patrimonio geológico y las herencias culturales como propuesta de recuperación de una región depirada: casos de estudio en las Arribas del Duero*. Trabajos de Grado de la Licenciatura en Geología. Universidad de Salamanca (España) 115 pp. Salamanca.

Rego-Rego, P., Vázquez Janeiro, L., Gómez-Orellana, L., Rodríguez Guitián, M.A., Rubinos, M. y Cillero C. (2005). LIC Parga-Ladra-Támoga. Terras de Pedra e Auga.

Remacha Grau, E., Raimat, C., Oms, O., Cardona, D., y Mutti, E. (1996). Presencia del Algroupo de Figols en las turbiditas de la base del Grupo de Hecho (Barranco del Sorsosal, Prov. De Huesca). *Geogaceta* 21, 179-182.

Reza Rodríguez, J.B., Miguel Pereira, H., Figueiredo, D. y Amoeiro Mosquera, J.A. (Dir-Coord). (2010). Proposta para a creación da Reserva da Biosfera Transfronteiriza Gerês/Xurés. Documento técnico. Xunta de Galicia, Comissao de Coordinassao e Desenvolvemento Regional do Norte, Instituto de Conservação da Natureza e a Biodiversidade.

Reza Rodríguez, X.B., Ruano de la Haza, C., Ramil-Rego, P., Álvarez García, M.A., y Álvarez Vergel, R. (Coords) (2007). Propuesta de Reserva De La Biosfera (Galicia y Asturias, España) Río Eo, Oscos y Terras De Burón. Xunta de Galicia – Gobierno del Principado de Asturias.

Rico, M., Valero Garcés, B., Vega, J. C., Moreno, A., González-Sampériz, P., Morellón, M., Mata, P. (2007). El registro sedimentario del Lago de Sanabria desde la última deglaciación. En: *Contribuciones al estudio del periodo Cuaternario* (J. Lario y P. G. Silva, eds.) Aequa, Ávila, 213-214.

Robador, A., Samsó, J.M. y Carcavilla, L. (2013). Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido: Guía Geológica. En: *Guías Geológicas de Parques Nacionales* (Eds. L.R. Rodríguez y A. Robador). IGME-OAPN. Editorial Everest, 214 pp. Madrid.

Robertson, A.H.F. y Bernouilli, D. (1982). Stratigraphy, facies and significance of late Mesozoic and early Tertiary sedimentary rocks of Fuerteventura (Canary Islands) and Maio (Cape Verde islands). En: Von Rad, V., Hinz, K., Sarthin, M., Stielbold, E. (Eds.), *Geology of the Northwest African continental margin*, 498-529. Springer Verlag, Berlin

Robertson, A.H.F. y Stillman, C.J. (1979). Late mesozoic sedimentary rocks of Fuerteventura, Canary Islands. implications for west African continental margin evolution. *Journal of the Geological Society of London* 136 (1), 47-60.

Rodríguez, A., Gelabert B. y de Pablo F. (2017). Paisaje y Geología: un proyecto de geoconservación centrado en la geodiversidad insular. *Cuadernos del Museo Geominero* 21, 477-498.

Rodríguez-Losada, J.A. y Martínez-Frías, J. (1998). Ancient oxide and sulphide mineralization in the islands of Tenerife and La Gomera (Canary Islands, Spain). *Mineralium Deposita* 33, 639-643.

Rodríguez-Losada, J.A. y Martínez-Frías, J. (2000). The Anaga Park: An access to the root of Tenerife Island (Canary Archipelago, Spain). *Ambio* 29 (8), 529.

Rodríguez-Losada, J.A. y Martínez-Frías, J. (2008). Excursión pre-congreso nº1. Estructura, procesos hidrotermales y mineralizaciones de sílice en el área de Taganana (Anaga, Tenerife). En: Pérez Torrado, F.J., y Cabrera, M.C. (Eds.), 2008. *Itinerarios geológicos por las Islas Canarias: Fuerteventura, Tenerife y La Palma*. VII Congreso Geológico de España, Las Palmas de Gran Canaria, 14-18 de julio 2008. Geo-Guías, 4. Sociedad Geológica de España (SGE), 27-39.

Rodríguez-Losada, J.A., Martínez-Frías, J., Bustillo, M.A., Delgado, A., Hernández-Pacheco, A. y De la Fuente Krauss, J.V. (2000). The hydrothermally altered ankaramite basalts of Punta Poyata (Tenerife, Canary Islands). In: Martí J. and Wolff, J.A. (Eds.). The geology and geophysics of Tenerife. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103 (1-4), 367-376.

Rodríguez-Rodríguez, L., Domínguez-Cuesta, M.J., y Jiménez Sánchez, M. (2011). Reconstrucción en 3D del máximo glaciar registrado en la cuenca del Lago de Sanabria (Noroeste de España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, Sección Geología 105 (1-4), 31-44.

Romero, C. (1991). La erupción de Timanfaya (Lanzarote, 1730-1736). Análisis documental y estudio geomorfológico. Secretariado de Publicaciones, Universidad de La Laguna. *Serie Informes* 30, 136 pp. Lanzarote.

Romero Ortíz, J. (1951). La erupción del Nambroque en la Isla de La Palma. *Boletín Instituto Geológico y Minero de España*, 63, 1-165.

Rosell, J. i Llompart, C. (2002): Guía de Geologia Práctica. El naixement d'una illa. Menorca. *Institut Menorquí d'Estudis* 279 pp. Maó.

Rossier, D. (2009). Naissance, vie et mort d'un volcan : le paléovolcan du pic du Midi d'Ossau. *Saga Information* 290, 6-37.

Rothe, P. (1968). Mesozoische Flysch-Ablagerungen auf der Kanareninsel Fuerteventura. *Geologische Rundschau* 58 (1), 314-332.

Sánchez de Posada, L. C., Soto, F., Truyols-Massoni, M., Villa, E., Marcos, A., Pérez-Estaún, A. y Lorenzo, P. (1982). *Memoria explicativa de la Hoja nº 77* (La Plaza). Mapa Geológico Nacional E. 1: 50.000. Segunda serie MAGNA.

Sánchez Pardo, J.C. (2008). *Territorio y poblamiento en Galicia entre la antigüedad y la plena edad media*. Universidade de Santiago de Compostela. Servizo de Publicacións e Intercambio Científico. Santiago de Compostela.

Santamarta Cuenca, P. (1974). *La cueva de Valporquero*. Ed. Everest. 64 pp. León.

Santanach Prat P. (1994). Las cuencas terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. Cuaderno Lab Xeolóxico de Laxe, Coruña.

Santos Alonso, R. (2003). *Dinámica torrencial de la Fana del Putracón (Asturias)*. Tesina de Licenciatura. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. 234 pp. Inédita.

Santos Alonso, R. (2011). Flujos de los derrubios en la Cornisa Cantábrica: evidencias, modelo de susceptibilidad y relevancia geomorfológica. Tesis doctoral. Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. 234 pp. Inédita.

Santos González, J. y Fernández Martínez, E. (2011). Guía de campo: patrimonio geológico en las reservas de la biosfera del Valle de Laciana y de Babia (León). Avances y retos en la conservación del Patrimonio Geológico en España. *Actas de la IX Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico (Sociedad Geológica de España)*. Universidad de León. 279-293.

Santos, J., Cunha, L., Vieira, A. y Gonçalves, A. B. (2013). Genesis of the Alto Vez glacial Valley Pleistocene moraines, Peneda Mountains, Northwest Portugal. En: *Actas del VI Congreso Nacional de Geomorfología*, 57-62. Apegeom.

Serra Raventós, J., Vila Planavila, I. y Montori Blanch, C. (2000). *Geozona 320, Front del delta de l'ebre (hemidellanord)*. Ficha descriptiva del Inventario de los Espacios de Interés Geológico (EIG) del Departamento de Medio Ambiente, Generalitat de Catalunya. <http://www20.genocat.cat/portal/site/mediambient>.

Serrano F. (1979). *Los foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral. Universidad de Málaga, 272 pp. Málaga

Staudigel, H. and Schmincke, H.U. (1984). The Pliocene Seamount Series of La Palma/ Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* 89, 11195-11215.

Steiner, C., Hobson, A., Favre, P., Stampfli, G.M. and Hernandez, J. (1998). Mesozoic sequence of Fuerteventura (Canary Islands); witness of Early Jurassic sea-floor spreading in the central Atlantic. *Geological Society of America Bulletin* 110(10), 1304-1317.

Taurà Riera, D. (2000). *Geozona 324, Marbrés de Gualba*. Ficha descriptiva del Inventario de los Espacios de Interés Geológico (EIG) del Departamento de Medio Ambiente, Generalitat de Catalunya. <http://www20.genocat.cat/portal/site/mediambient>.

Temprano Alonso, R. y Castaño de Luis, R. (2011). Patrimonio geológico y turismo activo en la cueva de Valporquero (León). En: Avances y retos en la conservación del Patrimonio Geológico en España. *Actas de la IX Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico (Sociedad Geológica de España)* Universidad de León. 259-265.

Thirlwall, M.F., Singer, B.S. and Marriner, G.F. (2000). 39Ar-40Ar ages and geochemistry of the basaltic shield stage of Tenerife, Canary Islands, Spain. In: Martí J. and Wolff, J.A. (Eds.). The geology and geophysics of Tenerife. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103(1-4), 247-297.

Tomero y Romillo Servicios Ambientales S.L. (2013). *Guía del patrimonio geológico de la comarca de Cuatro Valles*. FEADER. Junta de Castilla y León. 109 pp. Castilla-León.

Torres Luna, De M.P. (Dir.). (1986). *Geografía de Galicia*, 3 tomos. Xuntanza editorial. A Coruña.

Toyos, J. M., y Aramburu-Zabala Higuera, C. I. (2014). El Ordovícico en el área de Los Barrios de Luna, Cordillera Cantábrica (NW de España). *Trabajos de Geología* 34, 61-96.

Troll, V.R., Walter, T.R. y Schmincke, H.-U. (2002). Cyclic caldera collapse: piston or piecemeal subsidence? Field and experimental evidence. *Geology* 30, 135-138.

Valcárcel Díaz, M. y Pérez Alberti, A. (2002): La glaciación finopleistocena en el sector noroccidental de las montañas leonesas: la Sierra de Ancares. En: Redondo Vega, J.M., Gomez Villar, A., González Gutiérrez R.B., Carrera Gomez P. (Coords). *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas*. Universidad de León. 67-104.

Vega Ureta, C.C. (1994): Geología de Sanabria. *Monografías de la Red de Espacios naturales de Castilla y León*. Junta de Castillas y León. 79 pp. Valladolid.

Vega, J.C., De Hoyos, C., Aldasoro, J.J., De Miguel, J. y Fraile, H. (2005). Nuevos datos morfológicos para el Lago de Sanabria. *Limnética* 24 (1-2), 115-122.

Velasco, J.P. y Carcavilla, L. (2015). Cuatro colosos de piedra de la Sierra de Guadarrama: la Mujer Muerta, Siete Picos, Peñalara y La Pedriza. En: *El Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama: cumbres, paisaje y gente*, 437-498.

Vera Torres, J. A. (ed.) (2004). *Geología de España*. Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España. 884 pp. Madrid.

Vicente, G. de (2009). Guía ilustrada de los cabalgamientos alpinos en el Sistema Central. Reduca (Geología). *Serie Geología Regional* 1(1), 1-30.

Vidal Romaní, J.R., de Brum Ferreira, A., Zezere, J., Rodrigues M.L. y Monge-Ganuzas, C. (1990). Evolución cuaternaria del relieve granítico en la sierra de Gerês-Xurés (Minho-Portugal, Ourense-Galicia). *Cuaternario y Geomorfología*, 4: 3-12.

Vidal-Romaní J.R., Vilaplana, J.M., de Brum, A., Zezere, Rodrigues, L. y Monge-Ganuzas, C. (1990). Los tills de la Serra de Gerês-Xurés y la glaciación pleistocena (Minho, Portugal-Ourense, Galicia). *Cuaternario y Geomorfología*, 4: 1-4.

Vidal Romaní, J.R. y Fernández Mosquera, D. (2005). Glaciario pleistoceno en el NW de la península Ibérica (Galicia, España-Norte de Portugal). En: *Enseñanza de las ciencias de la Tierra*. (2006). 13.3. 270-277. VMAA. Geología de España. SGE. IGME. Estructura alpina del Antepaís Ibérico. Cap 7.

Vidal Romaní J.R. y Yepes Temeño J. (2001). Las terrazas del río Miño en el tramo chantada-As neves (límite Galicia-Portugal). *Acta Geológica Hispánica*, 36 (1-2): 149-164.

Villabobos, M., Pérez, A.B. y Braga, J.C. (2006). *Geodiversidad y Patrimonio Geológico de Andalucía. Itinerario geológico por Andalucía. Guía práctica de campo*. Capítulo 2. Junta de Andalucía. Consejería de Medio Ambiente. 328 pp. Andalucía.

Villasaca, C. (2003) Sobre el origen del batolito granítico del Sistema Central Español. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 98, 9-23.

Walter, T.R., Troll V.R., Cailleau, B., Belousov, A.B., Schmincke, H.-U., Amelung, F. y Van der Bogaard, P. (2005). Rift zone reorganization through flank instability in ocean island volcanoes: an example from Tenerife, Canary Islands. *Bulletin of Volcanology* 67, 281-291.

Wilkins, H., Iliffe, T.M., Oromí, P., Martínez, A., Tysall, T.N. and Koenemann, S. (2009). The Corona lava tube, Lanzarote: geology, habitat diversity and biogeography. *Marine Biodiversity* 39(3), Special Issue: The Atlántida 2008 Cave Diving Expedition: 155-167.

Yepes Temeño J. y Vidal Romaní J.R. (2004). Indicis de Antecedencia en la red fluvial del sureste de Galicia. *Estudios Geológicos*, 60: 21-35.

Zazo, C., Silva, P. G., Goy, J. L., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Lario, J., Bardají, T. y González, A. (1999). Coastal uplift in continental collision plateboundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (south Spain). *Tectonophysics*, 301, 95-109.

## Ilustraciones

Alfaro, P., Andreu J. M., González, M., López, F. J. y López, J. A. (2003). Itinerarios Geológicos por la Cordillera Bética. Biblioteca Andaluza de Arte y Literatura. Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, 177 pp.

Alonso, V. (2014). Mapa geomorfológico del sector sur del Macizo de Las Ubiñas (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Trabajos de geología* 34, 125-132.

Araburu, C. y Bastida, F. (1995). Geología de Asturias. Ediciones TREA S.L. 308 pp. Gijón.

Balcells, R., Barrera, J.L. y Gómez, J.A. (1992). Mapa Geológico de España E. 1:100.000. Hoja 21-21. 21-22: Isla de Gran Canaria. ITGE, Madrid.

Bailey, J.E., Harris, A.J.L., Dehn, J., Calvari, S. y Rowland, S.K. (2006). The changing morphology of an open lava channel on Mt. Etna *Bulletin of Volcanology* 68, 497-515.

Bastida, F., Marcos, A., Pérez-Estaín, A. y Pulgar, J. A. (1984). Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO de España). *Boletín Geológico y Minero*, 95(6), 3-25.

Bravo, T., (1964). El volcán y el malpais de La Corona. La “Cueva de los Verdes y “Los Jameos”. Publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote, Arrecife de Lanzarote: 31 pp. Lanzarote.

Canicio, A., Ibañez, C., (1999). The Holocene Evolution of the Ebro Delta, Catalonia, Spain. *Acta Geographica Sinica* 54 (5), 462–469.

Carracedo, J.C., Singer, B., Jicha, B., Guillou, H., Rodríguez-Badiola, E., Meco, J., Pérez-Torrado, F., Gimeno, D., Socorro, S. y Láinez, A., (2003). La erupción y el tubo volcánico del Volcán Corona (Lanzarote, Islas Canarias). *Estudios Geológicos* 59, 277-302.

Carracedo, J.C. y Troll y V.R. (2016). *The Geology of the Canary Islands*. Elsevier. 636 pp. Amsterdam, Netherlands.

Crespo Zamorano, A. (1972). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. Hoja 76, Pola de Somiedo.

Díez, A. y Martín-Duque. (2006). Las raíces del paisaje. *Condicionantes geológicos del territorio de Segovia*. Colección Hombre y Naturaleza, VII. Junta de Castilla y León. 464 pp. Valladolid.

Donoghue, E., Troll, V.R., Harris, C., O'Halloran, A., Walter, T.R. y Pérez Torrado, F.J., (2008). Low-temperature hydrothermal alteration of intra-caldera tuffs, Miocene Tejeda caldera, Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176, 551-564.

Fernández Lorenzo, O. (2001). Corrección del error cartográfico cometido en la localización y orientación del tubo volcánico de Todoque. Monumento Natural (La Palma, Islas Canarias). *Vulcania, Revista de espeleología del archipiélago canario* 5, 47-54.

García de Celis, A. (1997). *El relieve de la Montaña Occidental de León*. Universidad de Valladolid. 291 pp. Valladolid.

Generalitat de Catalunya. *Atles Geologic de Catalunya* (2010). IGC i ICC. 461 pp.

González Martín, J.A., Ordoñez, S., García, M. (1991). El Parque Natural de las Lagunas de Ruidera. En: González Martín, J.A. y Vázquez González, A. (Coords). *Guía de los espacios naturales de Castilla-La Mancha*. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, 579-604. Toledo.

Grimes, K. (2005). Lava tube formation v1.1. Regolith Mapping, 4 pp.

Macau, F., (1965). Tubos volcánicos en Lanzarote: La Cueva de los Verdes. Anuario Estudios Atlánticos 11, 437-463.

Marcos, A., Pérez-Estaín, A., Pulgar, J.A., Bastida, F., Aller, J., García Alcaide, J.L. (1980): *Mapa Geológica de España* escala 1:50.000. Hoja 77, La Plaza.

Martín, J.M., Braga, J.C: Gómez, M.T. (2010). *Itinerarios geológicos por Sierra Nevada*. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. 274 pp.

Martínez, A. y Tudela, M. (2013):  *Els tresors geològics del Parc Natural del Cadí-Moixeró*. *Itineraris Geològics* 7. 104 pp.

Martínez, A. (2010): *Parque Nacional de Aiguestortes i Estany de Sant Maurici*. Guía Geológica. IGME-OAPN. 221 pp.

Mehl, K.W., ySchmincke, H.-U., (1999). Structure and emplacement of the Pliocene Roque Nublo debris avalanche deposit, Gran Canaria, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94 (1-4), 105-134.

Michel, F. (2008). *Le Tour de France d´ un géologue*. BRGM éditions. 383 pp. París.

Millán Naranjo, J. (16/03/2012). El sifón terminal de la sima GESM. Cuevas y sifones andaluces. <http://sifonesandaluces.blogspot.com.es/2012/03/el-sifon-terminal-de-la-sima-gems.html>

Navarro, J.M. y Coello, J.J. (1994). *Parque Nacional de la Caldera de Taburiente*. Mapa Geológico E. 1:25.000. ICONA, Madrid.

Navarro, J.M. y Soler, C. (1995). *El Agua en El Hierro*. Cabildo Insular de El Hierro. 97 pp.

Ramsay, J.G. (1980): Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology* 2 (1-2), 83-99.

Rodríguez-Fernández, L.R. Bellido, F. Díez, A. González Clavijo E. Heredia, N. López, F. Marín, C. Martín - Parra, L.M. Martín Serrano A. Matas, J. Montes, M. Nozal, F. Quintana, L. Roldán, F. Rubio, F. y Salazar, A. (2004). *Mapa tectónico de España a escala 1:2.000.000*. IGME, Madrid.

Rossier, D. (2009). Naissance, vie et mort d'un volcan : le paléovolcan du pic du Midi d'Ossau. *Saga Information* 290, 6-37.

Sánchez-Palencia, F.J., Fernández-Posse, M.D., Fernández Manzano, J., Orejas, A., Álvarez González, Y., López González, L.F. y Pérez García L.C. (1996). Las zonas arqueológicas como paisajes culturales: el parque arqueológico de Las Médulas (León). *Complutum*, 6, 383-399.

Scotese, C.R. (2008). Paleomap Project. <http://www.scotese.com>

Torres Luna, De M.P. (Dir.). (1986). Geografía de Galicia, 3 tomos. Xunta editorial. A Coruña.

Toyo, J. M. y Aramburu-Zabala Higuera, C. I. (2014). El Ordovícico en el área de Los Barrios de Luna, Cordillera Cantábrica (NW de España). *Trabajos de Geología* 34, 61-96.

Trasgu montaña (21/06/2014). Sil de las Perlas. El rincón del uno-gradista. Recuperado de: <http://uno-gradistas.blogspot.com.es/2014/06/sil-de-las-perlas.html>

Villabobos, M., Pérez, A.B. y Braga, J.C. (2006). Geodiversidad y Patrimonio Geológico de Andalucía. Itinerario geológico por Andalucía – guía práctica de campo. Junta de Andalucía. Consejería de Medio Ambiente. 328 pp.

Yepes J. y Vidal Romani J.R. (2004). Análisis morfográfico de la red fluvial en la cuenca de los ríos Miño-Sil (Ourense). Reunión Nacional de Geomorfología (Toledo): *Contribuciones recientes sobre geomorfología*, Sociedad Española de Geomorfología, Centro de Ciencias Medioambientales 1, 127-134.

Zazo, C. Silva, P. G. Goy, J. L. Hillaire-Marcel, C. Ghaleb, B. Lario, J. Bardaji T. y González, A. (1999). Coastal uplift in continental collision plateboundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (south Spain). *Tectonophysics*, 301, 95-109.

## Cartografías de base:

Google Maps

Google Earth

Mapas derivados de IGN: modelos digitales de elevaciones PNOA\_MDT05; PNOA\_MDT25 y ortofotografías:

PNOA\_MA\_OF-CC-BY 4.0 scene.es:

PNOA\_MA\_OF\_ETRS89\_HU29\_h50\_1033

PNOA\_MA\_OF\_ETRS89\_HU29\_h50\_0075

PNOA\_MA\_OF\_ETRS89\_HU29\_h50\_0101

PNOA\_MA\_OF\_ETRS89\_HU30\_h50\_0055

PNOA\_MA\_OF\_ETRS89\_HU30\_h50\_0056

PNOA\_MA\_OF\_ETRS89\_HU30\_h50\_0079

PNOA\_MA\_OF\_ETRS89\_HU30\_h50\_0737

PNOA\_MA\_OF\_ETRS89\_HU30\_h50\_0760

PNOA\_MA\_OF-REGC95\_HU28\_h50\_1105

PNOA\_MA\_OF\_ETRS89\_HU29\_h50\_0999

PNOA\_MA\_OF\_ETRS89\_HU29\_h50\_1016

PNOA\_MA\_OF\_ETRS89\_HU29\_h50\_1017

PNOA\_MA\_OF\_ETRS89\_HU29\_h50\_0651

PNOA\_MA\_OF\_ETRS89\_HU29\_h50\_1033

PNOA\_MDT05\_ETRS89\_HU30\_1046\_LID

PNOA\_MDT05\_ETRS89\_HU29\_0075\_LID

PNOA\_MDT05\_ETRS89\_HU29\_0077\_LID

PNOA\_MDT05\_ETRS89\_HU30\_0055\_LID

PNOA\_MDT05\_ETRS89\_HU30\_0077\_LID

PNOA\_MDT05\_ETRS89\_HU30\_0737\_LID

PNOA\_MDT05\_ETRS89\_HU30\_0760\_LID

PNOA\_MDT05\_REGCAN95\_HU28\_1105-1108\_LID

PNOA\_MDT05\_ETRS89\_HU29\_0623\_LID

PNOA\_MDT05\_ETRS89\_HU29\_0651\_LID

PNOA\_MDT05\_ETRS89\_HU30\_0147\_LID

PNOA\_MDT05\_ETRS89\_HU29\_0229\_LID

PNOA\_MDT05\_ETRS89\_HU29\_0267\_LID

PNOA\_MDT05\_ETRS89\_HU30\_1050\_LID

PNOA\_MDT25\_ETRS89\_HU30\_0272\_LID

MDT GEOPO 3D

## Fotografías

- L. Adrados.
- Ayuntamiento de Piedras Albas.
- A. Belmonte.
- J. Brilha.
- M. Canto.
- L. Carcavilla.
- R. Castaño.
- M. Cebolla.
- CMAOT.
- L. Damas.
- J. Foggia.
- E. García Ortíz.
- HAREA Geología Litoral UPV-EHU.
- Manimals, S.L.
- G. Mañana.
- A. Martínez.
- A. Martínez Graña.
- C. Martínez Jaráiz.
- A. Navarro.
- J. Navarro.
- M.A. Peña.
- I. Relanzón.
- R. Rodríguez.
- R. Serradilla.
- A. Tapia.
- J. Tostado.
- M. Udina.
- N. Vega.
- V.Vargas.

## Mapas geológicos

Cartografía elaborada con QGIS Development Team, <2017>. QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project. <https://qgis.org>.

A partir de la modificación de la fuente:

Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias a escala 1:1.000.000, edición 1995 en formato digital. <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/>

Mapa Geológico de Portugal con datos litológicos y de edad geológica a escala 1:1.000.000. Laboratorio Nacional de Energía e Geología. <http://onegeology-europe.brgm.fr/geoportal/viewer.jsp>

Persits, F. M., Ahlbrandt, T. S., Tuttle, M. L., Charpentier, R. R., Brownfield, M. E. y Takahashi, K. (2002). Mapshowing geological, oil and gas fields and geologic provinces of Africa. Open File Report 97-470A, version 2.0. U.S. Geological Survey. <https://energy.usgs.gov/OilGas/AssessmentsData/WorldPetroleumAssessment/WorldGeologicMaps.aspx>

Referencias consultadas:

Domínguez-Bella, S. y Maate, A. (Eds.). (2009). *Geología y geoturismo en la orilla sur del Estrecho de Gibraltar*. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad Abdel Malek Essaâdi, Tetuán, noviembre 2007. Universidad de Cádiz, Servicio de Publicaciones. 189 pp.

Kornprobst, J. Durand Delga, M. (1985). *Carte Géologique du Rif 1/50.000*. Feuille Sebta. Service Geologique du Maroc.

Mapa geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias a escala 1/1.000.000. Edición 2015. (En línea) (29-11-2017). [http://mapas.igme.es/gis/services/Cartografia\\_Geologica/IGME\\_Geologico\\_1M/MapServer/WMSServer](http://mapas.igme.es/gis/services/Cartografia_Geologica/IGME_Geologico_1M/MapServer/WMSServer)

Thiéblemont D. (Edit.). (2016) Geological Map of Africa at 1:10 M scale, CGMW-BRGM 2016. [http://www.brgm.fr/sites/default/brgm/publications/carte\\_geologique\\_afrique/carte\\_geologique\\_afrique\\_150dpi.pdf](http://www.brgm.fr/sites/default/brgm/publications/carte_geologique_afrique/carte_geologique_afrique_150dpi.pdf)









MINISTERIO  
PARA LA TRANSICIÓN ECOLÓGICA

ORGANISMO  
AUTÓNOMO  
PARQUES  
NACIONALES



Organización  
de las Naciones Unidas  
para la Educación,  
la Ciencia y la Cultura



Red  
Española de  
Reservas de  
la Biosfera



# INTRODUCCIÓN AL PATRIMONIO GEOLÓGICO DE INTERÉS TURÍSTICO DE LA RED ESPAÑOLA DE RESERVAS DE LA BIOSFERA



MINISTERIO  
PARA LA TRANSICIÓN ECOLÓGICA

ORGANISMO  
AUTÓNOMO  
PARQUES  
NACIONALES



Organización  
de las Naciones Unidas  
para la Educación,  
la Ciencia y la Cultura



Red  
Española de  
Reservas de  
la Biosfera