An aerial photograph of a mountain valley. A winding river flows through the center of the valley, flanked by a straight road. The surrounding mountains are covered in green vegetation, and the sky is clear and blue.

Puntos de Interés Geológico de Aragón

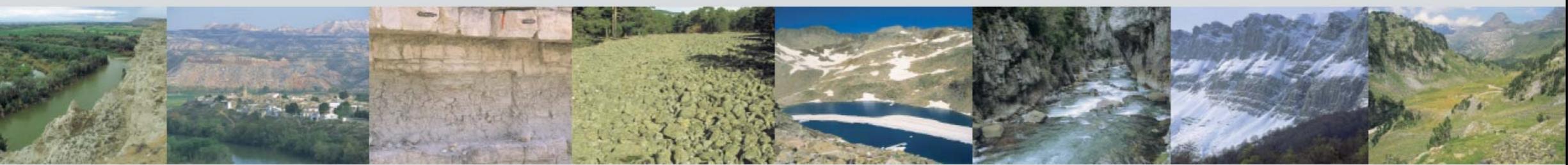
Gobierno de Aragón
Departamento de Medio Ambiente

Comité Editorial | ZetaAmaltea (Juan Caballero, Miguel García, Jesús Serrano) | Gobierno de Aragón (Ana Berga, Francho Beltrán, Oscar Fayanás, Raúl Velasco, Santiago Fábregas) | **Introducción y Unidades geológicas** | Zeta Amaltea | **Áreas Temáticas** | Estratigrafía y Sedimentología: Antonio Pérez | Geodinámica: Andrés Pocovi | Geomorfología: Mateo Gutiérrez | Hidrogeología: Antonio Azcón | Mineralogía: Constanza Fernández-Nieto | Paleontología: Eladio Liñan | Petrología: Vicente Sánchez-Cela | **Fotografías** | Gobierno de Aragón | Prames, S.A. | Julio Foster | CEDEMATE | **Cartografía** | Berta Bescós | **Diseño y Maquetación** | Versus | **Impresión** | INO | **Edita** | Gobierno de Aragón | Prames | ISBN 84-8321-097-5 |

Depósito legal Z-3201/2001

Índice Índice

Presentación	5
Introducción	8
Unidades geológicas de Aragón	11
Áreas temáticas	18
· Estratigrafía y sedimentología	
· Geodinámica	
· Geomorfología	
· Hidrogeología	
· Mineralogía	
· Paleontología	
· Petrología	
Puntos de interés geológico	41
Glosario	227
Bibliografía	232
Mapa general geológico	
Leyenda geológica general	



Introducción



El Gobierno de Aragón finalizó en el año 1995 el primer inventario de **Puntos de Interés Geológico (PIG)** del territorio aragonés, cuyo objetivo fue profundizar en el conocimiento del patrimonio geológico, proporcionar la protección necesaria y resaltar su valor educativo y científico. Dicho inventario no puede considerarse definitivo ya que las incesantes labores de investigación y exploración que distintas entidades, fundamentalmente la Universidad de Zaragoza, llevan a cabo permitirán una paulatina modificación de esta primera relación.

Esta publicación, sin ser un extracto selectivo del inventario se ha fundamentado parcialmente en él, enriqueciéndolo en sus aspectos explicativos y agrupando por temas y zonas algunos de los puntos, de manera que resulten más atractivos y accesibles al profano que las austeras y frías fichas que conforman el inventario del los **PIG**.

Queda, pues, advertido el ánimo divulgativo y didáctico de este libro, cuya utilidad no es la de una guía de campo sino la de dar a conocer una parte –la más aparente– de nuestro patrimonio geológico, expresado a través de este muestrario que recoge los vestigios más significativos de la historia geológica de Aragón.

Para la selección de áreas y puntos se ha atendido a varios criterios: su singularidad, rareza, grado de conservación, vistosidad, facilidad de acceso, etc. Como ocurre con toda selección ésta también es subjetiva y podría incluir algún otro punto diferente a los escogidos, alguno más o alguno menos. En todo caso, el abanico resultante es suficientemente representativo de la variedad geológica aragonesa y permite atraer la curiosidad del lector para convertirlo en visitante de este particular museo y, ojalá, alumno de la Naturaleza.

Como toda ciencia la Geología requiere un lenguaje inequívoco y preciso, con numerosos términos sólo comprensibles por los especialistas. La amplitud del público al que va dirigido este libro ha obligado a buscar un equilibrio entre la precisión en la redacción y la facilidad de entendimiento; por ello se han evitado, en la medida de lo posible, las palabras o conceptos excesivamente técnicos. No obstante, algunos de ellos (destacados en **negrita** en el texto), son imprescindibles y se explican en un **Glosario**¹ al final del libro, a veces acompañados de alguna ilustración explicativa. También se ofrece una colección de lecturas complementarias, en el apartado correspondiente a Referencias Bibliográficas, para

aquellos que deseen profundizar más tanto en aspectos puramente geológicos como en los de índole territorial.

La Tierra, desde su formación hace unos 4.500 millones de años, se encuentra en continua evolución; desde entonces no ha dejado de cambiar, si bien a una velocidad mucho más lenta que la que podemos percibir a nuestra escala. Estos cambios son el resultado de la interacción de numerosos procesos, internos y externos, de los que, frecuentemente, quedan vestigios claramente reconocibles. Unas veces estos vestigios están aislados entre sí y pueden observarse directamente en el campo a corta-media distancia: son los **puntos de interés geológico**. En otras ocasiones requieren mayor amplitud para su contemplación y comprensión, o aparecen suficientemente próximos entre sí y se han denominado **áreas de interés geológico**.

Por este motivo, para enmarcar los puntos y áreas que se describen en su adecuado contexto geológico, se incluye una introducción a la geología de Aragón en la que, como es tradicional, se explican los tres ámbitos o **unidades geológicas** que pueden reconocerse: los Pirineos, la Depresión del Ebro y la Cordillera Ibérica. Estos ámbitos o unidades no son sino zonas relativamente homogéneas que han sufrido los mismos procesos y fenómenos geológicos y de los que observamos diferentes respuestas y manifestaciones.

La Geología –como la mayor parte de las disciplinas– se analiza desde diferentes puntos de vista o ámbitos en que se puede dividir y que, en este caso, hemos denominado **áreas temáticas**; a ellas se dedica un capítulo. Estas áreas no son sino miras particulares del conjunto de procesos: así, cuando un punto se encuadra en la unidad temática de *Petrología* significa que lo más destacable de ese punto, o aquello que suscita su principal interés (no necesariamente el único), radica en su composición mineralógica, su textura, su origen, etc. Se incluye además una clasificación de los **PIG** atendiendo al área temática en que se encuadran para que los lectores más curiosos puedan recorrer este libro bajo un determinado prisma.

Por último se ha incorporado una escala gráfica del **tiempo geológico** donde se pueden consultar las edades y divisiones que se han empleado en el texto.

1. Las definiciones que figuran en el Glosario se han tomado preferentemente del Diccionario de Geología de FOUCAULT y RAOULT (1987). Sin embargo, muchos conceptos y definiciones no se hallan incluidos en el mismo o se encuentran excesivamente confusos, por lo que en esos casos se ha optado por definiciones procedentes de bibliografía alternativa, la cual queda descrita en el capítulo correspondiente.

Unidades Geológicas de Aragón



En Aragón están representados tres grandes ámbitos geológicos que se extienden más allá de los límites territoriales de Aragón y que se disponen a modo de bandas de dirección aproximada noroeste-sureste. Estos ámbitos son:

- La Depresión Central o Valle del Ebro.
- La Cadena Ibérica con los Catalánides, y
- La Cordillera Pirenaica (que incluiría a los Pirineos propiamente dichos, los montes vascos y cantábricos).

1. La Depresión Central



El valle del Ebro, orlado por las alineaciones montañosas citadas, discurre por la zona central de Aragón. Estos depósitos de origen terciario y cuaternario aparecen actualmente denudados por la acción de una compleja red fluvial. El río Ebro, que cruza en dirección ibérica (NO-SE), vertebró toda esta red y configura esta depresión entre las cadenas montañosas circundantes. Sin embargo, no siempre fue así.

En la Era Mesozoica, en el actual valle del Ebro se podía reconocer una zona emergida, a la que algunos autores han dado el nombre de "Macizo del Ebro", rodeada de mares tropicales en los que se sedimentaban los carbonatos que han dado lugar a las rocas calcáreas de la Cadena Ibérica y del Pirineo.

Cuando el movimiento relativo de las grandes placas africana y europea supuso un acercamiento de ambos continentes, la pequeña placa ibérica se vio obligada a realizar un desplazamiento que dio lugar a la apertura del golfo de Vizcaya y al levantamiento de las actuales cadenas periféricas.

Simultáneamente el mar fue retirándose hacia Valencia y hacia el sur de los Pirineos, configurando una gran región endorreica en el interior. Conforme se alzaban las áreas montañosas marginales esta región se rellenaba con los materiales (moladas) procedentes de la erosión de estos relieves. La cercanía o lejanía al área fuente de la que proceden los materiales queda reflejada en cualquier depósito sedimentario en una gradación del tamaño de partícula. De este modo, la existencia de materiales finos de naturaleza margoevaporítica en el entorno de Zaragoza sitúa a ésta en el centro sedimentario de aquella cuenca endorreica continental durante sus últimos estadios.

Avanzado el Terciario sedimentaban en esta región calizas lacustres, de las que quedan abundantes muestras en La Muela y la Plana de Zaragoza, en las Bardenas, en los Montes de Castejón, en la Muela de Borja o en la Sierra de Alcubierre. El progresivo relleno de esta cuenca interna endorreica obligó finalmente a desbordarse por encima de la Cadena Catalana abriendo una vía directa al mar y acabando con las condiciones endorreicas de la zona. Todo este proceso ocasionó en la región un caos ambiental de gran magnitud. La salinidad de las aguas disminuiría rápidamente provocando significativos cambios en la sedimentación y en la biota. Se produjo un nuevo ordenamiento de la red de drenaje, apareciendo un proto-Ebro dirigido hacia el nuevo nivel de base representado desde ese momento por el del mar Mediterráneo, entre 600 y 800 metros más bajo que las parameras calcáreas antes citadas.

Este paso de endorreísmo a exorreísmo pudo tener lugar durante el Mioceno Medio, posiblemente de forma progresiva desde hace unos 15 millones de años hasta hace unos 10 millones de años. Comenzaría entonces el enorme vaciado erosivo que ha tenido lugar en toda la cuenca del Ebro a raíz de la captura progresiva de la gran extensión lacustre por erosión remontante de los barrancos que salían al Mediterráneo.

El cambio de nivel de base proporcionó una gran energía potencial al sistema. Los ríos que descienden desde las montañas periféricas arrastraron grandes volúmenes de sedimentos que, activados por las alternancias glaciares e interglaciares del Cuaternario, formaron varios niveles de terraza-glacis. Es clásica la distinción, entre otros, de cuatro destacados niveles de terraza, llegando a situarse el primero y más antiguo de ellos a más de 100 metros por encima del cauce actual del Ebro.

2. La Cadena Ibérica



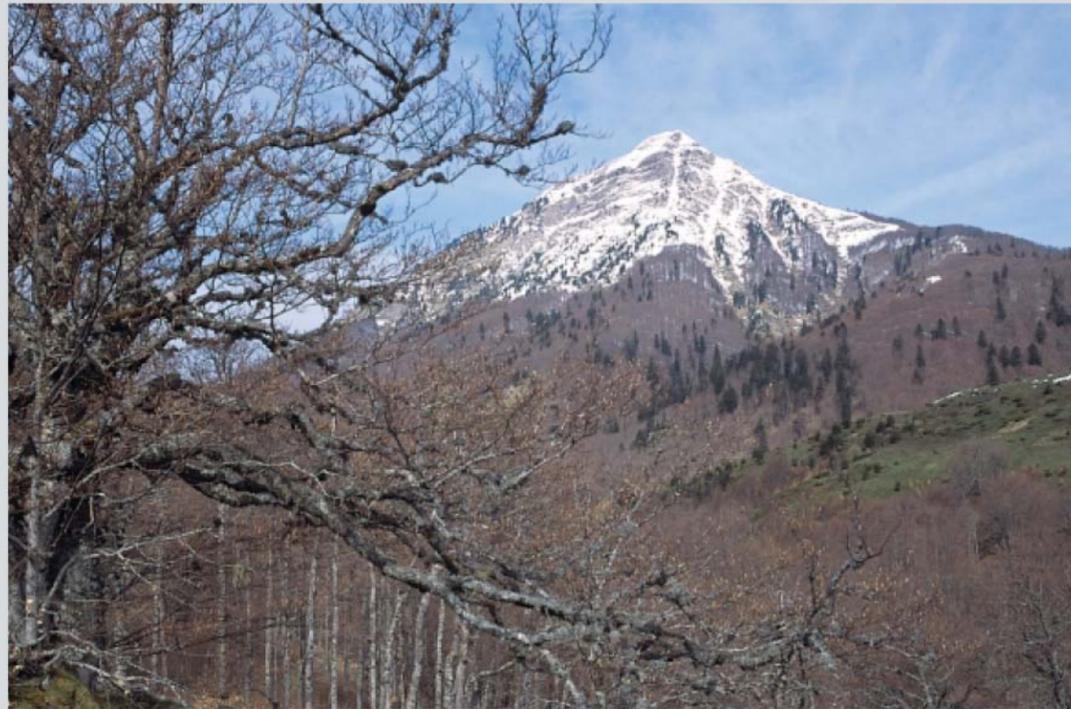
Esta cadena se extiende desde el macizo de la Demanda en la provincia de Burgos hasta el Priorato tarraconense en el extremo oriental. En ella podemos reconocer una gran complejidad litológica y estructural propia de la evolución de las cadenas intracontinentales.

En la Cadena Ibérica aparecen materiales que representan toda la columna estratigráfica, desde los precámbricos que podemos visitar en el valle del Jalón a los cuaternarios más recientes en sedimentos actuales. Este ámbito incluye rocas plutónicas, metamórficas y sedimentarias, y entre éstas, detríticas, evaporíticas y carbonatadas.

Sus rasgos estructurales son propios de la orogenia alpina aunque de menor envergadura que las cordilleras europeas. La estructura, la sedimentación y la distribución de materiales en la actual Cadena Ibérica han estado condicionados por el movimiento relativo de ciertos bloques del basamento, que ha dado lugar a un sistema de plegamientos y fracturas característicos.

El tránsito entre esta cadena montañosa y la depresión central ha sido suavizado por los agentes geodinámicos externos responsables del modelado, pero no obstante, hay unos límites geológicos claros entre uno y otro ámbito. La cadena cabalga sobre la depresión mediante unas fracturas inversas que facilitan el movimiento hacia el norte. Estas fracturas tienen gran continuidad y se conocen como *frente noribérico*; pasan bajo Tarazona, cruzan el Jalón a la altura de Lumpiaque (Zaragoza) y el Hueva por Botorrita (Zaragoza). Hacia el este el *frente noribérico* está situado más al norte, avanzando hasta Mediana de Aragón (Zaragoza) y dirigiéndose hacia el Ebro en la zona meandriforme de Sástago. Un relevo a esta estructura viene rodeando a la Sierra de Arcos y cruza el río Martín a la altura de Albalate del Arzobispo (Teruel). Nuevamente se reconoce otra estructura en relevo por el norte de Puigmoreno, que cruza el río Guadalupe a la altura del embalse de Caspe, y el Matarraña en las inmediaciones de Maella (Zaragoza).

3. | Los Pirineos



Al norte de la Depresión Central se extiende la Cordillera Pirenaica, formada entre el Cretácico Superior y el Mioceno Inferior a resultas de la convergencia entre las placas ibérica y europea. A diferencia del caso de la cadena Ibérica, de tipo intracontinental, los Pirineos responden al modelo de evolución de una cordillera con desaparición de la corteza oceánica que soportaba la cuenca de sedimentación y con la intrusión de las raíces graníticas que destacan en las más altas cimas de la zona axial: macizos de La Maladeta-Aneto, de Panticosa, dando lugar a un notable engrosamiento de la corteza continental que mediante una sucesión de fracturas inversas se ha ido acumulando sobre sí misma.

En los Pirineos hay un elemento estructural mayor que es la falla Norpirenaica, relacionada con la fractura que articula el movimiento de la península (placa Ibérica) respecto al continente europeo, separando dos ámbitos: el norpirenaico, al norte, que se extiende hasta la cuenca de sedimentación de Aquitania en Francia; y el surpirenaico, mucho más ancho, hacia el sur.

La Norpirenaica es también la traza de la estructura de colisión entre las dos placas, que elevó la zona axial por engrosamiento de la corteza granítica, favoreciendo el deslizamiento de grandes mantos hacia el Ebro: Gavarnie (el más bajo), Cotiella (flotando sobre el anterior), Montsec, Pedraforca.

En la cuenca pirenaica la sedimentación está íntimamente ligada a la evolución tectónica de la cadena. Cuando se produjo el giro de la península, antes citado, abriendo el golfo de Vizcaya o de Gascuña y levantándose con ello la zona axial, se creó el surco de Jaca, donde el mar persistió durante el Paleógeno. La parte oriental se ocupó por el manto del Montsec, y en la zona central y occidental se desarrollaron ambientes desde deltaicos (Ribagorza) a turbidíticos (en una amplia zona que va desde Jaca hasta Pamplona), quedando al sur una plataforma carbonatada que terminará dando lugar a las calizas de la Sierra de Guara.

El relleno sedimentario del surco pirenaico se produjo durante el Eoceno, en la Era Terciaria, que culminó con una progresiva continentalización del medio, retirándose el mar hacia el sur y quedando abierto hacia Bilbao. Todo el sistema fue ganándole terreno al mar (progradando) hacia el oeste con rapidez, aunque se fueron dejando algunas cuencas endorreicas limitadas (yesos de Barbastro).

Cuando se produce la implantación "definitiva" del manto de Gavarnie, al final del Oligoceno, el recorrido del frente es del orden de 20 km. Después todos los productos de la erosión son molasas: conglomerados de Riglos, Fm. Sariñena y otras, que inician el relleno de la depresión del Ebro. El tránsito entre los Pirineos y la depresión del Ebro viene marcado por un plano de falla inversa (cabalgamiento). En Aragón este cabalgamiento corresponde fundamentalmente al frente de Gavarnie (o de la unidad del Guarga), y pasa al sur de las sierras de Sto. Domingo-Guara y Marginales Catalanas.

En el Pirineo son frecuentes los complejos endokársticos de gran desarrollo espeleológico, favorecidos por procesos glaciares y periglaciares. Entre ellos merecen citarse los sumideros de Cupierlo en Guara o de Aigualluts y La Renclusa en el alto Ésera.

Áreas temáticas



1. | Estratigrafía y sedimentología



Cuando se realiza una observación general del Mapa Geológico de Aragón, rápidamente se aprecia que más del 90% del territorio está constituido por rocas sedimentarias y que estas rocas abarcan un amplio intervalo de tiempo, existiendo afloramientos atribuidos al Precámbrico con una edad superior a los 600 millones de años, así como al Paleozoico, Mesozoico, Terciario y Cuaternario, es decir, a todos los tiempos geológicos.

El estudio detallado de todas estas rocas, su descripción, datación, ordenación espacial y temporal, su génesis y disposición, nos aporta una información muy precisa a partir de la cual es posible reconstruir la Historia Geológica de Aragón.

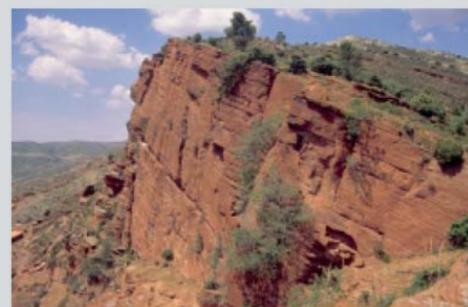
De todo ello se ocupa la Estratigrafía y su disciplina la Sedimentología. De manera que la Estratigrafía es la rama de la Geología que trata del estudio e interpretación de las rocas sedimentarias y estratificadas, estableciendo las correlaciones temporales entre sí y la cartografía de las mismas. En este sentido la Estratigrafía aporta una visión ordenada en el tiempo de los procesos responsables de su génesis, deduciendo a través de los estudios sedimentológicos, los medios sedimentarios en que se han depositado.

Cuando los sedimentos llegan a la consolidación se introduce el concepto de roca sedimentaria, o sea, roca formada por partículas sedimentarias depositadas en forma de capas o estratos, de donde procede el nombre de rocas estratificadas. El estrato es la herramienta básica del análisis estratigráfico. Los estratos son como las páginas de un libro; en ellos quedan registrados de una manera ordenada los acontecimientos geológicos acaecidos durante el tiempo de su formación. Así, a través del estudio de su composición, de las estructuras sedimentarias, contenido en fósiles y su disposición estructural, se pueden deducir las características de los medios de sedimentación donde se formaron y, conocida su edad y ordenación temporal, establecer de una manera continuada los cambios ocurridos a lo largo de los tiempo geológicos, además de saber cómo eran las cuencas sedimentarias donde se generaron.

Los estratos se agrupan a su vez en unidades litoestratigráficas caracterizadas por conjuntos de estratos de una misma litología. Denominándose sección o columna estratigráfica a la sucesión cronológica de todas las unidades litoestratigráficas de una región, bien que afloren o que se corten en sondeos.

Aragón presenta una columna estratigráfica muy completa y con excepcionales afloramientos, de manera que debido a condicionantes morfológicos y estructurales se puede considerar como un libro abierto de Estratigrafía, cuya lectura nos permite reconstruir la Historia Geológica de la Comunidad Aragonesa.

Así, los afloramientos de materiales más antiguos se pueden observar en la Cordillera Ibérica, en concreto en la región de Paracuellos de la Ribera en la cuenca del Jalón, y corresponden al Precámbrico. Los materiales del Paleozoico constituyen el basamento estratigráfico general, con buenos afloramientos en Pirineos y Cordillera Ibérica. Aquí se reconoce una serie de más de 8.000 metros de espesor en la que se han definido nu-



merosas formaciones que han llevado nombres de localidades aragonesas (Ateca, Murero **(47)**, Huérmeda, Santed, Montalbán **(54)** ...) a la literatura geológica de carácter internacional. Durante este tiempo el territorio que ocupa la actual Comunidad Autónoma Aragonesa estaba cubierto por un mar somero con una plataforma marina afectada por fuertes tormentas.

Sobre las rocas del Paleozoico se apoya la sucesión mesozoica, la cual presenta una columna estratigráfica de unos 1.500 m de potencia y está constituida predominantemente por potentes sucesiones de calizas. Ahora bien, se inicia por un conjunto de areniscas rojas, denominadas Rodeno en la Sierra de Albarracín **(36, 69)**, y conocidas con el nombre de facies Buntsandstein, que en esta sierra y en otras de la Cordillera Ibérica (p.e. Peñarroyas de Montalbán **(54)**) forman espectaculares paisajes dignos de visitar. La sucesión carbonatada antes mencionada, corresponde al Jurásico y Cretácico Superior y representa la sedimentación en una plataforma marina con desarrollo de arrecifes **(78)** y en un ambiente similar al actual mar del Caribe. Buenos perfiles de la sucesión jurásica se pueden observar en los relieves en cuesta de Ricla y en las regiones de Moyuela y Galve **(65)**. El Cretácico aflora en todo el Maestrazgo y amplias regiones del sector central de la Cordillera Ibérica **(66)**. En concreto en la región del embalse de La Tranquera han sido definidas formaciones con nombres aragoneses (Fm Jaraba, Fm Tranquera, Fm Nuévalos, entre otras) y en el Pirineo constituyen elevados cerros en el Valle de Hecho. Mención especial merecen las formaciones Escucha y Utrillas, situadas en el Cretácico Inferior y definidas formalmente en esta región de la Cordillera Ibérica, donde se sitúa el Perfil-Tipo de las mismas reconocido con carácter internacional. Son las unidades estratigráficas que contienen los carbones de las cuencas mineras turolenses **(52, 61)**. Sus depósitos se generaron en un medio sedimentario de marismas, pantanos y deltas propios de áreas próximas a la línea de costa.

Recubriendo los materiales mesozoicos aparecen las rocas del Terciario. Los Pirineos durante esta época estaban en proceso de creación como cordillera. Durante el Paleógeno en esta región había una profunda cuenca sedimentaria marina donde se acumuló una serie de areniscas de más de 4.000 metros de espesor; visible hoy en sucesiones estratigráficas atravesadas por los ríos Aragón y Gállego **(2, 3)**. Al final del Paleógeno el mar se retira definitivamente de Aragón. El Pirineo se eleva y se individualiza la Cuenca del Ebro como tal. Durante el Mioceno en esta cuenca existieron sistemas de abanicos aluviales procedentes del Pirineo e Ibérica. Los efectos en cuanto a la sedimentación quedan registrados en espectaculares perfiles de conglomerados, por ejemplo en los alrededores de Riglos **(2.2)** y Los Fayos, de Tarazona. En el centro de la Cuenca del Ebro se desarrolló un gran lago salino donde se formaron los yesos de Monnegros y Zaragoza (Fm Zaragoza) y que debido a un cambio climático

hacia condiciones de mayor humedad, este lago pasó a ser carbonatado y en él se generaron las calizas de La Muela, Montes de Castejón y Al-cubierre.

Finalmente hay que citar como culminación de la columna estratigráfica de Aragón los depósitos cuaternarios representados por las gravas de los ríos actuales y los sedimentos de las lagunas saladas de Monegros (19) y Gallocanta (30), paraísos de la Naturaleza donde hoy se pueden observar procesos sedimentarios actuales.

La difusión y puesta en valor de los diferentes perfiles estratigráficos es fundamental para garantizar su conservación, ya que muchos de ellos presentan un elevado interés tanto científico como didáctico a todos los niveles del conocimiento.

En conclusión, la Estratigrafía es una ciencia que tiene dos enfoques diferentes y complementarios: el científico, cuyo objetivo es la ordenación temporal e interpretación genética de las rocas, y el aplicado, cuya finalidad es localizar recursos naturales explotables. Así, el avance en el conocimiento científico facilita la prospección de materias primas (en particular el petróleo, y en Aragón los campos de gas del Serrablo en Sabiñánigo) localizadas en el interior de las cuencas sedimentarias donde se han generado las diferentes rocas del registro estratigráfico.

ANTONIO PÉREZ GARCÍA

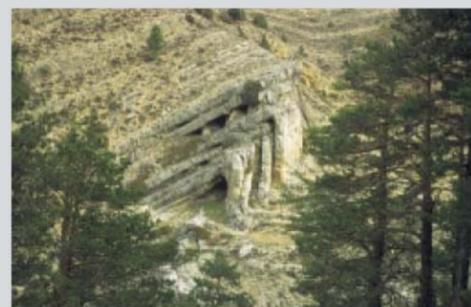
Facultad de Geología de la Universidad de Zaragoza



dades debemos aplaudir con la máxima intensidad las iniciativas y esfuerzos que han dado lugar a la realización de este INVENTARIO DE PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO DE ARAGÓN, ¡... y lo hacemos!

Hay otros aspectos a considerar; y el primero que se me ocurre es el de la vulnerabilidad, en relación con lo cual también citaré las mismas especialidades en el mismo orden en términos de mayor a menor riesgo (con la excepción de la hidrogeología, puesto que el riesgo y las consecuencias de la alteración de las condiciones naturales de los acuíferos tiene connotaciones muy particulares). Y en función de esta vulnerabilidad, la posibilidad de aplicar medidas protectoras nacerá del conocimiento que arranca del INVENTARIO. Sin ánimo de hacer imprudentes generalizaciones y asumiendo que cada caso es "caso particular", se puede decir que en gran medida los puntos de interés desde el punto de vista tectónico son los menos vulnerables ante la actividad constructora (antropización del medio natural), el vandalismo o el mercantilismo. Cuestión de tamaño, preferentemente...

Por cierto que, habiendo hecho alusión al tamaño de los puntos de interés de la tectónica, subrayemos que a menudo las estructuras geológicas sólo se perciben tras laboriosos trabajos de cartografía en los que se sintetizan observaciones de detalle, estudio de la fotografía aérea, geofísica y diversas técnicas más especializadas. De modo que a menudo los PUNTOS DE INTERÉS desde el punto de vista tectónico generalmente serán aspectos parciales, especialmente representativos, de un contexto más amplio.



2. Geodinámica

En lo concerniente a la tectónica, los objetos catalogables como patrimonio generalmente tienen que observarse desde una óptica especial, al menos para los ojos de los que hemos aprendido a valorar y usar como referencia los objetos conservados en los museos de ciencias naturales. Es obvio que en paleontología, mineralogía, petrología e incluso en estratigrafía (para esta última pensando en las estructuras sedimentarias, p. ej.) es normal que se recoja y conserve en colecciones material científicamente valiosísimo. Este material, aunque no transmita toda la información que contiene en su lugar de origen, con la preparación museística puede ganar vistosidad y atractivo. En hidrogeología, geomorfología y tectónica, existe el recurso "museístico" de las modelizaciones a escala y la realidad virtual, pero el verdadero objeto patrimonial está "en su sitio", en la Naturaleza. Ex-puesto este punto de vista podría decir que desde estas últimas especiali-

El territorio aragonés es privilegiado en extremo en lo concerniente a esta especialidad, lo que queda sobradamente reconocido por el sinnúmero de cursos, campamentos y excursiones de prácticas que aquí organizan centros universitarios de toda Europa.

Lo más llamativo de la Cadena Ibérica, la Cuenca del Ebro y los Pirineos se encuentra en Aragón. En la constitución de estas tres unidades interviene el registro de 230 millones de años de historia sedimentaria (desde el inicio de la Era Secundaria) ligada a un sector del margen de la Pangea, sucesivamente invadido y abandonado por las aguas del Tethys occidental, e involucrado en la tormentosa historia de la microplaca ibérica, que al ser "estrujada" entre las placas africana y eurasiática determinó la formación de nuestras cadenas alpinas. Por si esto fuera poco, la erosión ha trabajado duro en estas cadenas, de manera que en las partes más levantadas ha llegado a eliminar completamente aquel registro sedimentario hasta destapar el substrato sobre el que empezó a depositarse. Substrato que formaba parte de la Pangea, y en el que aún podemos identificar las estructuras de la orogenia hercínica, que ocurrió hace entre 340 y 310 millones de años y afectó a los sedimentos depositados desde los inicios de la Era Primaria (570 millones de años), y también identificar restos de otro substrato aún más antiguo (Precámbrico) y deformado con anterioridad.

Si el lector que llega a esta página desea alguna sugerencia para tomar contacto con los puntos de interés relacionados con la tectónica, puede dar por sentado que en este INVENTARIO encontrará las mejores opciones. Como primera proposición, sin lugar a dudas, visite el **Parque Geológico de Aliaga (32)**. Véalo sin prisas. No permita que toda su atención sea absorbida por los objetos de detalle (con excelentes explicaciones al lado). Tenga bien presente que aquí, volviendo a las alusiones museísticas del principio, las piezas de museo no son más importantes que el "edificio" que las contiene. Recréese en las panorámicas y en los excelentes paneles explicativos. Recorra al magnífico libro guía del Parque para situarse en el contexto de la Cadena Ibérica. Le quedará una idea muy significativa de lo que ha representado la tectónica alpina en el NE de la placa ibérica.

Para complementar la visión de la estructura de la parte aragonesa de la Cadena Ibérica, este INVENTARIO ofrece otras excelentes opciones. Como ejemplo valga el **Entorno de Alhama (41)**. El visitante debe adoptar la misma actitud comentada con el Parque Geológico de Aliaga. Pero ahora por propia iniciativa: Aproxímese al roquedo para identificar facies y estructuras sedimentarias, contenido en fósiles, rasgos morfológicos, etc. Luego utilice las excelentes panorámicas que ofrece el entorno para situar aquellas observaciones y localice todo ello en un mapa general de la Cadena.



En caso de dirigir el interés hacia los Pirineos, encamine sus pasos al corte del río Gállego y mallos de Murillo de Gállego y de Riglos (2). No se deje deslumbrar por la magnificencia del entorno y aplique el mismo procedimiento de observación ya comentado. Identifique el límite entre la Cuenca del Ebro y las Sierras Exteriores pirenaicas (3). Vea cómo mientras se plegaban y levantaban las capas de calizas de las sierras, la erosión se cebaba sobre ellas y los materiales que les arrancaba se acumulaban a sus pies si se trataba de fragmentos de gran tamaño (capas de conglomerados de los mallos) y se dispersaban hacia el interior de la cuenca los más finos. Intente imaginar cómo han actuado los movimientos tectónicos desde que aquellas capas de calizas se depositaron en posición horizontal hasta el estado actual. Aprecie cómo la erosión del río Gállego ha practicado una incisión perpendicular a la estructura y nos permite ver sus entresijos. No se conforme con esta ínfima muestra de la estructura de los Pirineos y diríjase a las Sierras Interiores sin olvidar que desde que ha cruzado las Sierras Exteriores está pisando terreno "alóctono" (desplazado del lugar donde se sedimentó), empujado contra el margen de la Cuenca del Ebro. Como muestra de la estructura de las Sierras Interiores, vea los cabalgamientos de Lizara remontando el río Osia. La panorámica de Bernera tiene reputación internacional como ejemplo espectacular de sistema de cabalgamientos y punto clave de la tectónica pirenaica. Si el visitante dispone de tiempo y buena forma física, prosiga hacia el Valle de Los Sarrios para permitirse una buena panorámica sobre el Pirineo Axial, que está formado por los materiales paleozoicos ya afectados por la orogenia hercínica, como ocurría también en la Cadena Ibérica. Si se siente motivado por ver hasta qué punto estos materiales de la Era Primaria están re TRABAJADOS por la orogenia alpina al formarse los Pirineos, visite Pineta en el contexto Parque de Ordesa, Monte Perdido y Valle de Pineta (1); y allí explore la "ventana tectónica de La Larri", que también es un ejemplo de estructura de interés internacional. El visitante también aquí tendrá que poner de su parte el esfuerzo mental adecuado para que la belleza del entorno no absorba toda su atención y deje un resquicio a la observación de la estructura.

Entre la Cadena Ibérica y los Pirineos nos hemos saltado la Cuenca del Ebro. Si bien es verdad que desde el punto de vista tectónico resulta menos espectacular que las cadenas alpinas, no debemos pasar por alto el hecho de que el propio origen de la Cuenca se debe a la tectónica, pues queda configurada a consecuencia del levantamiento de los Pirineos, la Cadena Ibérica y las cadenas Costero-catalanas. La erosión de estos relieves circundantes suministró los sedimentos que la rellenaron entre el Eoceno y el Mioceno (Era Terciaria). Luego, la evolución del Mediterráneo occidental, con el hundimiento de la zona costera permitió que empezaran a evacuar sedimentos hacia el mar a través de los cauces fluviales que atravesaban las cadenas Costero-catalanas. El Ebro adquirió todo su protagonismo y las incisiones realizadas por éste y su red de

afluentes entre aquellos sedimentos nos permiten ahora observar la sucesión de sedimentos en la vertical. Especialmente interesantes son las situaciones en que compiten el desarrollo de las estructuras y la acumulación de sedimentos que tiende a cubrirlas (fossilizarlas), como ocurre en el ya mencionado corte del río Gállego y mallos de Murillo **(2)** o en el también impresionante Barranco de la Rabosera. No hay que renunciar a apreciar el significado de las casi ubicuas diaclasas en alguno de los puntos privilegiados, como el afloramiento de Val Cabrera en Peñalba, o estructuras sencillas y extensas como el anticlinal de Miraflores en Caspe; sin embargo los temas sedimentológicos son los protagonistas en el marco de la Cuenca del Ebro.

No tome estas sugerencias como una tentativa de establecer categorías o distinciones por calidades. No se trata de relegar a segundo término puntos como el cabalgamiento de Daroca, los pliegues de Alcaine, el Parque de la Sierra y los Cañones de Guara **(3)**, tal vez más apreciado, estudiado y disfrutado por franceses que por españoles, o el recóndito corte de Calasanz-Juseu, o los singulares ejemplos de deformaciones que afectan a depósitos cuaternarios del embalse de Canelles, o del anticlinal de Barbastro, etc., etc. Sólo se pretende un cierto enfoque didáctico para no iniciados. Tampoco debe tomar este INVENTARIO como una lista cerrada. No le quepa duda que todos los puntos mencionados son de reconocido interés, pero, como seguramente remarcarán sus editores, hay que atreverse a hacer otras propuestas.

ANDRÉS POCOVI

Facultad de Geología de la Universidad de Zaragoza

3. Geomorfología

El territorio de la Comunidad de Aragón posee una importante riqueza geomorfológica, muy posiblemente la más importante de todas las comunidades de la Península Ibérica. Esta variedad obedece a las diferencias litológicas, que resultan de los afloramientos de rocas con edades desde hace unos 600 millones de años, que aparecen compartimentados en tres grandes unidades morfoestructurales: Pirineos, Depresión del Ebro y Cordillera Ibérica. También las diferencias climáticas existentes inciden en la actividad de los procesos geomorfológicos, generadores de las formas del relieve.

En zona axial pirenaica la sobreexcavación glacial junto con la incisión fluvial han generado un fuerte contraste de relieve. En ella se reconocen



diferentes formas estructurales y morfológicas glaciares y periglaciares **(1)**. Las zonas de mayor altura están dominadas por circos glaciares, aristas y picos apiramidados, que alcanzan un gran desarrollo en la cabecera de los ríos Aragón, Gállego, Cinca y Ésera. Estos circos alimentaban a numerosas lenguas glaciares de decenas de kilómetros de largo, que depositaron morrenas laterales y terminales **(9)**, depósitos glaciolacustres de obturación y sedimentos fluvio-glaciares **(34)**. Estas morfologías se desarrollan en los valles de Ansó, Hecho, Canfranc, Tena, Broto, Pineta-Biel-sa, Benasque y Noguera Ribagorzana. En la actualidad los glaciares persisten en la vertiente meridional de la cordillera, en los macizos de Balaitus, Infiernos, Vignemale, Monte Perdido, Munia, Posets, Perdiguero y Maladeta. El modelado periglacial acompañante se circunscribe a glaciares rocosos, canchales, por lo general funcionales, y depósitos de soliflu-xión. Los grandes valles pirenaicos discurren encajados **(6, 8, 11, 14)**, fundamentalmente en dirección N-S, ocupando en el Pirineo Axial y Sierras Interiores las artesas glaciares previamente elaboradas. Al llegar a la Canal de Berdún, constituida por materiales blandos, los valles se ensanchan y desarrollan un sistema de glaciés y terrazas. Las formaciones carbonatadas del Cretácico Superior y Eoceno del Macizo de Marboré-Monte Perdido presentan lapiaces, campos de dolinas y poljes, junto con un endokarst de gran desarrollo. También la karstificación es importante en este sector, en las sierras de Tendeñera, Bernera y Cotiella. En las Sierras Exteriores, las calizas eocenas aflorantes en la Sierra de Guara **(3)** presentan una intensa karstificación con poljes, campos de pequeñas dolinas en pozo orientadas y un endokarst de gran desarrollo.

En la Depresión del Ebro destacan, en el contacto con la Sierras Exteriores pirenaicas, los espectaculares monolitos de conglomerados (localmente denominados mallos) de Riglos y Agüero **(2.2)**. En los flancos del anticlinal de Barbastro las areniscas elaboran morfologías discontinuas de barras, hogbacks y cuevas. Las formaciones neógenas presentan una disposición horizontal compartimentada por la red fluvial, que da origen a relieves en mesas y plataformas, fundamentalmente calizas. Unas, en posición dominante (Plana y Muela de Zaragoza, Muela de Borja, Plana Negra, Montes de Castejón y Sierra de Alcubierre) y otras en situación topográfica más baja, como la plataforma de Bujaraloz-Las Menorcas. Sobre ésta se encuentra el mayor campo de dolinas de la Depresión del Ebro, que también constituyen lagos salinos o playas. En la Muela de Zaragoza se reconocen campos de pequeñas dolinas muy degradadas. Sin embargo, la actividad kárstica más extensa y significativa se reconoce en los yesos oligocenos del anticlinal de Barbastro y en los miocenos de los alrededores de Zaragoza. Se trata fundamentalmente de un karst cubierto por material aluvial y se manifiesta por extensos campos de dolinas en cubeta y en pozo, por el desarrollo de un endokarst y por importantes engrosamientos aluviales por disolución de las evaporitas infrayacentes. Esta karstificación de los yesos afecta considerablemente a las actividades humanas. En la Depresión del Ebro los deslizamientos más importantes son los de Alfajarín, que afectan a la formación yesífera miocena. Se reconocen en otros lugares deslizamientos rotacionales (Plana Negra), movimientos en masa (Muela de Borja) y caída de bloques. Las laderas evolucionan retrocediendo paralelamente a sí mismas originando facetas triangulares de ladera, como en Mezalocha-Villanueva de Hueva, donde se diferencia una secuencia de cinco niveles de facetas y la S₄ tiene una edad de 35.000 años, con un retroceso de 0,9-1 mm/año. En su evolución la red fluvial ha generado un sistema de glaciares y terrazas que ocupan aproximadamente la cuarta parte de la Depresión en territorio aragonés. La actividad eólica se debe básicamente al cierzo, viento dominante y racheado de dirección NO. Se observan algunos ventifactos, pavimentos incipientes, depresiones cerradas alargadas (Valdespartera), que se interpretan como cubetas de deflacción, y acumulaciones de limos en los valles de fondo plano, a barlovento de laderas y taludes.

La Cordillera Ibérica se caracteriza por extensos aplanamientos, con frecuencia escalonados, sobre los que destacan las diferentes alineaciones de sierras (Moncayo-Algairén-Montalbán; macizos de la Sierra de Albarracín y Menera) y otras formas domáticas de escasa energía de relieve (macizos de Gúdar y Javalambre). La Cadena Ibérica está articulada por el sistema de fosas de Calatayud-Teruel, que presentan diferentes direcciones. Los restos glaciares más meridionales de la Cordillera se localizan en la Sierra del Moncayo (2.316 m), donde se ubican tres circos glaciares **(28)** con morrenas en la salida de los mismos, acompañadas de formas periglaciares (nichos de nivación, laderas de bloques, canchales, etc.). En el resto de la Cordillera el modelado debido a las etapas frías cuaternarias se sitúa en las zonas eleva-



das, como en la Sierra de Gúdar con protalus rampart **(67)**, grèzes litéas y nichos de nivación. En la Sierra de Javalambre **(37)**, además de estas formas se localizan círculos clasificados, escalones y laderas de bloques. Finalmente, en la Sierra de Albarracín se han desarrollado laderas y ríos de bloques **(34)**, de grandes dimensiones, grèzes litéas y canchales. La característica de denudación más importante corresponde a la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica, de edad pliocena inferior. Sobre ella se desarrollan en las calizas extensos campos de dolinas en artesa y embudo, así como dolinas en pozo (Sima de San Pedro **(51)**, Pozondón, Frías de Albarracín **(33)** y Manzanera). Como consecuencia de la articulación del relieve aplanado por una fase distensiva, se generan numerosos poljes en todo el sector aragonés de la Cordillera Ibérica. En la actualidad unos permanecen cerrados (Galocanta y Llanos de Villaseca) y otros abiertos como los de La Ginebrosa, Cañada Hermosa, Mosqueruela y Torrijas-Abejuela. Los poljes presentan varias superficies de aplanamiento por disolución desnudas, escalonadas y con huellas de corrosión kárstica. Sobre ellos se localizan, en ocasiones, campos de dolinas. El endokarst alcanza un escaso desarrollo, siendo la Cueva de Molinos **(55)** el ejemplo más característico. También se reconocen los efectos de la disolución de las evaporitas en la confluencia de los ríos Jiloca y Jalón (Fosa de Calatayud) y en el río Alfambra, Villalba Baja (Fosa de Teruel). En el primero de ellos, se localizan dos espectaculares colapsos de 4,4 y 12 km². Igualmente, se observa un importante engrosamiento de los aluviones y deformaciones dúctiles y frágiles en los mismos. La disolución permanece activa y provoca serios problemas, sobre todo en Calatayud. Las áreas constituidas por sedimentos margo-arcillosos presentan con frecuencia, en sus vertientes una soliflucción generalizada y en algunas laderas se desencadenan deslizamientos, como en la Sierra de Javalambre. Por otra parte, se reconocen varias etapas de evolución de laderas.

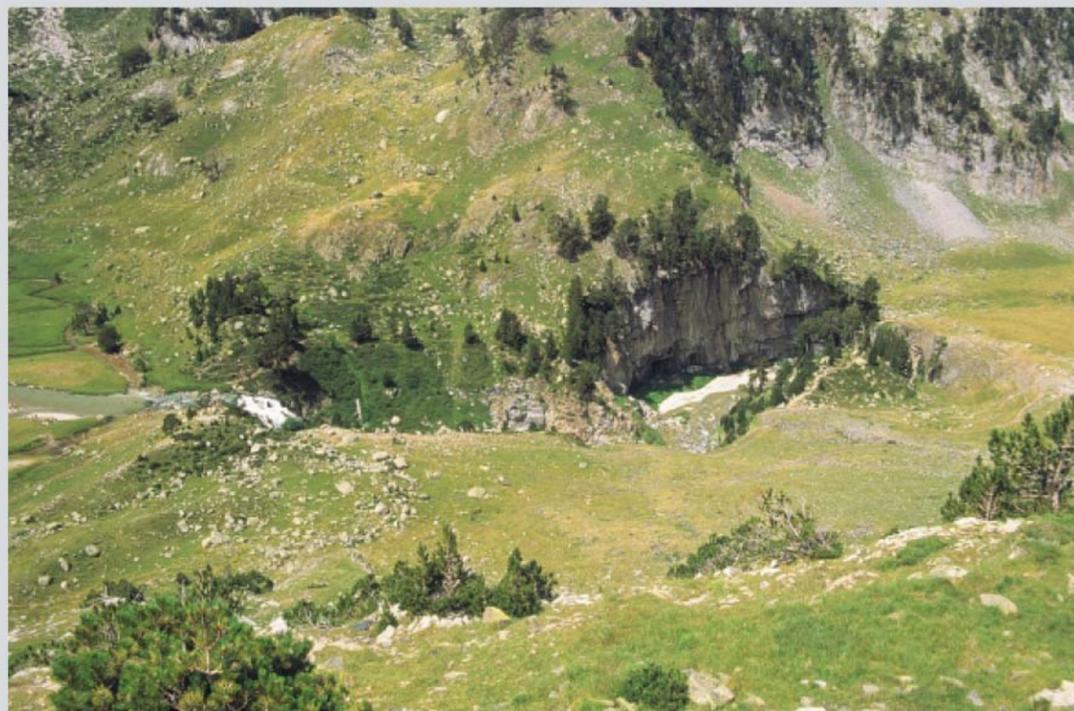
Este simple y apretado repaso pone en evidencia la singularidad y riqueza de las formas del relieve existentes en el territorio aragonés. Estos modelados debemos de apreciarlos y entenderlos, y con ello conseguiremos respetar nuestro patrimonio natural.

MATEO GUTIÉRREZ ELORZA

Facultad de Geología de la Universidad de Zaragoza

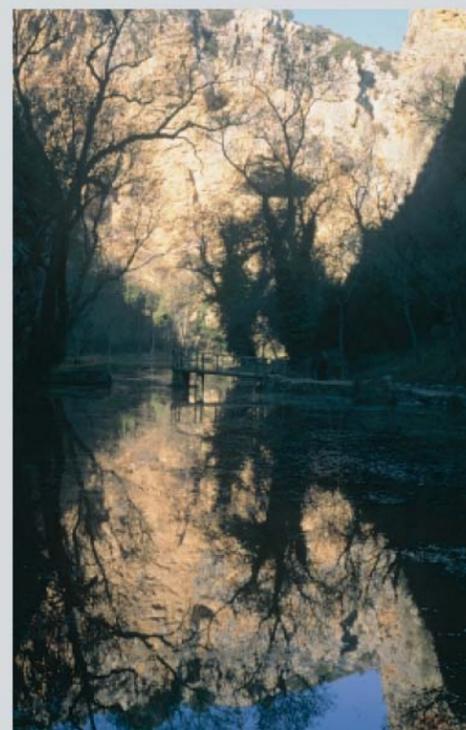
4. Hidrogeología

Desde la óptica hidrogeológica, Aragón podría ser considerado como un vasto museo en el que se hallan representadas numerosas tipologías y cuyos acuíferos presentan, además, el valor añadido de una relativamen-



te baja afección antrópica, lo que les confiere especial aptitud para jugar el papel de gran laboratorio natural en el que caracterizar procesos hidrogeológicos y ensayar metodologías que ya no sería posible realizar en gran parte del territorio nacional. A este interés hay que unir la cuantía extraordinaria de la fase subterránea del ciclo hidrológico, que en los ríos ibéricos aragoneses puede representar hasta el 80% de su aportación total, y el alto valor paisajístico y medioambiental de las zonas de descarga de los acuíferos o de aquellas otras en los que los sistemas de flujo subterráneo interceptan con la superficie, originando importantes humedales cuya gestión nunca podrá ser eficiente sin el adecuado conocimiento del acuífero que lo sustenta.

Los tres vastos dominios geológicos representados –Pirineos, Sistema Ibérico y Depresión del Ebro–, tienen reflejo en el funcionamiento hidrogeológico y en la tipología de los acuíferos. Así, dentro del ámbito pirenaico, las Sierras Interiores son el asiento de acuíferos kársticos desarrollados en formaciones carbonatadas que abarcan desde el Paleozoico al Cretácico Superior y Paleoceno. El funcionamiento hidrogeológico está condicionado por dos factores: los fuertes gradientes topográficos impuestos por la profunda incisión de la red fluvial y el amplio desarrollo de formas kársticas, tanto de absorción como de emisión. La escorrentía subterránea se produce generalmente según la directriz tectónica, desde los interfluvios a los valles, la mayor parte de las veces a través de sistemas kársticos cuyos conductos pueden interceptar la topografía antes de que las aguas descarguen a los principales ríos, dando lugar a espectacu-



lares surgencias a media ladera; las aguas que escapan a este destino son drenadas por caudalosos manantiales ubicados en la intersección de los principales ríos con las formaciones acuíferas, entre los que cabe destacar el de Santa Ana en el Subordán, Villanúa en el Aragón, Batanes y Tracónera en el Gállego, Congosto de las Devotas en el Cinca, San Pedro en el arroyo Rialvo y San Cristóbal –quizás el más espectacular de todos– sobre el Isábena. Sin embargo, no toda la escorrentía subterránea es drenada de esta forma; un pequeño remanente fluye hacia el sur confinado bajo las turbiditas que rellenan el sinclinal de Jaca, incrementando su temperatura y tendiendo a un progresivo estancamiento de flujo que localmente encuentra vías de escape en el entorno del antiguo Bañerío de Tiermas, bajo las aguas del embalse de Yesa. Estas manifestaciones termales constituyen la parte visible de un importante reservorio termal que estaría relacionado con el ya conocido del Serrablo.

De este panorama general cabe destacar varias excepciones: el espectacular acuífero kárstico de Larra **(5)**, compartido con Navarra y Francia, hacia donde drenan la totalidad de las aguas; el del Alto Ésera, en donde los sumideros del Forau de Aigualluts y La Renclusa captan la totalidad del caudal circulante por el cauce del Ésera para trasvasarlos subterráneamente al Valle de Arán, en donde resurgen a través de los manantiales del Garona (Güells del Joeu); y las singularidades constituidas por los acuíferos termales instalados en los batolitos de Panticosa y La Maladeta.

Al sur de los sinclinales de Jaca y Graus-Tremp, las Sierras Exteriores aragonesas albergan también acuíferos instalados en rocas carbonatadas del Cretácico y Paleógeno. La elevada complejidad tectónica propicia una intensa compartimentación en acuíferos de menor entidad, algunos colgados sobre el nivel regional. Existe clara diferenciación entre el funcionamiento hidrogeológico a ambos lados del Cinca. Al oeste, en la Sierra de Guara, el espectacular encajamiento de la red hidrográfica exhuma gran parte del aparato kárstico, desproviniendo al sistema de una zona saturada bien desarrollada y de buena parte de su capacidad de regulación, lo que queda reflejado en el régimen irregular de los principales manantiales (Fuenmayor, Tamara, Bastarás, Lecina, etc.). No sucede así en las sierras comprendidas entre los ríos Cinca y Noguera Ribagorzana, en donde la actividad prospectora, favorecida por una topografía más accesible, pone de manifiesto un funcionamiento mixto entre kárstico (s.s) y de flujo difuso, que en las inmediaciones de la confluencia de los ríos Ésera y Cinca presenta excelente aptitud para su aprovechamiento. A destacar la escasez de manantiales de gran entidad que drenen este sector acuífero, lo que sugiere que éste se produce de manera difusa al río Cinca, y en mucha menor medida al Noguera Ribagorzana.

A escala regional, la Depresión del Ebro funciona como una vasta cuenca, hidrogeológicamente inerte, interpuesta entre los dominios ibérico y

pirenaico; si bien a menor escala se puede distinguir toda una gama de acuíferos asentados en formaciones detríticas cuaternarias: acuíferos aluviales, entre las que destaca el gran acuífero aluvial del Ebro, quizás el mayor de la Península, el del Gállego, Cinca...; otros acuíferos de menor entidad en glaciares y terrazas; y un tercer grupo de acuíferos que colmatan depresiones de varias decenas de metros, de inusual interés estratégico (Hoya de Huesca, Sotón-Riel, La Oresa, Alfamén, etc.).

Dentro del contexto general de las formaciones terciarias de la Depresión del Ebro, de muy baja permeabilidad, destacan por su interés los niveles de conglomerados que alcanzan su máximo interés en el interfluvio Jalón-Huerva. Un último grupo reseñable es el de las formaciones carbonatadas del interior de la cuenca, que dan lugar a muy modestos acuíferos colgados en las típicas "muelas". En todo caso, de entre todos los citados, sólo presentan relevancia económica y social los acuíferos del interfluvio Jalón-Huerva y aluviales del Ebro y Gállego, estos últimos a pesar de su manifiesta infrautilización con relación a sus posibilidades; pero no todo ha de ser valorado por la magnitud de los recursos, y a este respecto cabe resaltar que el flujo subterráneo a través de algunas de las formaciones de más pobres características hidráulicas son sustento de los únicos humedales esteparios de Europa, como las lagunas de Sariñena (21), Monegros (19) o las Saladas de Alcañiz (29).

La diversidad y riqueza hidrogeológica de la Ibérica es excepcional y su simple esbozo requeriría mucho más espacio que el disponible en esta presentación. Se trata de extensos acuíferos, instalados en los tramos carbonatados de toda la serie mesozoica, en los que la porosidad a pequeña escala domina sobre los grandes conductos kársticos y propicia un flujo lento que, en unión de un apreciable almacenamiento y de los moderados gradientes topográficos, los dota de una gran capacidad de regulación y hace del ámbito ibérico aragonés un importante complejo de embalses subterráneos. Se reconocen al menos cuatro sectores bien individualizados. El más meridional –quizás el más importante– se sitúa al sur de la alineación paleozoica que se extiende desde tierras sorianas hasta Montalbán, y coincide con las parameras calcáreas de las sierras de Gúdar, Javalambre, Montes Universales, Albarracín, Alto Jiloca y Alto Jalón. Rasgo común es el escaso desarrollo de la red hidrográfica y la existencia de una importante karstificación, con manifestaciones exokársticas ampliamente representadas en las altiplanicies de los interfluvios (33, 37) contribuyendo a que la escorrentía subterránea domine sobre la superficial. La mayor parte de los acuíferos de este sector no drenan en la cuenca del Ebro; sus aguas dan lugar al nacimiento de ríos como el Tajo, Júcar, Turia y Mijares, generosos con regiones vecinas pero que apenas tienen incidencia en la economía aragonesa; al menos hasta que se pongan en valor los magníficos parajes asociados al drenaje de estos acuíferos (83). No sucede así con los ubicados en la cuenca del Ebro, en donde



los ríos Jalón y Jiloca drenan los acuíferos del entorno a lo largo de sus respectivos recorridos hasta Calamocha (53 y 72) y Alhama, captando así la práctica totalidad de las aguas que sustentan la agricultura de sus cuencas bajas. Las surgencias son especialmente importantes en las inmediaciones de esas dos localidades, donde las aguas subterráneas afloran forzadas por la barrera impermeable de la alineación paleozoica de Ateca-Montalbán.

El segundo dominio hidrogeológico ibérico es el que orla el flanco meridional de la Depresión del Ebro, entre el Moncayo y la Sierra de Arcos, al sur del citado umbral paleozoico. La escorrentía subterránea se produce a través de las formaciones acuíferas, fundamentalmente jurásicas, estructuradas en una serie de cabalgamientos que se suceden hacia el norte. El más septentrional de ellos, conocido como "cabalgamiento noribérico" está fosilizado bajo materiales terciarios de la depresión, de permeabilidad mucho más baja, por lo que el flujo subterráneo que éstos no pueden absorber es obligado a emerger, de modo que una serie de importantes manantiales, como los de San Juan, en Tarazona; Ojos del Pontil (39) y Toroñel, en el Bajo Jalón; Virgen de la Magdalena, en Mediana, etc., jalonan la traza de esta estructura y representan el vestigio más septentrional del drenaje de este sector de la Ibérica que, con frecuencia, se manifiestan con un leve termalismo. Previamente, la intersección de los ríos Huecha, Huerva, Aguasvivas y Martín con las estructuras cabalgantes constituyen puntos propicios para la descarga a los ríos, que de esta manera incrementan notablemente su caudal.

A destacar un fenómeno hidrogeológico frecuente en este sector, cual es la existencia de trasvases subterráneos entre ríos vecinos, como es el caso del río Huerva a favor del Jalón, así como la de sumideros y surgencias, cuyo ejemplo más notorio es el del río Aguasvivas, que puede perder por infiltración todo su caudal, que vuelve a salir por otras surgencias de la zona.

El Maestrazgo septentrional y los Puertos de Beceite presentan un funcionamiento hidrogeológico peculiar dentro del Sistema Ibérico. La complejidad tectónica propicia la individualización de numerosos niveles acuíferos, con frecuencia colgados, en los que los flujos locales e intermedios predominan sobre los regionales, tan característicos de otros sectores ibéricos. Las descargas conocidas dentro de Aragón tienen lugar mediante manantiales situados en los frentes cabalgantes interceptados por los ríos Guadalupe y Matarraña, entre los que destacan Los Fontanales, en Calanda, y del Parrizal en Beceite. Otras muchas surgencias de menor entidad se ubican a lo largo del río Guadalupe, entre Aliaga y Ladruñán, en donde coexisten con otros caprichos de la Naturaleza –los Órganos de Montoro (66), el "puente natural" de Ladruñán– y contribuyen a un paisaje hídrico de excepcional calidad.

Al sur de este tramo del río Guadalope, en el Alto Maestrazgo, se distingue otro ámbito hidrogeológico peculiar, asentado en una extensa altiplanicie cretácica situada a una cota superior a 1.400 metros y configurada en una serie de amplios sinclinales en los que se instala un importante acuífero kárstico, colgado sobre el nivel regional impuesto por el río Guadalope. El principal punto de descarga, el manantial de Pitarque **(68)**, constituye uno de los más bellos enclaves de la geografía aragonesa.

En esta breve sinopsis se ha huido premeditadamente de las grandes y pequeñas cifras, y se ha resaltado el papel de los acuíferos en el ciclo del agua, su relación con los ríos y, sobre todo, destacar que el medio hídrico aragonés, ya sean aguas subterráneas o superficiales —son las mismas—, es el sustento de entornos de excepcional calidad que debemos preservar, dar a conocer y... ¿por qué no?, rentabilizar en el marco de la industria de la cultura y el ocio, contribuyendo así al sustento del medio rural aragonés.

ANTONIO AZCÓN DE AGUILAR

Instituto Geológico y Minero de España

5. Mineralogía

No parece necesario resaltar la importancia de los minerales en unos tiempos en los que muchas personas se adornan con collares, pulseras o pendientes fabricados con diamantes, hematites, turquesas, etc., y en los que proliferan los comercios donde se venden como adornos, preciosas geodas o perfectos cristales de diferentes especies, a veces espectaculares. Sin embargo, quizás pocas personas recuerdan que la mayor parte de la materia sólida de nuestro planeta está formada por diferentes minerales, fundamentalmente silicatos, que se agrupan de modos distintos, según cuál haya sido su sistema de formación, dando lugar a los diferentes tipos de rocas que forman la corteza terrestre. Por ejemplo, cuando se produce una erupción volcánica con salida de lavas fundidas, éstas se enfrían lentamente, dando lugar a diferentes minerales que, en conjunto, forman las rocas llamadas volcánicas.

Entonces, ¿qué es un mineral? Pues bien, se trata de pequeñísimas partículas, que se llaman elementos químicos (como pueden ser: aluminio, silicio, hidrógeno, sodio o flúor) que se unen entre sí de modos diferentes mediante enlaces químicos, para formar verdaderos edificios muy bien ordenados, que se llaman cristales y de cuyo estudio se ocupa la Cristalografía. En condiciones favorables, esta ordenación interna se traduce al exterior en la formación de caras, aristas y vértices, que dan lugar a las

formas poliédricas tan llamativas que presentan algunos minerales. El tipo de elementos químicos que se combinan y el modo en que lo hacen dan al mineral formado unas propiedades físicas características, tales como dureza, color, transparencia, elasticidad, etc., que les permiten ser aprovechados en distintas ramas de la industria y el comercio. A veces, como en el caso del platino o el cobre nativos, el mineral está formado por un solo elemento químico; otras veces se trata de compuestos de dos o más elementos. El estudio de los minerales, desde todos sus aspectos, es el objeto de la Mineralogía.

Los diferentes procesos geológicos que ocurren en la corteza terrestre, de los que la erupción volcánica antes comentada sería un ejemplo, producen distintos tipos de minerales, con diferentes características. Así, son distintos los minerales que forman las rocas volcánicas de los que se producen por sedimentación en los mares, lagos o pantanos, o de los formados a partir de las aguas subterráneas, que discurren a diferentes profundidades bajo la superficie terrestre.

En algunas ocasiones, y a lo largo de toda la historia de nuestro planeta, diferentes procesos formadores de minerales, en condiciones de presión y temperatura especiales, han dado y dan lugar a la formación de grandes y/o perfectos cristales de determinados minerales, o a la acumulación de algunas determinadas especies que son aprovechables para algún tipo de aplicación. Estas concentraciones se llaman yacimientos minerales **(54.3, 74)** y suelen ser explotadas mediante canteras o minas.

Desde las primeras épocas de la civilización, en que nuestros antepasados utilizaban los minerales como tintes (por ejemplo, la hematites u oligisto para conseguir colores rojos) o para la fabricación de abalorios, el hombre, utilizando su imaginación durante muchos siglos, ha aprendido a obtener un amplio provecho de sus recursos minerales, hasta el punto de que durante toda la historia, e incluso en la actualidad, la economía de algunos países ha estado totalmente ligada a la posibilidad de explotación de sus minerales.

La gran importancia económica que han alcanzado los minerales es debida a su gran cantidad de aplicaciones en la vida diaria del ser humano. Es de siempre conocida la extracción de algunos metales a partir de sus minerales; de hecho, ya los celtíberos que vivían en Aragón, en la Sierra Menera y en la de Albarracín, explotaron el hierro y el cobre de diferentes minas que luego llegaron a ser muy importantes, como las de Ojos Negros **(63)**. También se conoce que los romanos extraían el cobre de algunos minerales de la Cordillera Ibérica y del Pirineo (por seguir poniendo ejemplos de nuestra Comunidad), con el que fabricaban moneda, y aprendieron incluso a obtener plata de la galena y de la tetraedrita, minerales de plomo y de cobre, respectivamente, en los que la plata es muy escasa e inapre-

ciable a simple vista. Sin embargo, este tipo de explotación, llamada minería metálica, que ha sido muy importante durante toda la historia de la Humanidad, ha sufrido una importante caída durante las últimas décadas, debido a la fuerte bajada del precio de la mayor parte de los metales comunes, como pueden ser el hierro, wolframio, plomo o cinc.

Así pues, la explotación de minerales por el hombre es tan antigua como la Humanidad, de tal modo que la minería se puede considerar como una de las profesiones más antiguas. En la minería metálica, como se ha podido deducir, se trabaja con minerales (metálicos o menas) a los que se les puede extraer, mediante métodos más o menos sofisticados, algún metal con rentabilidad económica. Sin embargo, existe otro amplio grupo de minerales, que se llaman minerales industriales, que también han sido grandemente utilizados por el hombre a lo largo de toda su historia, fundamentalmente como materiales de construcción u ornamentales, e incluso en alimentación (como la sal común (15, 22)). En las estadísticas sobre la producción de minerales se suelen incluir entre los minerales industriales el carbón (52, 61) y el petróleo, aunque estos materiales, denominados minerales combustibles, no se incluyen dentro de la definición de mineral. Un tercer grupo lo constituyen las gemas, cuya aplicación, fundamentalmente en joyería, es bien conocida, y que consisten en minerales tallados adecuadamente para producir las características de belleza, durabilidad y rareza que las definen.

Los minerales industriales se comercializan debido a su aspecto o a sus diferentes propiedades físicas (a veces también químicas) y con frecuencia pueden ser utilizados sin realizarles grandes transformaciones, de no ser cortes en determinadas direcciones, pulverizaciones o limpieza de impurezas. De entre este grupo de minerales se debe resaltar la importancia que tienen en la actualidad los que se llaman genéricamente "minerales de la arcilla", que constituyen una de las materias primas más abundantes, versátiles y asequibles. Estos minerales se utilizaron y se siguen utilizando en la producción de materiales para la construcción y cerámicos (31) (ladrillos, baldosas, porcelana, etc.), pero, además, en este siglo, han llegado a ser una parte importante de la tecnología industrial, jugando diversos papeles en los procesos de fabricación y siendo constituyentes principales de productos tan variados como los plásticos o algunas sustancias alimenticias. Como ejemplos concretos se puede citar la utilización de las arcillas en la producción de algunas medicinas, donde estos minerales constituyen el soporte del medicamento; para sellado de residuos tóxicos y radiactivos; para el blanqueo del papel o como lodo de sondeos.

En definitiva, se puede afirmar que los minerales constituyen uno de los recursos naturales más importantes con que cuenta la Humanidad.

CONSTANZA FERNÁNDEZ-NIETO FERNÁNDEZ

Facultad de Geología de la Universidad de Zaragoza

6. Paleontología



Para el ciudadano de la calle la Paleontología es la ciencia de los fósiles. Sin embargo, para una persona más erudita y en un concepto más clásico, la Paleontología trata del estudio de los organismos que vivieron en el pasado, a través de los fósiles que se encuentran en la corteza terrestre. En su concepto actual evolutivo, la Paleontología se entiende más como el estudio de la Historia de la Vida a través del registro fósil, contemplándose la vida a la luz de los estudios paleontológicos como un fenómeno continuo desde sus comienzos, hace ya casi 4.000 millones de años. Un fenómeno que a través de los tiempos se nos ha mostrado con una plasticidad y diversidad de formas insospechable, de las que sólo una parte conocemos hoy a través de las investigaciones que nos desvelan sus registros conservados en la corteza terrestre, investigaciones por otra parte todavía escasas en muchos campos del conocimiento paleontológico.

Así, los yacimientos paleontológicos constituyen la información más relevante, cuando no en muchos aspectos única, que tenemos sobre el origen y la evolución de la vida que, en definitiva, es la historia de nuestro pasado más remoto como especie biológica. Por esta razón, los yacimientos paleontológicos y sus fósiles son considerados con toda justicia por la UNESCO como una parte sustancial del patrimonio de la Humanidad, cuyo legado más preciado tenemos la responsabilidad de conservar.

Las características de este patrimonio que es natural, histórico y científico lo convierten en uno de los más singulares y fascinantes, no sólo pa-



ra los científicos sino también para todo tipo de público, hoy ávido como nunca por conocer los mundos que nos precedieron y quién sabe si con la esperanza e ilusión puesta por entrever, aunque sólo sea fugazmente, algo de lo que nos pueda deparar nuestro futuro.

Los yacimientos paleontológicos siempre han sido considerados un patrimonio natural porque, desde los inicios de la vida, los restos de organismos y otras señales de su existencia que quedaron registradas en los estratos que componen la corteza terrestre, y a los que denominados fósiles, se han venido formando espontáneamente en la Naturaleza como las reliquias geológicas por excelencia.

Los yacimientos son también un patrimonio histórico porque los fósiles que contienen representan los vestigios de una larga y compleja historia que la vida ha ido escribiendo trazo a trazo sobre la faz del planeta desde sus orígenes más remotos, y que, con una perseverancia digna de ser emulada por la especie humana en sus obras, continúa hoy registrándose en los ecosistemas actuales a través de los restos y señales que dejan los organismos vivos.

Pero, fundamentalmente, es un patrimonio científico porque los fósiles son, antes que nada, elementos naturales que partiendo de un origen biológico han llegado hasta nosotros como elementos geológicos gracias a la acción de diversos fenómenos pretéritos que han propiciado su conservación, lo que nos permite realizar hipótesis sobre su origen, formación, edad de las capas que los contienen y su significado histórico.

Son muchos los yacimientos aragoneses (13, 47, 56, 65, 73, 80) de diferentes grupos paleontológicos que tienen reconocimiento internacional, de los que en esta obra, sin pretender ser exhaustiva, encontramos una buena muestra. Ello se debe a que Aragón es probablemente una de las regiones europeas más privilegiadas para realizar estudios paleontológicos de alto nivel, o al menos así lo atestigua históricamente el interés internacional que ha despertado el estudio de sus yacimientos. Desde el siglo pasado, numerosas misiones científicas han venido pisando este singular territorio con el fin de desentrañar parte de los misterios que aún guardan celosamente sus rocas. No en vano, el solar aragonés cobija uno de los registros geológicos más continuos que se conoce y que se remonta a los últimos seiscientos millones de años.

Su subsuelo contiene por tanto una excelente representación de la mayoría de los periodos geológicos, con la excepción de los del Precámbrico más antiguo. Además, las capas geológicas de estos periodos contienen una riqueza de fósiles inusual por su variedad y estado de conservación, siendo frecuente encontrar que los periodos geológicos estén representados, tanto por fósiles marinos como continentales lo que permite un análisis más global y preciso de los diferentes ecosistemas que se suce-



dieron a través de los tiempos geológicos hasta alcanzar la configuración actual de la capa de la Tierra donde se desarrolla la vida que conocemos y disfrutamos, y a la que denominamos biosfera.

La continuidad estratigráfica y riqueza excepcional de este importante registro paleontológico ha dado pie a que diversas épocas de la historia geológica de la región mediterránea sean conocidas con nombres de localidades aragonesas donde se encuentran los mejores registros geológicos hoy conocidos. Ello permite una referencia obligada donde estudiar y caracterizar convenientemente estas épocas. Así, se han establecido las épocas Bilbiliense y Caesaraugustiense en las facies marinas del periodo Cámbrico o las Aragoniense, Turolense, Ramblense y Alfambriense en las facies continentales del Neógeno.

Por todo ello podemos concluir que el patrimonio paleontológico es una de las riquezas naturales sin explotar suficientemente desde el punto de vista científico, cultural, natural y turístico. Un patrimonio que debe ser considerado como una señal más de la identidad de los pueblos, que debe contribuir al desarrollo económico y social de áreas deprimidas, y cuyo estudio y cuidado rendirá en los próximos años una inagotable fuente de prosperidad a las sociedades que sepan conservarlo y promocionarlo, contando con la necesaria colaboración que debe existir entre los ciudadanos y las instituciones que los representan.

ELADIO LIÑÁN GUIJARRO

Facultad de Geología de la Universidad de Zaragoza

7. Petrología

Dentro del conjunto de Ciencias de la Tierra, la Petrología representa uno de los pilares básicos del conocimiento geológico, puesto que su objeto de estudio son las rocas en sí (composición mineral, texturas, estructuras, composición química, etc.) y sus mecanismos de origen, que permiten establecer una primera división general de las rocas en sedimentarias, ígneas y metamórficas.

La Comunidad Autónoma de Aragón, dentro de su gran riqueza geológica, puede ser considerada como un vasto museo petrológico, dado que la mayor parte de los tipos de rocas principales pueden ser observados y estudiados en numerosos afloramientos con, además, unas inmejorables condiciones de exposición, tanto en la Cadena Pirenaica como en la Ibérica.

Así, y sin pretender en ningún momento una enumeración completa de las principales unidades rocosas o puntos de interés, merecen ser destacadas las

unidades sedimentarias presentes en el Valle del Ebro, de modo especial sus depósitos evaporíticos (yesos y sales), que, con intercalaciones silíceas, aparecen en la cuenca de Calatayud. También esta región muestra una amplia variedad de rocas detríticas y carbonatadas observables en muchas zonas del Pirineo y de la Ibérica. Algunos ejemplos de rocas con nódulos fosfáticos están presentes en algunos puntos de la Ibérica. Entre las formaciones carbonosas aflorantes deben destacarse algunas zonas de la provincia de Teruel (ej. lignitos de Utrillas) y del Pirineo (hulla-antracita de Campo de Troya).

Las rocas ígneas se encuentran ampliamente representadas en Aragón, abarcando abundantes rocas plutónicas pero también volcánicas y subvolcánicas. Entre las rocas plutónicas deben citarse los afloramientos pirenaicos de rocas graníticas, representados por los macizos de la Maladeta, Panticosa, Bielsa y Posets. Las rocas volcánicas, principalmente dacitas, están presentes en los afloramientos del Estefaniense-Pérmico del Pirineo (ej. Anayet) y otros de la Ibérica (ej. Noguera de Albarracín). Como rocas subvolcánicas, Aragón es una región con una representación destacada de "rocas ofíticas", típicas del Keuper y de excelente calidad para su uso en algunas obras públicas (ej. balasto de ferrocarril).

Las rocas metamórficas aflorantes en la Comunidad aragonesa, corresponden mayoritariamente a rocas de metamorfismo de contacto, desarrolladas como resultado de la intrusión de los grandes macizos graníticos pirenaicos, dando origen a corneanas que, en algunos casos, presentan además mineralizaciones de interés económico (ej. skarns).

La importancia de estas unidades rocosas o puntos de interés es múltiple. De una parte, existe un interés científico, avalado por el elevado número de estudios llevados a cabo por investigadores tanto nacionales como extranjeros, sobre distintos aspectos petrológicos de nuestra Comunidad, algunos de cuyos ejemplos son singulares dentro del ámbito europeo. El conocimiento detallado de las unidades petrológicas más significativas sirve a su vez de base para las actividades docentes tanto en estudios universitarios como en la enseñanza media. Por último, algunos de los puntos y áreas de interés petrológico, merecen ser potenciados como sedes de centros de interpretación y divulgación del patrimonio petrológico de la Comunidad aragonesa, haciendo así a la sociedad, partícipe y conocedora de la riqueza petrológica de esta Comunidad y potenciando, mediante la labor divulgativa, el conocimiento del sustrato geológico sobre el que se desarrollan las actividades humanas y la comprensión de sus procesos generadores. Todos estos aspectos justifican suficientemente, en nuestra opinión, la necesidad de adoptar medidas de protección de este patrimonio, en aquellos casos en los que sea manifiestamente vulnerable, pero más aún la importancia de emprender la labor divulgativa, puesto que es la sociedad en su conjunto la que, conociendo, debe ser capaz de valorar y proteger el patrimonio natural.

VICENTE SÁNCHEZ CELA

Facultad de Geología de la Universidad de Zaragoza

Puntos de interés geológico de Aragón



LEYENDA GEOLÓGICA

CENOZOICO	TERCIARIO	CUATERNARIO	25	25
		PLIOCENO	24	22
		MIOCENO	23	18
		OLIGOCENO	21	18
		EOCENO	20	18
		PALEOCENO	19	18
MESOZOICO	CRETÁCICO	Superior	17	16
		Inferior	16	16
	JURÁSICO	Malm	14	11
		Dogger	13	11
		Lias	12	11
	TRIÁS	Kapuz	10	7
		Muschelkalk	9	7
		Buntsandstein	8	7
	PALEOZOICO	PÉRMICO	6	3
		CARBONÍFERO	5	3
DEVÓNICO		4	3	
SILÚRICO		3	3	
CAMBRIO-DIVÓVICO		2	3	

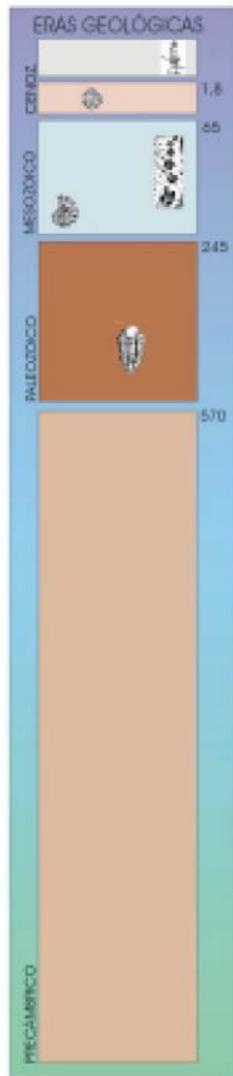
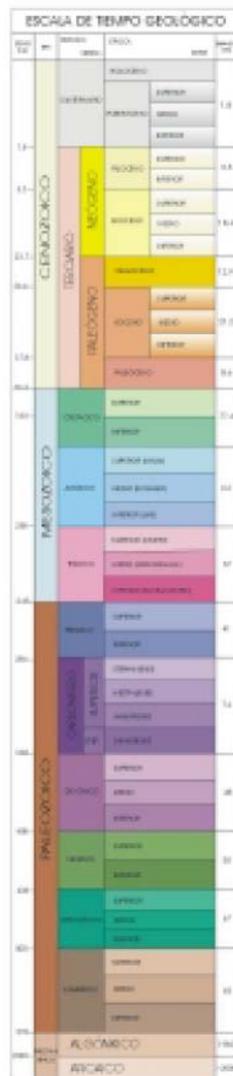
- 28 Rocas metamórficas
- 27 Rocas intrusivas
- 26 Rocas volcánicas

- 25 Oravas, conglomerados poco consolidados, arenas, limos y arcillas
- 24 Conglomerados, Calizas, margas y arcillas. Limolitas rojas y conglomerados
- 23 Conglomerados, areniscas, limos, lutitas y yesos
- 22 Neógeno: Conglomerados, areniscas, limos, lutitas y margas
- 21 Conglomerados, areniscas y lutitas. Yesos
- 20 Calizas, margas, arcillas, yesos. Areniscas y conglomerados. Margas y turbiditas
- 19 Conglomerados, areniscas y arcillas con intercalaciones de calizas y lignitos. Calizas, dolomías y margas
- 18 Paleógeno: arenas, conglomerados, arcillas con carbonatos y limos. Calizas, margas y areniscas
- 17 Calizas, margas y arcillas. A techo margas y areniscas
- 16 Calizas, calcarenitas, margas y margocalizas. A techo areniscas, lutitas y lignitos
- 15 Cretácico indiferenciado
- 14 Calizas y margas
- 13 Calizas y dolomías
- 12 Brechas, dolomías, calizas dolomíticas, calizas y margas
- 11 Jurásico indiferenciado
- 10 Margas, arcillas versicolores y yesos
- 9 Dolomías, margas y calizas
- 8 Conglomerados, areniscas y lutitas
- 7 Triásico indiferenciado
- 6 Areniscas, lutitas y conglomerados
- 5 Liditas, Turbiditas, arenitas, pelitas y conglomerados poligénicos (F. Cúrn). Incluye calizas, tobas y lejas
- 4 Calizas, dolomías, cuarzos y pizamas
- 3 Pizamas ampelíticas
- 2 Lutitas, areniscas, grauvecas, conglomerados y calizas marmóreas
- 1 Paleozoico indiferenciado: Pizamas, cuarzos, areniscas, conglomerados, calizas y margas

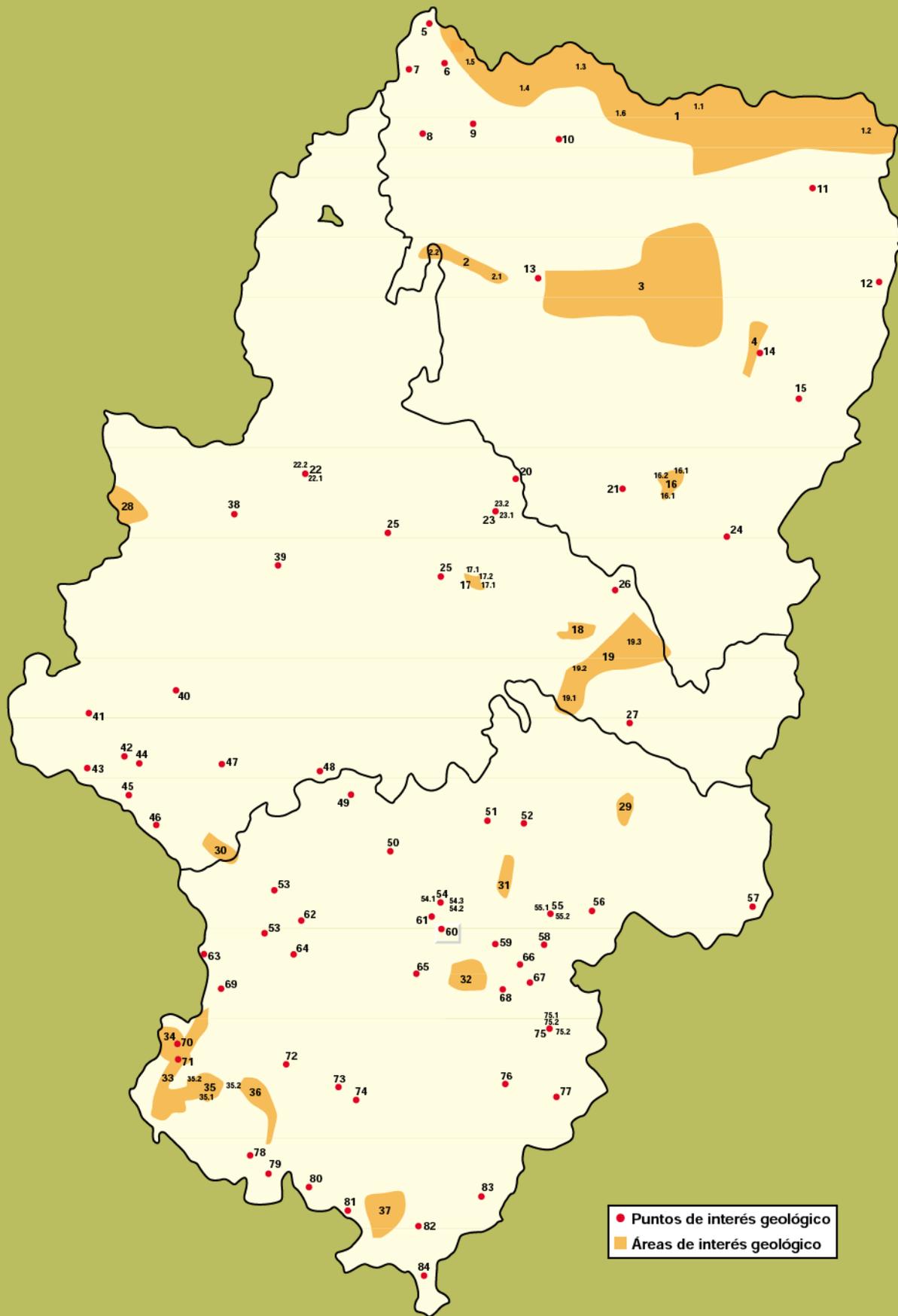
SIGNOS CONVENCIONALES

-  Contacto geológico
-  Falla
-  Falla supuesta
-  Cebalgamiento
-  Anticlinal
-  Sinclinal
-  Anticlinal turbado
-  Sinclinal turbado
-  Límite administrativo

ESCALA DE TIEMPO GEOLÓGICO



Mapa de los puntos de interés geológico de Aragón



● Puntos de interés geológico
■ Áreas de interés geológico

	<u>página</u>		<u>página</u>	
1	Modelado glaciar pirenaico	47	17.1 Escarpe del Ebro en Alfajarín y Villafranca de Ebro	96
1.1	Parque Nacional de Ordesa, Monte Perdido y Valle de Pineta	50	17.2 Tollo del Barranco de Villafranca de Ebro	98
1.2	Parque Natural Posets-Maladeta	52	18 Vales de Gelsa y La Graba	99
1.3	Macizos de Balaitús, Infierno y Vignemale	54	19 Entorno geológico de Sástago-Bujaraloz	100
1.4	Cuenca alta del río Aragón	56	19.1 Meandros del Ebro en Sástago	101
1.5	Cuenca alta del río Aragón Subordán	58	19.2 Piping en el barranco de Los Picones	102
1.6	Entorno geológico de Peña Arañonera	60	19.3 Complejo endorreico de Sástago-Bujaraloz	103
2	Frente surpirenaico en la cuenca del Gállego	62	20 Depósitos lacustres y estructuras sedimentarias de Puig Ladrón	105
2.1	Sierra Caballera	63	21 La laguna de Sariñena	106
2.2	Mallos de Agüero, de Murillo de Gállego y de Riglos	65	22 Depósitos evaporíticos de Remolinos	109
3	Parque Natural de la Sierra y Cañones de Guara	66	22.1 Barranco de Las Salinas	109
4	Diapiros de La Litera: Estada y El Grado	70	22.2 Karst de Ojo Salado y escarpe de Remolinos	109
5	Macizo kárstico de la Piedra de San Martín	73	23 Entorno geológico de Perdiguera	111
6	Garganta de la Boca del Infierno, en el Valle de Hecho	75	23.1 Falla inversa de la ermita de Santa Cruz	112
7	Pliegues angulares de Borda de Salas, en Ansó	76	23.2 Tollo del Barranco de Santa Cruz	113
8	Foz de Biniés	79	24 Farallones y cantiles de Chalamera	115
9	Complejo morrénico de Aísa	80	25 Galachos de La Alfranca	116
10	Señoritas de Arás	82	26 Laguna de Chiprana	119
11	Congosto de Ventamillo	85	27 Serie del mioceno de La Almolda	121
12	Huellas de dinosaurio de Arén	86	28 Glaciarismo y periglaciarismo del Moncayo	122
13	Yacimiento de Arguis	88	29 Complejo endorreico de Alcañiz-Calanda	124
14	Congosto de Olvena	91	30 Laguna de Gallocanta	126
15	Salinas de Peralta de la Sal	92	31 Explotaciones de caolín de Crivillén	129
16	Entorno geológico de Castelflorite	93	32 Parque Geológico de Aliaga	130
16.1	Sasos de Castelflorite	94	33 Modelado kárstico de la Sierra de Albarracín	132
16.2	Estructura compresiva cuaternaria de La Masadera	94	34 Ríos y laderas de bloques del Macizo del Tremedal	137
17	Escarpe terciario sobre el Ebro al SE de Zaragoza	96	35 Hoces del Alto Guadalaviar	138
			35.1 La Hoz de Calomarde en el río de la Fuente del Berro	139

	página		página		
35.2	Barranco Hondo y meandros encajados del Guadalaviar	141	58	Poljes de la Hoya del Pinar y del Llano de Villasecos	184
36	Rodeno de la Sierra de Albarracín	142	59	Superposición de pliegues de La Cañadilla	186
37	Periglaciario y karst de Sierra de Javalambre	144	60	Grietas de San Just	187
38	Pozo artesiano de Pozuelo de Aragón	146	61	Cuenca minera de Utrillas-Escucha	188
39	Manantial de Los Ojos de Pontil	148	62	Falla cuaternaria de Rubielos de la Cérida	190
40	Subsistencia kárstica en yesos de Calatayud	149	63	Minas de Ojos Negros	192
41	Entorno de Alhama de Aragón	150	64	Megaplanolites de Bueña	194
42	Monasterio de Piedra	153	65	Yacimientos de dinosaurios en Galve	197
43	Cañon del río Mesa	154	66	Órganos de Montoro	200
44	Chevrons de Monterde	156	67	"Prótalus rampart" de Muela Mujer en Villaluengo	201
45	Surgencia kárstica de Cimballa	158	68	Hoz y nacimiento del río Pitarque	202
46	Hoces de Torralba	159	69	Rodeno de Ródenas-Peracense	205
47	Yacimiento de la Rambla de Valdemiedes en Murero	160	70	Turbera de Fuente del Canto	206
48	Sistema geoquímico del Arroyo del Val	162	71	Riolitas de Noguera	207
49	Rocas ígneas y metamorfismo de contacto de Loscos	164	72	Fuente de Cella	209
50	Baños de Segura	166	73	Yacimientos de vertebrados en Concué	210
51	Sima de San Pedro en Oliete	170	74	Yacimiento de teruelitas de Teruel	211
52	Cuenca minera de la Val de Ariño	171	75	Entorno geológico de Cantavieja	212
53	"Ojos" del Jiloca	172	75.1	Lóbulos y bancos de soliflucción en el puerto de Cuarto Pelado	213
54	Entorno geológico de Montalbán	174	75.2	Cluses y pliegue en Rodilla	214
54.1	Depósito de "debris flow"	175	76	Modelado periglaciario en Valdelinares	215
54.2	Pinzamiento tectónico de cretácico en el Terciario	175	77	Polje de Mosqueruela	216
54.3	Yacimiento de cristales de yeso	175	78	Pináculos arrecifales de Jabaloyas	218
55	"Grutas de Cristal" en Molinos	178	79	Sistema de terrazas y meandros abandonados de Tormón	220
55.1	Estructuras tectónicas de "el Estrecho de Molinos"	178	80	Yacimiento de Libros	222
55.2	Grutas de Cristal o cuevas de las graderas	179	81	Travertinos y cascadas de los Amanaderos en Riodeva	223
56	Yacimiento del Barranquillo en Castellote	181	82	Crestas de Las Alhambras	224
57	El Parrizal	182	83	Cañón y travertinos del río Mijares	225
			84	Poljes de Torrijas-Abejuela	226



↓ Modelado glaciar pirenaico

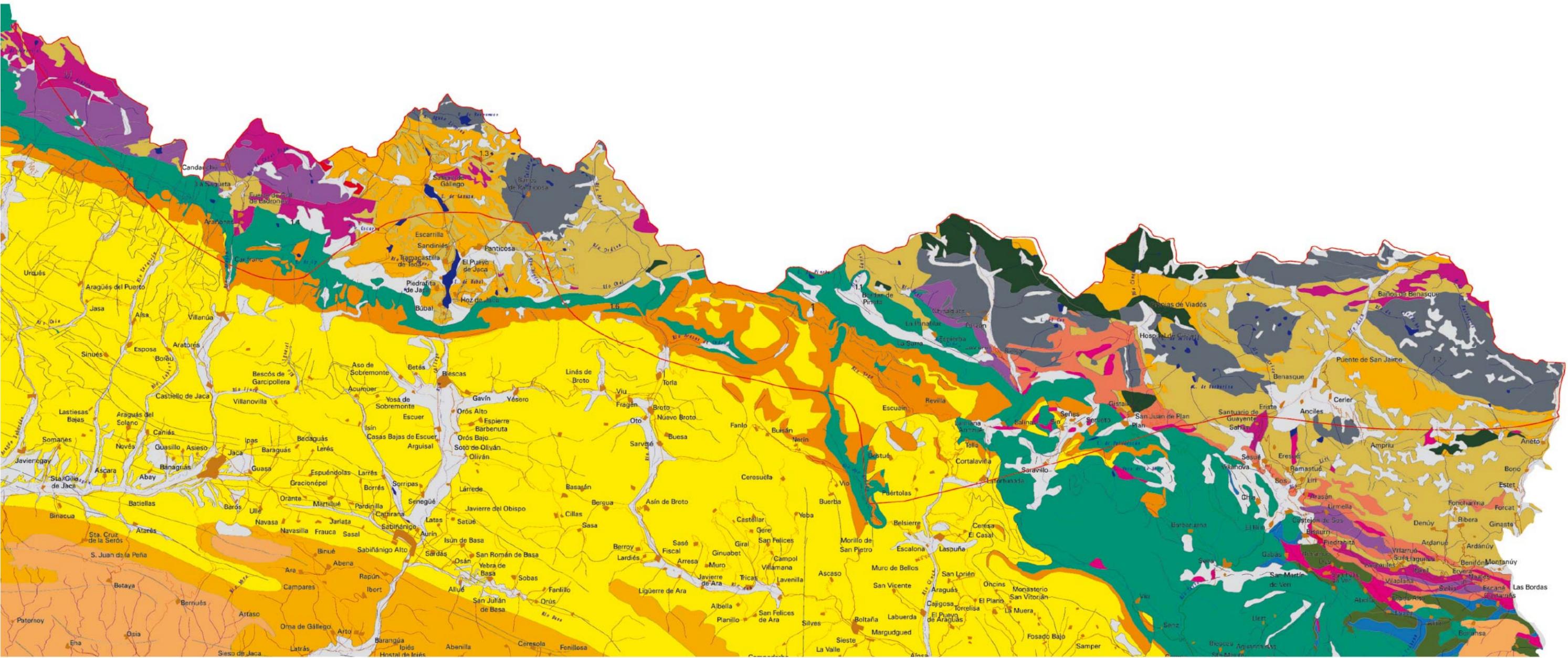
Los glaciares que descendían hace 45.000 años por los valles pirenaicos son los responsables del modelado tan característico de alta montaña. Las huellas dejadas por las masas de hielo se extienden a lo largo de siete macizos montañosos ubicados entre los valles del río Gállego por el oeste y Noguera Ribagorzana por el este y a lo largo de 90 kilómetros.

Es en este Pirineo central donde se encuentran los glaciares más meridionales de Europa, aunque en la actualidad se encuentran en clara regresión. Se conservan al amparo de cumbres que superan los 3.000 metros de altitud, enriscados entre las abruptas paredes rocosas de los macizos de Balaitús, Picos del Infierno, Vignemale, La Munia, Posets, Perdiguero, Aneto-Maladeta y Monte Perdido.

Como formas de modelado glaciar más destacables cabe citar los *valles en artesa* o valles en U, que habitualmente presentan cabeceras en forma de *circo* y limitados por *crestas*, *picos* y *aristas*, más o menos continuas o interrumpidas por corredores de hielo llamados *couloirs*.

Otra de las herencias de un pasado glaciar son las *morrenas*, acumulaciones de sedimentos aportados por ese agente erosivo de gran magnitud que es el hielo glaciar. Forman acumulaciones no consolidadas que presentan en el paisaje una fisonomía de pequeñas alineaciones de colinas o montículos en la mayoría de los casos. Los materiales que las forman son un conjunto de rocas angulosas de tamaños muy heterogéneos empastados en una matriz de arcillas y limos.

Característicos y abundantes son igualmente los lagos denominados *ibones*, asentados sobre las llamadas *cubetas de sobre-excavación* glaciar, que no son sino depresiones esculpidas por el hielo en los periodos de mayor extensión de los glaciares. Con el retroceso de los hielos, estas cubetas quedaron al descubierto y se convirtieron paulatinamente en áreas receptoras del agua procedente de los glaciares y neveros superiores.





1.1 Parque Nacional de Ordesa, Monte Perdido y Valle de Pineta

Situación y acceso

Este punto representa una extensa área que se extiende por la comarca pirenaica del Sobrarbe. La población de Torla se encuentra 103 km al nordeste de Huesca y a 57 km al nordeste de Jaca. A ella se accede por la carretera N-330 y N-260 y desvío en los últimos kilómetros a la A-135. El otro núcleo de referencia, Bielsa, se sitúa a 150 km al noreste de Huesca por la carretera N-330 y tomando desvío en Biescas a carretera N-260 y nuevo desvío al norte de Aínsa por la carretera A-138.

Descripción

La gran espectacularidad geológica del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido reside en sus formas y relieves, labrados por la excavación de los glaciares o constituidos por depósitos ligados a ellos.

Los valles de Ordesa, de Añisclo y de Pineta presentan forma en U, típica del modelado glaciar. Transversales al valle glaciar principal, son habituales los valles colgados, que conectan una red glaciar o hidrográfica de menor entidad con el glaciar principal, cuya superficie constituyó en su tiempo el nivel de base local.

La erosión que genera la masa de hielo en las zonas de cabecera de los valles da lugar a los circos glaciares de entre los que destacan los de Pineta, de Góriz, de Soaso, de Cotatuero y de Carriata.

El macizo de Monte Perdido, el más alto macizo calcáreo del Pirineo, alberga todavía parte de la masa de hielo que modeló el Valle de Pineta. En su cara norte se pueden contemplar los glaciares superior e inferior de Monte Perdido y el glaciar de Marboré, todos ellos relictos de pasadas épocas glaciares.

La estructura geológica del parque sobre la que se produce este tipo de modelado es sencilla. Se trata de un relieve de capas horizontales y resaltes calcáreos que forman un paisaje muy escarpado. En las partes más altas del macizo de Monte Perdido aparecen estructuras de compresión, tales como el pliegue tumbado del Cilindro de Marboré.

La disolución de las abundantes rocas calcáreas, favorecida por las aguas meteóricas cargadas de gas carbónico, da lugar a un modelado kárstico en el que abundan formas de desarrollo vertical como grutas, simas, lagos subterráneos, etc. Un ejemplo espectacular es el sistema kárstico de *Fuente de Escuaín*, al SE de Monte Perdido, que vence un desnivel de 1.151 m (uno de los mayores del mundo). Destacable resulta igualmente la "Gruta Casteret", que alberga un lago helado de más de 6.000 m² de superficie.

Figuras de protección

Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Ley 52/1982).



1.2 Parque Natural Posets-Maladeta

Situación y acceso

Se puede acceder al Parque a través de pista desde Gistaín y San Juan de Plan. San Juan de Plan se encuentra situado a 153 km al nordeste de Huesca y a 36 km al sudoeste de Benasque. Se accede por la carretera A-138 desde Aínsa y desvío por la carretera A-2609, 6 km al norte de Lafortunada. Igualmente puede llegarse al Parque desde Benasque, a 148 km al nordeste de Huesca y a 97 km al nordeste de Barbastro. Se llega por la carretera N-260 y desvío a la A-139 en Castejón de Sos. Desde Benasque, se accede al Parque por la misma A-139. A través de la carretera N-230, se llega a la población de Aneto, desde donde también puede accederse al Parque.

Descripción

El Parque Posets-Maladeta reúne las mayores alturas de la Cordillera Pirenaica. En sus vertientes norte y este se localizan los glaciares actuales de este sector del Pirineo aragonés. Estos glaciares son los más meridionales de Europa y, junto con el resto de los glaciares pirenaicos, los únicos de la Península Ibérica. En el Parque se conservan 9 glaciares: el de Aneto (el más extenso del Pirineo), el de La Maladeta, el de Tempestades, el de Barrancs, el de Coronas (todos ellos en el macizo de La Maladeta), el glaciar de Lliterola (en el Macizo de Perdiguero), los glaciares de Llardana, de La Paúl y el de Posets (en el Macizo de Posets).

Existen abundantes ibones, localizados en la zona de Batisielles, Valle de Perramó, Valle de los Ibons, Valle de Anglos y zona de Vallibierna principalmente. El lago de Cregüeña es el tercero más extenso del Pirineo español.

Los valles glaciares, con su típica morfología en artesa (sección en forma de U) surcan las zonas más bajas. Son los más destacados el Valle de Benasque, Valle de Estós, Barranco de Vallibierna, Valle de Eriste y Valle de Lliterola, aunque existen numerosos valles de menor entidad.

Son frecuentes también otras formas glaciares, como son las *rocas aborregadas*, redondeadas por el frotamiento de una masa glaciar; acumulaciones de bloques derruidos formando morrenas; glaciares rocosos, cubetas rellenas de sedimentos, etc.

El modelado periglacial tiene también reflejo en formas todavía activas o heredadas de épocas más frías. Ejemplos de ello son los nichos de nivación, depósitos de nevero en forma de media luna ("*proctalus rampart*"), canchales, suelos deslizados, etc.

Los fenómenos kársticos no son abundantes, si bien existen algunos ejemplos espectaculares de este tipo de modelado. Uno de ellos es el Forau de Aiguallut, que es un sumidero en el que se pierde el torrente de Barrancs, en la cabecera de la cuenca del río Ésera. Estas aguas reaparecen en el Valle de Arán, en el manantial de Güells del Joeu. Ello supone una transferencia subterránea de agua desde la cuenca del Ebro hacia la cuenca del río Garona.

La zona cuenta con cuatro macizos formados por material granítico, y, por tanto, de origen magmático. Son los macizos de La Maladeta, de Perdiguero, de Posets y de Bagüeña. Las rocas del entorno reflejan transformaciones provocadas por altas temperaturas y presiones ocurridas durante su formación.

Figuras de protección

El Parque Posets-Maladeta es declarado como tal mediante la Ley 3/1994, de 23 de junio.

En el año 1990 se produce la declaración de Monumentos Naturales de los glaciares Pirenaicos, mediante Ley de 21 de marzo (B.O.A., 36, de 28 de marzo de 1990, p. 859-861).



1.3 Macizos de Balaitús, Infierno y Vignemale

Situación y acceso

Entre las comarcas pirenaicas de la Jacetania y del Sobrarbe, formando parte de los términos municipales de Sallent de Gállego, Panticosa y Torla.

Sallent de Gállego está 100 km al norte de Huesca y 50 km al nordeste de Jaca, por la carretera N-330 hasta Sabiñánigo y desvío por las carreteras N-260 y A-136. A Panticosa, situada a 92 km de Huesca y a 47 km de Jaca, se accede por la carretera N-330 y N-260, tomando desvío por la A-136 en dirección Francia, remontando el Valle de Tena, una vez cruzado el puente de Escarrilla por la A-2606. La población de Torla se encuentra 103 km al nordeste de Huesca y 57 km al nordeste de Jaca. A ella se accede por la carretera N-330, N-260 y desvío por la A-135.

Descripción

Estos macizos albergan algunos de los escasos glaciares y neveros que todavía existen en el Pirineo: nevero Central y nevero Oriental del

Macizo de Infiernos; glaciar de Frondiellas y nevero de Brecha Latour en el Macizo de Moros o Balaitús, etc.

Los circos de Piedrafita, Bramatuero, circo y valle glaciar de Ara, el glaciar rocoso (aún activo) de las Argualas y los numerosos ibones que salpican el paisaje son buenos ejemplos de modelado glaciar y periglacial:

Son rasgos morfológicos testimonio de la erosión glaciar que se produce, por el solapamiento y sucesión de los procesos de arranque, transporte y abrasión, sobre los materiales rocosos existentes bajo las masas de hielo que cubrieron este territorio en las glaciaciones cuaternarias.

Los circos son cuencas semicirculares de paredes abruptas de las zonas glaciares de montaña. Tienen variados tamaños en función de la estructura geológica, el volumen de hielo almacenado, la naturaleza de la roca y otros factores como el movimiento rotacional dentro del circo glaciar, su elevación y orientación.

Los glaciares en el Pirineo actual o no existen o están restringidos a longitudes y volúmenes de hielo insignificantes respecto a los que dieron lugar a las formas que hoy observamos.

Los ibones ocupan algunas de las numerosas depresiones, formadas por la erosión de la lengua glaciar, que no han sido rellenadas por sedimentos en los periodos postglaciares.

También se pueden observar en estos lugares otros rasgos morfológicos propios del modelado periglacial como los lóbulos de solifluxión, los suelos ordenados, los círculos de piedras y los valles asimétricos.

Los macizos de Balaitús y de Panticosa están formados por materiales graníticos procedentes de la solidificación de un magma que, al ascender hacia la superficie, acabó enfriándose. Debido a un fuerte aumento de temperatura y de presión, en las rocas entre las que se "encajó" este magma se formaron minerales nuevos, texturas propias y estructuras características (proceso conocido como "metamorfismo"). Ejemplo de ello son las "marmoleras" de los Picos del Infierno.

Una particularidad hidrogeológica de la zona son los Baños de Panticosa, donde afloran aguas cuya temperatura supera en más de 4°C la temperatura media anual del lugar (aguas termales).



1.4 Cuenca alta del río Aragón

A la zona se accede desde la población de Canfranc-Estación que se encuentra situada a 94 km de Huesca y a 22 km al norte de Jaca por la carretera N-330, junto al río Aragón.

Situación y acceso

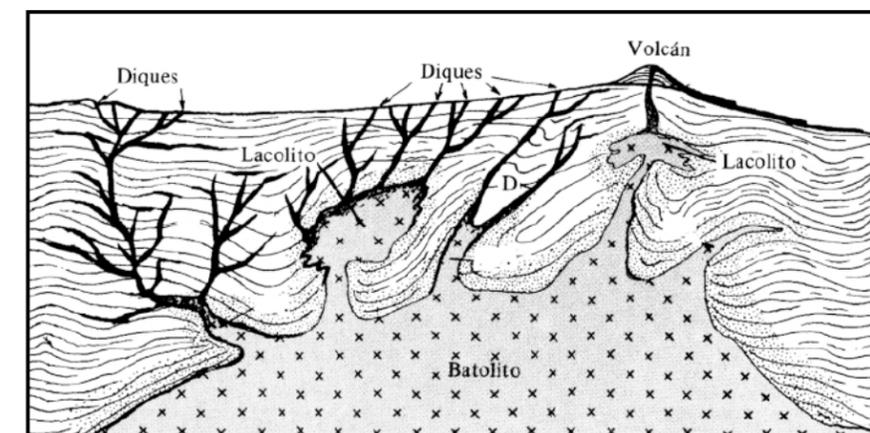
Descripción

Este conjunto geológico y paisajístico reúne los valles que alimentaron al glaciar del valle del Aragón durante épocas glaciares. Son el Barranco de Rioseta, la Canal Roya, la Canal de Izas y el Valle de Ip. En la actualidad, estos valles aparecen colgados varios cientos de metros sobre el fondo del valle del río Aragón.

Son numerosas las formas típicamente glaciares que se encuentran en esta zona: umbrales, cubetas de sobre-excavación, morrenas, circos glaciares (generalmente en las zonas más altas de las vertientes septentrionales), etc. Por su estética, destaca el circo formado en la cara este de Anayet.

Los procesos periglaciares actuales están ampliamente representados en la cuenca alta del Aragón. Son principalmente laderas cubiertas de canchales y turberas, formadas en las cubetas de sobre-excavación ocupadas por ibones. Estas laderas, en algunos casos, van colmatando los ibones hasta incluso hacerlos desaparecer. Este proceso puede observarse en el circo de Anayet.

A todo ello hay que añadir la existencia de formas de origen volcánico, tales como el pico del Falso Anayet, formado por un antiguo pitón volcánico.





1.5 Cuenca alta del río Aragón Subordán

Situación y acceso

Se accede desde Hecho, a 92 km al noroeste de Huesca y a 43 km al noroeste de Jaca por la carretera N-240 y desvío por la carretera A-176, 6 km después de Santa Cilia de Jaca. A la zona de interés se llega por la carretera que sale de Hecho en dirección a la Selva de Oza. En el camping Selva de Oza continúa una pista de tierra que se adentra en la zona a lo largo del río.

Descripción

La zona de cabecera del río Aragón Subordán muestra un característico modelado glaciar, con valles en U (Valle de los Sarrios, Barranco de Aspe y Barranco de Aguas Tuertas), circos glaciares (circo de Olibón, en el Valle de los Sarrios) e ibones (Acherito, Estanés).

A menor escala, el modelado glaciar deja su reflejo en las rocas, que suelen aparecer redondeadas por la fricción con la masa de hielo durante su movimiento (*rocas aborregadas*). Son también frecuentes las acumulaciones de bloques de derrubio de laderas, formando morrenas.

El periglaciario, propio de las zonas próximas a áreas glaciares, se refleja en los numerosos canchales; estas acumulaciones de cantos rocosos deben su origen a los procesos de hielo-deshielo, característicos de estas áreas y que provocan la rotura de las rocas de los resaltes.

Propias de áreas periglaciares son también las *turberas* o *tremedales*. Son zonas encharcadas en las que se desarrollan ciertas plantas cuya acumulación en el suelo en forma de restos vegetales, y su posterior enterramiento en ciertas condiciones, da lugar a un tipo de carbón de escaso poder energético denominado turba. Se trata de un proceso geológico actual de gran interés ya que permite conocer cómo se formaron los carbones. Son destacables la de Aguas Tuertas, la del Valle de los Sarrios y las de la zona de Las Cabretas.

Los procesos kársticos están también representados en el entorno del Alto Aragón Subordán. Sobre los materiales calcáreos el agua meteórica ha formado surcos y acanaladuras que reciben el nombre de *lapiaces*; también pueden encontrarse depresiones cerradas debidas a hundimientos, llamadas *dolinas*, sumideros de agua y algunas grutas.

Atravesando el valle del Aragón Subordán en Mallo Blanco, aparece una lámina de roca magmática denominada andesita, de notable espesor. Es lo que se conoce como "dique". Su gran resistencia a la erosión hace que este dique forme un resalte (ver figura página 57).

Numerosas estructuras tectónicas como pliegues, fallas, fracturas, etc., pueden ser contempladas en toda la zona.



1.6 Entorno geológico de Peña Arañonera

Se sitúa próxima a la población de Torla, a 103 km al nordeste de Huesca y 57 km al nordeste de Jaca. A ella se accede por la carretera N-330, N-260 y desvío por la A-135.

Situación y acceso

Descripción

La morfología glaciar resulta característica en el Valle de Otal y, con su circo glaciar, forman parte del entorno geológico de Peña Arañonera.

Este tipo de modelado también aparece en el Valle de Bujaruelo, aunque algo peor preservado que en el caso anterior.

Esta variedad de ejemplos de valle glaciar nos muestra los diferentes grados de modificación topográfica producida por el hielo.

La erosión glaciar afecta tanto al perfil longitudinal como al transversal del valle. Aunque se describen los valles glaciares como de perfil transversal en U frente a los valles fluviales en forma de V, las transformaciones varían en intensidad, algunos poco excavados, otros completamente transformados, aunque todos ellos hayan soportado cantidades considerables de hielo.

En ocasiones la paulatina transformación del perfil del valle en U se produce acompañada de una profundización del fondo del valle. Los valles "colgados" son un ejemplo de los diferentes grados de profundización del valle principal respecto a los valles tributarios. También el ensanchamiento del valle principal, sin profundización, puede provocar algún valle "colgado".

El perfil longitudinal de los valles glaciares es muy irregular, con cuencas rellenas total o parcialmente de sedimentos y con frecuentes escalones y hasta tramos de pendiente inversa. Las diferencias entre las corrientes de flujo de la masa de hielo y dentro de la propia masa de hielo quedan reflejadas en los distintos valles glaciares, ahora todas ellas están modificadas porque los antiguos valles glaciares son ahora valles fluviales.

Las estructuras tectónicas compresivas son otro de los atractivos de la zona, y pueden reconocerse principalmente en forma de pliegues de diferentes tipos.

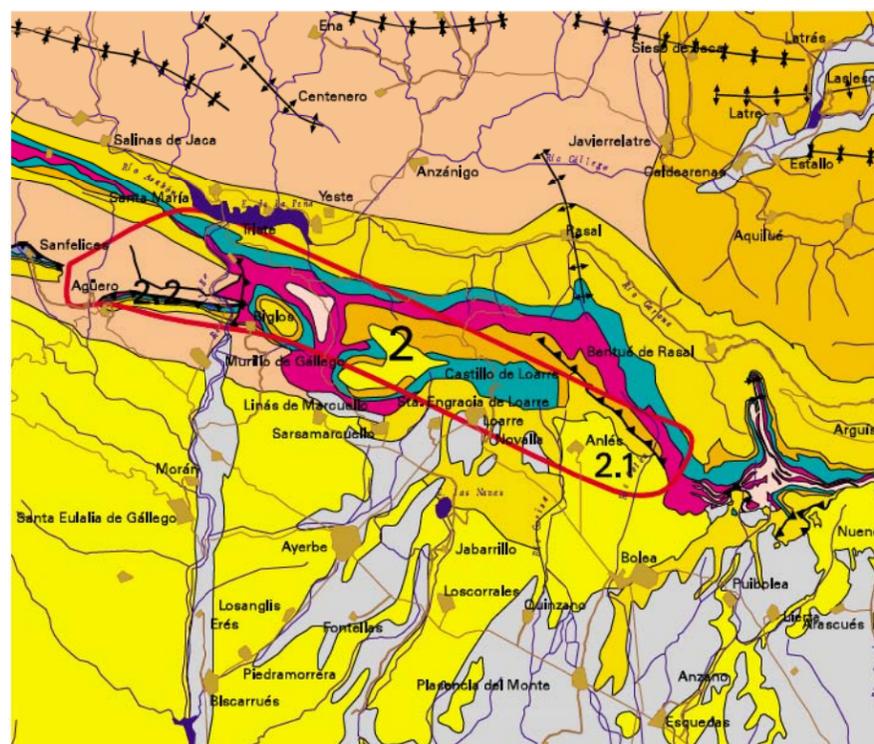
Pero si hay algo que confiere espectacularidad al entorno de Peña Arañonera es su sistema kárstico, que destaca por su extensa red de cavidades (hasta 30 km de recorrido). El desnivel total que llega a alcanzar (1.169 m) lo convierten en uno de los sistemas con mayor desarrollo en vertical del mundo.

2 Frente surpirenaico en la cuenca del Gállego

En esta zona de la cuenca del río Gállego, se ponen en contacto los materiales mezozoicos, principalmente carbonatados, con los sedimentos continentales de la Depresión del Ebro. Este contacto, de geometría especialmente complicada en esta zona, es conocido como "cabalgamiento frontal surpirenaico". Este cabalgamiento² se encuentra fosilizado por conglomerados del Oligoceno.

El modelado tan característico que hoy en día encontramos en la zona se inicia tras la elevación de la Cordillera Pirenaica. Algunos cursos de agua que atravesaban las depresiones intermedias, aprovecharon las fisuras y diaclasas de la compleja estructura calcárea para progresar hacia el Valle del Ebro. En un primer momento, se originaron espesos depósitos de conglomerados calcáreos en el borde sur de las calizas.

Los ríos que surcaban la zona en sentido N-S han ido encajándose en las calizas y conglomerados, formando cañones y estrechos.



2.1 Sierra Caballera

Situación y acceso

El municipio de La Sotonera comprende los núcleos de Aniés, Esquedas, Lierta, Plasencia del Monte, Puibolea, Quinzano y Bolea, que es su cabecera. Este último está situado a 20 km al nordeste de Huesca y a él se llega por la carretera A-132 y tomando desvío en Esquedas a la carretera A-1206 en dirección norte.

Descripción

Situado junto a las estribaciones de la Sierra Caballera, este tramo del río Sotón es un ejemplo de modelado de profundas gargantas en conglomerados del borde surpirenaico. Desde Bolea, entre la ermita de Santa Quiteria y la ermita de San Cristóbal, existe una senda que transcurre por el fondo del barranco del río.

Los recorridos del entorno permiten la observación de frecuentes pliegues que afectan a los materiales rocosos. En algunos puntos puede reconocerse cómo los materiales calcáreos del Cretácico y del Eoceno, más antiguos, se superponen a los conglomerados, de formación más reciente, como resultado de estos movimientos compresivos (cabalgamiento).

Asimismo, pueden contemplarse laderas donde se han producido deslizamientos de bloques de roca y depósitos de material de derrubio. Algunos de estos depósitos, denominados *grèzes litées*, han sido deformados con posterioridad a su formación, probablemente a causa de movimientos gravitacionales en las propias laderas.



2.2 Mallos de Agüero, de Murillo de Gállego y de Riglos

Situación y acceso

A Murillo de Gállego, situado a 110 km al norte de Zaragoza, se accede por la autovía E-7, tomando desvío en Huesca a la carretera A-132. Agüero se encuentra a 42 km al noroeste de Huesca, y se accede por la carretera A-132 y desvío por carretera local antes de llegar a Murillo de Gállego.

Descripción

En el límite sur del frente surpirenaico y al borde de la Depresión del Ebro se produjo un importante depósito de conglomerados durante el Oligoceno en forma de potentes conos de deyección. Los conos de deyección se desarrollaron durante el levantamiento de la Cadena Pirenaica y durante un largo tiempo después. Durante la formación de los Pirineos se incrementó de forma rápida e intensa la energía de la cuenca, mucho más intensa cuanto más cerca del eje de la cadena. Se incrementó la erosión de los materiales que eran arrastrados por cursos superficiales numerosos, con gran carga de sedimentos y con una velocidad que, al decrecer de forma brusca por el cambio de pendiente entre las montañas y su base, provocaron la sedimentación brusca de esta gran cantidad de material. Esto explica el tamaño de grano (a veces métrico) y la heterogeneidad que se observa en los materiales litológicos de los mallos. Este conjunto, de grandes bloques y cantos, parece “flotar” en una matriz arenosa, ha sufrido una compactación que le ha dado una resistencia importante por lo que la erosión se ha concentrado en las zonas de debilidad (grietas y fracturas) aunque sean previsible y frecuentes los desprendimientos favorecidos por la verticalidad de las paredes rocosas.

La erosión y modelado fluvial sobre esos conglomerados depositados durante el Oligoceno ha dado origen a grandes torres que flanquean el curso de los ríos. Tanto los mallos de Agüero, como los de Murillo de Gállego y Riglos están formados por una potente estructura de bloques, cantos y arena que ha sido modelada en forma de gigantescas torres y chimeneas. Estas formas resultantes son conocidos genéricamente con el nombre de “mallos”.



3 Parque Natural de la Sierra y Cañones de Guara

Situación y acceso

Es una extensa área que abarca los términos municipales de Nueno, Huesca, Loporzano, Sabiñánigo, Casbas de Huesca, Boltaña, Bierge, Aínsa-Sobrarbe, Adahuesca, Abiego, Bércabo, Alquézar, Colungo, Hoz y Costeán. Diversas carreteras y pistas comunican las poblaciones del parque, y son también numerosas las pistas que surcan el mismo, aunque su uso con vehículos es restringido.

Descripción

El Parque de la Sierra y los Cañones de Guara se sitúan en la parte central y más elevada de las sierras exteriores del Pirineo, que definen el límite entre esta cordillera y la Depresión del Ebro. Comprende un conjunto de alineaciones montañosas, en dirección este-oeste, que son las Sierras del Águila (entre los ríos Isuela y Flumen), Gabardiella, Santa Eulalia, Arangol (entre el Formiga y el Alcanadre), Balces y Sevil, todas ellas situadas entre los ríos Flumen, al oeste y Vero, al este.

Estas sierras están formadas y modeladas sobre depósitos de origen continental, principalmente areniscas y arcillas, calizas y conglomerados, cuyas edades van desde el Cretácico hasta el Terciario.

El modelado tan característico que ofrece la Sierra de Guara comienza tras la elevación de la Cordillera Pirenaica. Algunos cursos de agua que discurrían por las depresiones intermedias aprovecharon las fisuras y diaclasas de la compleja estructura de pliegues, fallas y cabalgamientos que la potente serie caliza de la Sierra de Guara ofrecía para progresar hacia el Valle del Ebro. En un primer momento, se originaron potentes depósitos de conglomerados calcáreos en el borde sur de las calizas.

Los ríos que surcaban la Sierra en sentido N-S han ido encajándose en estas formaciones, horadando cañones y estrechos ("foces") de gran espectacularidad (garganta de la Peonera y Gorgas Negras en el río Alcanadre, cañón de Mascún, cañón de Balces en el río Isuala, cañón del río Vero y otros de menor espectacularidad).

Los materiales calcáreos cretácico-terciarios así como de los conglomerados del Oligoceno, tienen una elevada permeabilidad y solubilidad, permitiendo que las aguas superficiales se filtren y fluyan subterráneamente, lo que determina el desarrollo de un importante sistema kárstico, con multitud de grutas (El Solencio de Bastarás, con 8.243 m explorados), surgencias de aguas, campos de dolinas (Llanos de Cupierlo), sumideros, poljés (el de Paúles en la Sierra de Gabardiella y los de Fenales y Abeles en la Sierra de Guara) superficies acanaladas (lapiaces), simas (La Grallera Alta de Guara, de varios cientos de metros de profundidad...). Algunas de esas aguas aparecen de nuevo al exterior en conocidas surgencias como la Fuente de La Pillera en el Guatizalema; Bastarás en el Formiga; Custodia, San Cristóbal y Támara en el Alcanadre; el Onso y La Fuente en el Mascún; Almerizal y Las Olas en la Isuela de Balcés o la Surgencia de Verrala en el Vero.

En el límite sur de la Sierra y al borde de la Depresión del Ebro, donde se formaron potentes conos de deyección, los conglomerados oligocenos han dado origen a grandes torres que flanquean el curso de los ríos. Son los denominados "mallos" (Vadiello, Salto de Roldán, los mallos de Ligüerri, Lazas y Peña Foratata y mallos de San Martín de Valdonsera).

Dado que la tectónica es en gran medida responsable de la espectacularidad paisajística del Parque, pueden ser observados numerosos pliegues de todo tipo y a gran escala.

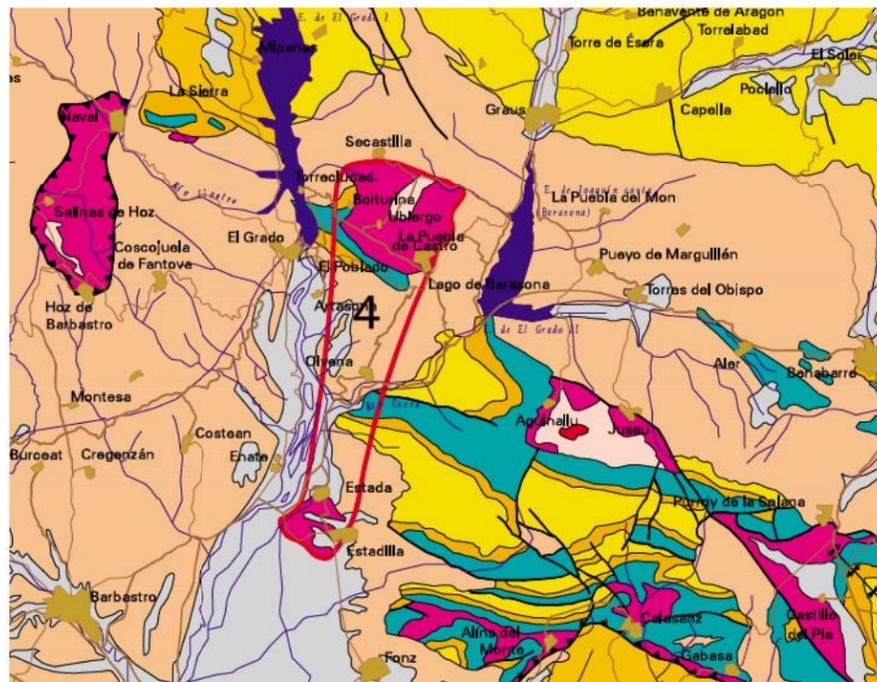
Figuras de protección

Declaración de Parque de la Sierra y Cañones de Guara por la Ley 14/1990, de 27 de diciembre. Reclasificado por Ley 6/1998 como Parque Natural.

4 Diapiros de La Litera: Estada y El Grado

Situación y acceso

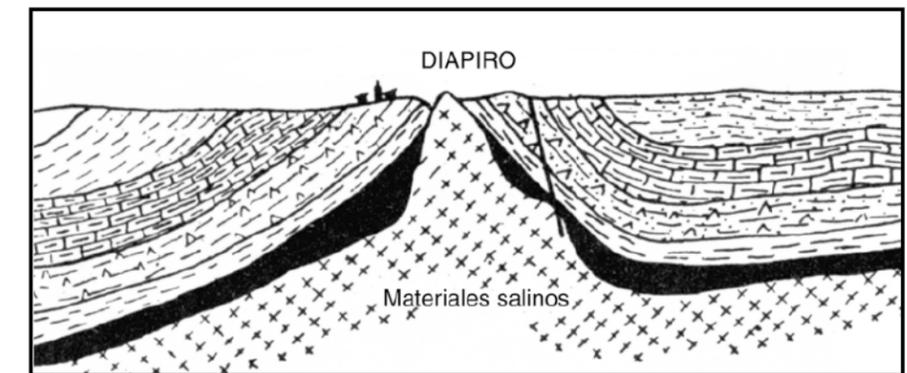
El municipio de Estada se encuentra situado a 62 km al este de Huesca y a 8 km al nordeste de Barbastro, desde donde se llega tomando la carretera N-123. El Grado está a 18 km al norte de Barbastro y se accede por la carretera N-123, tomando desvío hacia el norte, hacia la A-138, justo antes de cruzar el río Cinca.



Descripción

La compactación de los sedimentos por enterramiento en una cuenca sedimentaria donde alternan capas de materiales detríticos³ y evaporíticos⁴ provoca inversiones de densidad. Este proceso crea inestabilidad en los niveles evaporíticos respecto a las capas detríticas que se encuentran por encima. Si el enterramiento es suficientemente grande y además va acompañado de movimientos tectónicos de compresión, gracias a la plasticidad de las sales evaporíticas, se produce su migración a través de las capas superiores, dando lugar a la formación de un tipo especial de pliegue denominado "diapiro" (ver figura). Un ejemplo espectacular es el "diapiro de Estada", que se localiza entre las poblaciones de Estada y Estadilla. Recubrimientos de 2.000 metros se citan con frecuencia como presión mínima necesaria para generar desplazamientos de las arcillas y yesos triásicos. Se citan velocidades de ascensión de 0,1 a 2 milímetros/año según diferentes autores.

Dado que son materiales fácilmente erosionables, los diapiros se traducen en campo en depresiones circulares, delimitadas por capas muy verticales de materiales más competentes. Cuando este tipo de procesos afecta a materiales del Keuper, en su interior suelen aparecer pequeñas elevaciones formadas por "ofitas" o por dolomías triásicas. Las ofitas son rocas verdosas, de origen magmático, que contienen olivino y que tienen un tamaño de grano sólo reconocible con lupa. Su nombre se debe a que su textura recuerda a la piel de los ofidios. En el caso del "diapiro de El Grado", puede reconocerse en su interior ese tipo de rocas.





5 Macizo kárstico de la Piedra de San Martín

Situación y acceso

Ansó se localiza a 103 km al noroeste de Huesca y a 50 km al noroeste de Jaca. Se llega por la A-132, N-240 y carretera A-1602 al llegar a Berdún. Desde Ansó, se toma la carretera local que sale hacia Zuriza. Desde allí y a través de una pista se llega hasta el refugio de Linza.

Descripción

Esta zona constituye la prolongación hacia el sur del macizo kárstico de la Piedra de San Martín (corresponde al conocido en Navarra como Karst de Larra). Los procesos de disolución son intensos en los materiales calcáreos del Cretácico Superior; por lo que toda la zona está salpicada de depresiones, hundimientos (dolinas) y sumideros. Como ejemplos cabe citar la Hoya del Portillo de Larra, la Hoya de La Solana, las Foyas del Ingeniero y las Foyas de Gamueta.

A pesar de ser una zona de gran pluviosidad (entre 2.000 y 3.000 mm/año), apenas existe escorrentía superficial. Debido al gran desarrollo kárstico, el agua es incorporada rápidamente a los flujos subterráneos, dando lugar a la formación de cavidades de gran desarrollo e importancia, como son la sima de la Hoya del Portillo de Larra (400 m de profundidad y 4 km de recorrido), la sima G-12 (200 m de profundidad) y la G-22 (143 m de profundidad). El drenaje de esta zona está muy favorecido, por tanto, por la geometría del acuífero cretácico, y se produce casi íntegramente hacia el valle francés de Santa Engracia.

En superficie, el modelado kárstico deja su huella en las frecuentes superficies acanaladas o con surcos (lapiaces) de formas variadas (oquerosas, en regueros, etc.). Todas ellas son resultado de la disolución que producen las aguas meteóricas sobre estas rocas calcáreas. Es lo que se denomina un proceso "exokárstico".





6 Garganta de la Boca del Infierno, en el Valle de Hecho

Situación y acceso

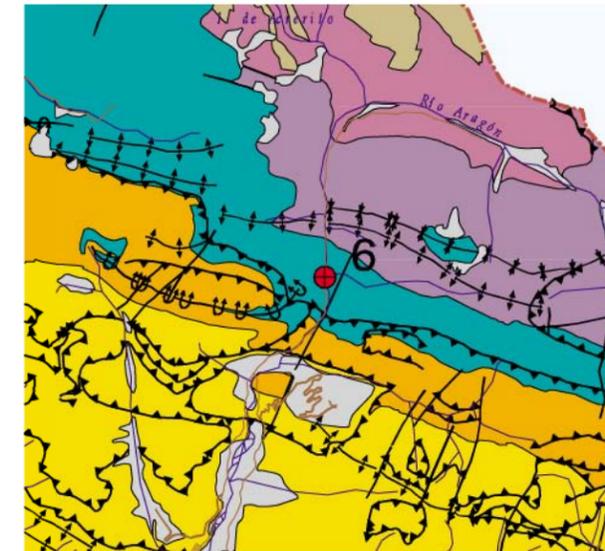
Hecho se localiza a 92 km al noroeste de Huesca y a 43 km al noroeste de Jaca por la carretera N-240 y desvío en Puente la Reina a carretera A-176, 6 km después de Santa Cilia de Jaca. La garganta de La Boca del Infierno está situada en la carretera que sale de Hecho en dirección a la Selva de Oza.

Descripción

A su paso por materiales del Cretácico Superior, el río Aragón Subordán labra una estrecha garganta con imponentes paredes verticales.

La estructura geológica de los materiales atravesados corresponde a una escama cabalgante de materiales del Cretácico Superior, pertenecientes a las llamadas Areniscas de Marboré, y a materiales calcáreos y dolomíticos del Paleoceno. Esta escama constituye un gran bloque de terreno que ha sido arrancado de su ubicación inicial y arrastrado por la acción de esfuerzos tectónicos de compresión, en este caso un cabalgamiento.

Este enorme bloque o escama se encuentra situado sobre materiales turbidíticos depositados durante el Eoceno. Se trata de depósitos marinos (o lacustres), que tienen su origen en el movimiento de una masa de agua que contiene materiales detríticos terrígenos en suspensión y cuya densidad llega a ser mayor que la de las masas de agua contiguas ("corriente de turbidez"), lo que permite que descienda por gravedad las pendientes. Termina extendiéndose sobre el fondo donde su velocidad disminuye y se sedimentan los elementos transportados, dando las turbiditas.





7 Pliegues angulares de Borda de Salas, en Ansó

Ansó se localiza a 103 km al noroeste de Huesca y a 50 km al noroeste de Jaca. Se llega por la A-132 desde Huesca, N-240 y carretera A-1602 al llegar a Berdún. Debe tomarse la carretera que conduce desde Ansó hacia Zuriza.

Situación y acceso

Descripción

Serie de pliegues muy angulosos y tumbados que afectan a estratos de rocas sedimentarias (calcarenitas⁶ y margas) de origen terciario. Estos niveles han sido interpretados como resedimentación en la cuenca de material procedente de las plataformas carbonáticas cercanas. Esta resedimentación debió ser producida por un basculamiento y colapso progresivos de estas plataformas del margen meridional de la cuenca.

En la cartografía geológica abajo representada puede apreciarse un área con una estructura geológica muy compleja que es consecuencia de la superposición de efectos de varios esfuerzos tectónicos sobre un determinado territorio y por tanto sobre unos materiales geológicos. Los esfuerzos tectónicos han sido predominantemente compresivos y debido a ello se observa en las inmediaciones de Ansó una sucesión de anticlinales y sinclinales (algunos de ellos tumbados) enmarcados en dos frentes de cabalgamiento distintos. Además existen otras estructuras a escala microestructural. La hojiosidad que presentan este tipo de rocas ("esquistosidad") es debida a esfuerzos tectónicos, y se observa cómo sufre desviaciones según sea la dureza de los materiales que forman los diferentes estratos.





8 Foz de Biniés

Situación y acceso

Desde Jaca, por la N-240 en dirección a Puente la Reina hasta llegar a Berdún, donde se toma la carretera A-1602 hacia el norte hasta Biniés. Entre las poblaciones de Biniés y Santa Lucía, siguiendo el curso del río Veral, la foz es atravesada interiormente por la misma carretera.

Descripción

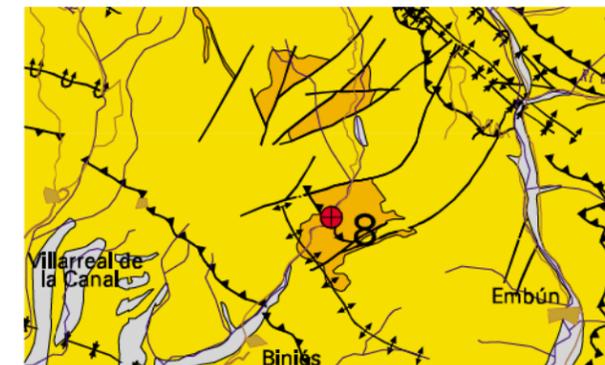
El río Veral atraviesa, de norte a sur, una zona de relieves relativamente suaves, ya al sur de las Sierras Interiores pirenaicas. Estos relieves están formados por turbiditas de edad eocena, sobre las que destacan las crestas calcáreas del Paleoceno (Calizas de la Foz de Biniés).

Las turbiditas son depósitos marinos o lacustres, que tienen su origen en el movimiento de una masa de agua que contiene materiales detríticos terrígenos en suspensión y cuya densidad llega a ser mayor que la de las masas de agua contiguas, lo que permite que descienda por gravedad las pendientes. Termina extendiéndose sobre el fondo, donde su velocidad disminuye y se sedimentan los elementos transportados, dando lugar a las turbiditas.

La estructura tectónica de la zona está dominada por pliegues y cabalgamientos que afectan a estos materiales turbidíticos, en ocasiones en forma espectacular.

Por debajo de la serie turbidítica, mayoritaria en extensión y espesor en esta área, se encuentran los materiales carbonatados de la Foz de Biniés. En estas calizas son abundantes los restos fósiles de macroforaminíferos, principalmente alveolinas, lo que indica que estas calizas se formaron en un ambiente sedimentario de plataforma marina somera.

La estrecha garganta que forma el río Veral corta la macroestructura conocida como "Anticlinal de la Foz de Biniés", en cuyo núcleo afloran las calizas paleocenas-eocenas como sustrato de la serie turbidítica. El flanco norte de esta estructura se inclina suavemente hacia el nordeste, mientras que el flanco sur está verticalizado.



9 Complejo morrénico de Aísa

El núcleo de Aísa se encuentra a 104 km al noroeste de Huesca, en la carretera general a Francia (N-330), con desvío señalado en el término de Castiello de Jaca.

Situación y acceso

Descripción

Hace aproximadamente 50.000 años los glaciares alcanzaron en los Pirineos su máximo desarrollo. Los procesos y formas típicas del glaciario han sufrido desde entonces diferentes fases de estabilización y crecimiento. Los glaciares que descendieron por los valles pirenaicos son los responsables de las principales formas del relieve de la alta montaña de hoy. Testimonio de la actividad de lenguas glaciares de kilómetros de longitud son las morrenas.

En su movimiento el glaciar transportaba los bloques caídos desde las paredes del valle, así como arrancados a su paso para formar estas "morrenas laterales" cuyo emplazamiento ha dado lugar a la formación de un tipo de lagos llamados de "obturbación lateral".

Las morrenas son acumulaciones de bloques rocosos de diferentes tamaños (y a veces material litológico) sin ningún tipo de ordenación ni estructura interna. El origen de estas acumulaciones es el movimiento de una masa glaciar que descendía desde los parajes más elevados del Bozo, los Llanos y Lecherín en la Sierra de Aísa, hasta una altitud de 1.000 m. Las acumulaciones han sido arrastradas una decena de kilómetros y se encuentran emplazadas a ambos lados del valle de Aísa, a unos 200 m de altura sobre el fondo del valle actual.



Señoritas de Arás

10 Señoritas de Arás

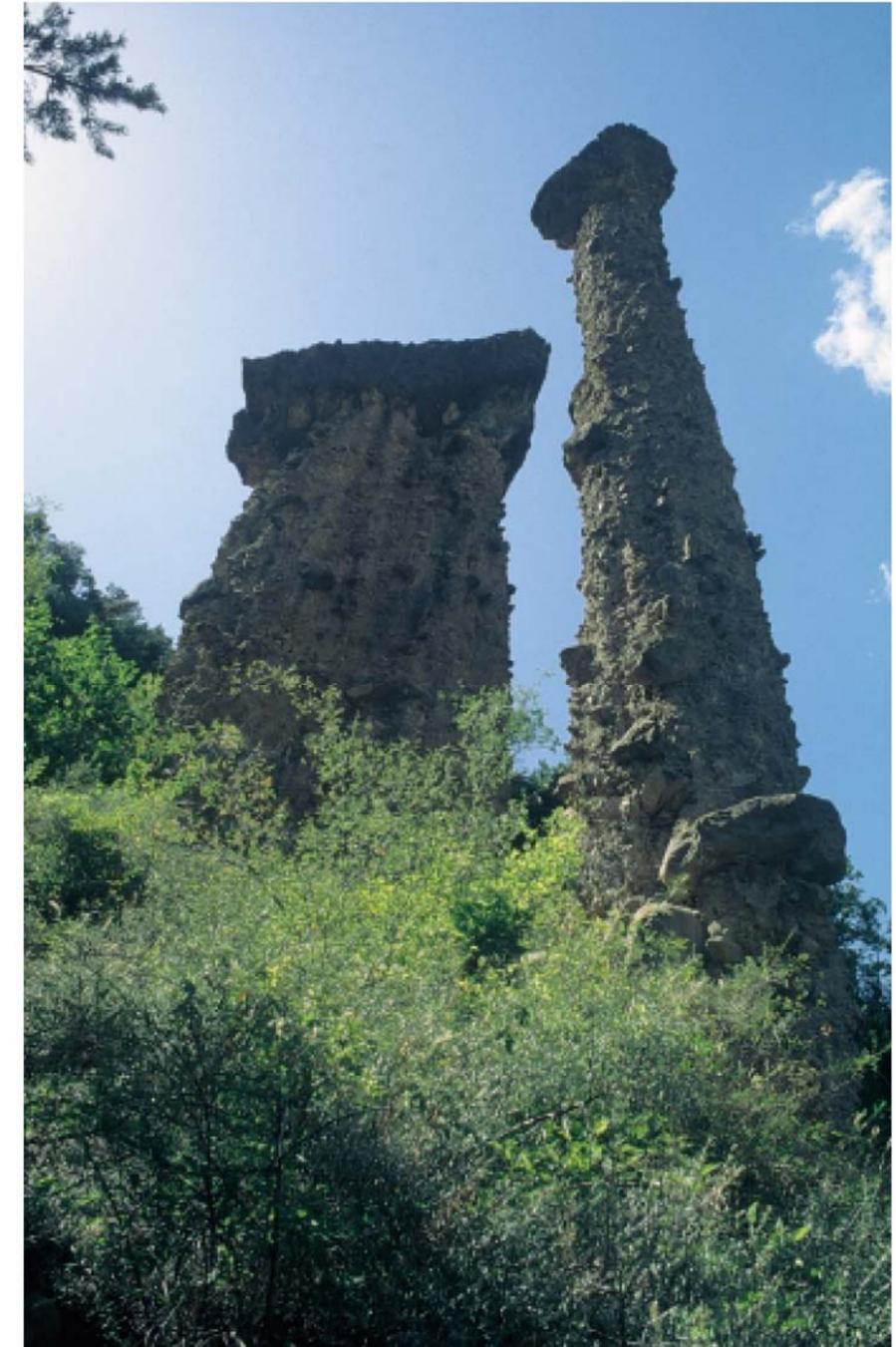
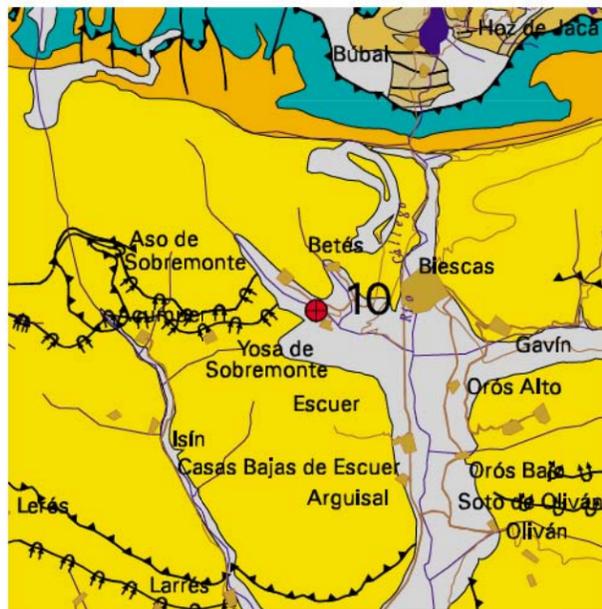
Situación y acceso

Biescas se encuentra situado a 72 km al norte de Huesca y a 27 km al nordeste de Jaca. Se llega por la carretera N-330 y N-260. La zona de interés se localiza en la ladera del Barranco de Aso o de Arás, entre Yosa de Sobremonte y Aso de Sobremonte.

Descripción

Son formas cónicas formadas por materiales detríticos finos y culminadas por un bloque rocoso. Cada uno de estos bloques ha protegido de la erosión, principalmente de las aguas de escorrentía, a los materiales más finos sobre los que se asienta. La acción de estas aguas al ir formando pequeños cursos y canales en el entorno de estos bloques ha formado finalmente este conjunto de morfologías cónicas. Este tipo de modelado es conocido como "chimeneas de las hadas".

En este caso, el depósito sobre el que se desarrollan estas formas tiene un origen glaciar, ya que se trata de una morrena lateral. Los únicos ejemplos de "chimeneas de hadas" comparables y más próximos se encuentran en los Alpes suizos.





11 Congosto de Ventamillo

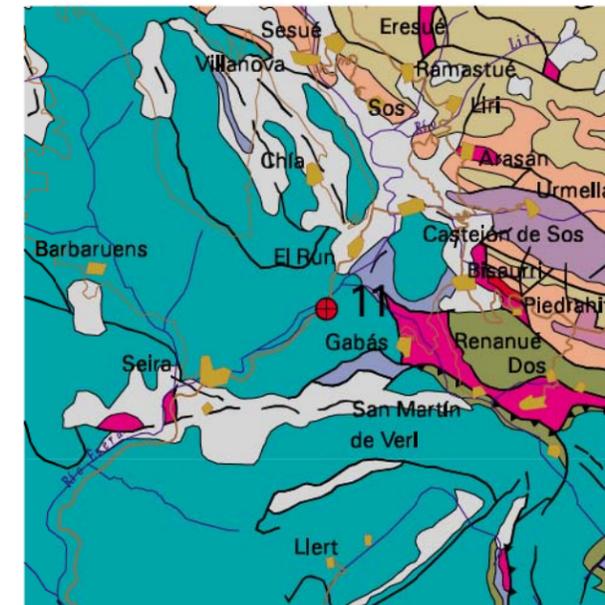
Situación y acceso

Seira se encuentra a 110 km al nordeste de Huesca por la carretera N-240, desvío en Barbastro a carretera N-123, desvío pasando Graus a carretera A-139 y último desvío a N-260 en dirección a Benasque. La carretera N-260 pasa por el Congosto de Ventamillo entre las poblaciones de Seira y El Run.

Descripción

El río Ésera forma un estrecho y profundo congosto al atravesar materiales carbonatados de las Sierras Interiores pirenaicas. Estos materiales son calizas, areniscas y margas del Cretácico Superior que constituyen una potente serie calcárea que puede llegar a alcanzar potencias máximas próximas a 4.000 metros.

En el Congosto de Ventamillo hay importantes surgencias de agua subterránea que mantienen un caudal continuo en el río Ésera. Estas aguas proceden de la infiltración de lluvia a través de grietas y fisuras en la zona del Circo de Armeña, en todo el Macizo de Cotiella y en los sumideros situados en la Sierra de Gabás (al norte del Turbón).





12 Huellas de dinosaurio de Arén

Situación y acceso

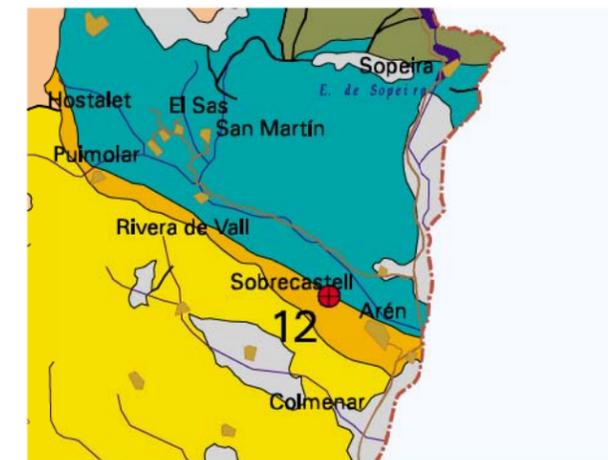
Al nordeste de Huesca y a 37 km de Benabarre, Arén se encuentra situado próximo al río Noguera Ribagorzana, en el límite con la provincia de Lérida. Se llega tomando en Huesca la carretera N-240 hasta Barbastro, donde se coge desvío hacia la N-123 hasta Benabarre, y nuevo cambio a la N-230.

Descripción

Se trata de un yacimiento superficial donde se han podido encontrar pisadas o huellas de dinosaurio. Son lo que se denomina “*pistas fósiles*”, concepto en el que la Paleontología engloba todas aquellas marcas dejadas por un organismo cuando está vivo.

Aparece principalmente en las areniscas cretácicas de la Formación Arén. En los niveles arcillosos, además de restos de dinosaurios, se encuentran también restos de cocodrilos.

El periodo Cretácico comenzó hace unos 145 millones de años y terminó 80 millones de años después, coincidiendo con una gran extinción que marca el paso del Mesozoico al Cenozoico, que es la última era geológica. El final del Cretácico coincide en Aragón con una retirada del mar. A escala global, se produce una extinción en masa en la que desaparece el 70% de las especies. Entre otros, se extinguen para siempre los grandes grupos que dominaron durante el Mesozoico, es decir, los dinosaurios en tierra firme y los *ammonites* en el mar. Los últimos dinosaurios aragoneses pertenecen a los herbívoros *Hadrosáuridos* (que, curiosamente, tenían pico de pato) y son los que se encuentran en esta localidad oscense de Arén, inmersos en estos estratos próximos al nivel en el que se sitúa el límite que marca la gran extinción del Cretácico-Terciario.





13 Yacimiento de Arguis

Situación y acceso

Arguis se sitúa al norte de Huesca a unos 20 kilómetros por la carretera N-330 que une Huesca y Sabiñánigo, tomando desvío a carretera local al llegar al embalse de Arguis.

El corte geológico se encuentra en la misma carretera Huesca-Sabiñánigo, desde el kilómetro 19 hasta el 24, e incluye también todo el entorno de la misma localidad de Arguis. Después continúa en los alrededores de Arguis.

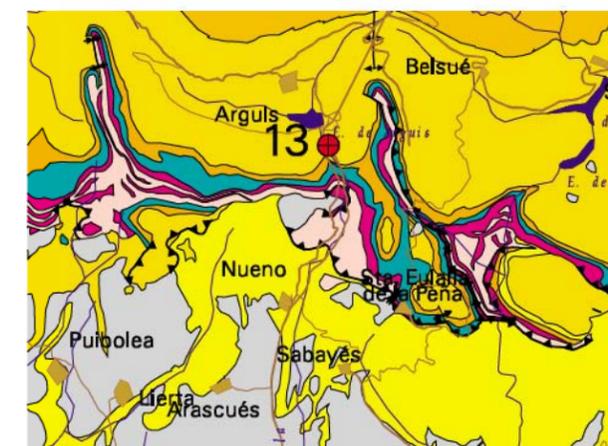
Descripción

En este corte geológico puede reconocerse una secuencia de sedimentación marina de gran escala. Los materiales que aparecen representados corresponden a las formaciones de Calizas de Guara, Margas de Arguis, y Formación Belsué-Atarés, todas ellas del Eoceno medio-superior. El interés de estos materiales reside en la gran riqueza y variedad de microfósiles que contienen, en especial foraminíferos. Esto permite reconstruir la evolución ecológica de estos ambientes marinos y mostrar la distribución de los distintos grupos de organismos fósiles que en su día los habitaron.

La formación Calizas de Guara está constituida por lutitas, areniscas, conglomerados, calizas, calizas bioclásticas y calcarenitas. Son también llamadas Calizas de Alveolinas debido a la gran abundancia de macroforaminíferos que contienen, especialmente alveolínidos y nummulítidos.

También las Margas de Arguis son muy ricas en microfósiles, sobre todo foraminíferos planctónicos y bentónicos. Esporádicamente, pueden reconocerse también esponjas silíceas y restos de crustáceos decápodos.

Las areniscas y lutitas de final del corte corresponden a la Formación Belsué-Atarés. Contienen gran cantidad de nummulítidos y discociclínidos, así como nanofósiles e incluso foraminíferos planctónicos que desaparecen hacia la parte superior de la formación.





14 Congosto de Olvena

Situación y acceso

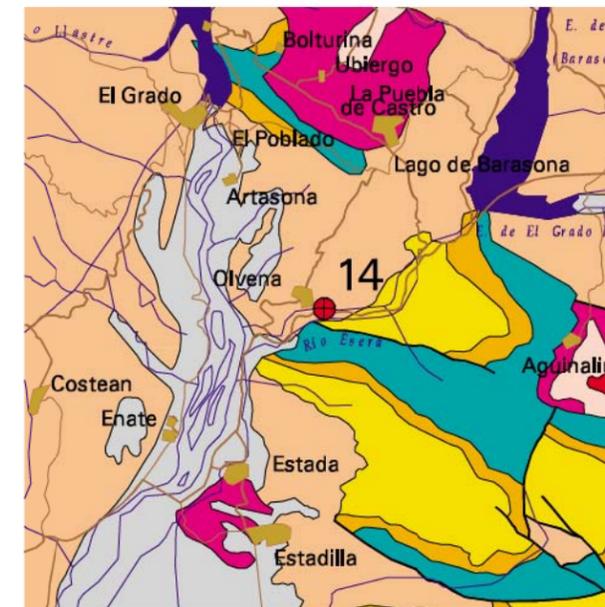
Olvena se encuentra a 65 km de Huesca, al este, y a 12 km hacia el norte desde Barbastro por la carretera N-123, junto al río Ésera. La carretera N-123 atraviesa el llamado Congosto de Olvena en el tramo comprendido entre el desvío hacia la misma población de Olvena y la central eléctrica de San José.

Descripción

El río Ésera atraviesa el Congosto de Olvena fuertemente encajado entre calizas del Cretácico Superior y conglomerados terciarios. Estas capas se encuentran formando un pliegue sinclinal (en forma de U).

En la zona de Olvena, las capas del flanco sur del pliegue se encuentran muy verticales, mientras que en La Puebla de Castro, donde se encuentra el flanco norte, pueden observarse las capas invertidas (las más antiguas sobre las más modernas). El conjunto se halla parcialmente fosilizado por materiales detríticos groseros de la cuenca de Graus.

Desde el interior del cañón del río Ésera, puede observarse un abanico de capas de gran espectacularidad. Este abanico se formó al bascular la superficie de sedimentación mientras, simultáneamente, seguían depositándose sedimentos sobre ella.



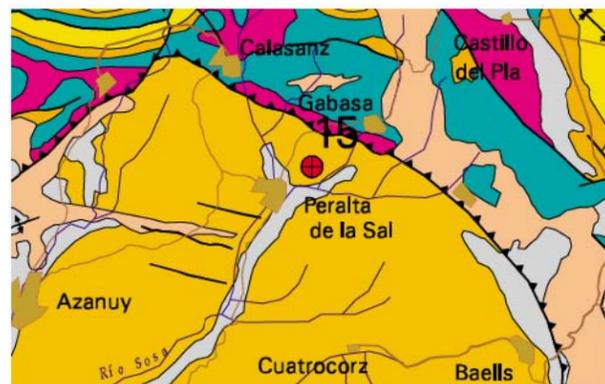
15 Salinas de Peralta de la Sal

Se localizan en el municipio de Peralta de Calasanz, unos 20 km al este de Barbastro, dentro de la comarca de La Litera (Huesca). Se accede tanto desde la N-230 como de la N-240, desde Monzón y Binéfar, existiendo dos carreteras autonómicas (la A-2215 y la A-2216) que conducen a Peralta de la Sal.

Situación y acceso

Existen en el Pirineo diversas explotaciones de sal que se conocen desde antiguo y que quedan reflejadas en la toponimia. La obtención de sal ha sido históricamente un negocio muy lucrativo, habiéndose llegado a utilizar este material como moneda de cambio; en el caso de Peralta y otras salinas próximas la sal producida se vendía a Cataluña y a Francia hasta finales del siglo XVII. Las salinas de Peralta constituyen la explotación más importante de un conjunto de salinas que se localizan en el entorno de la Sierra de la Carrodilla. En Peralta de Calasanz se explota actualmente sal gema (halita) procedente de la evaporación del agua de diversos manantiales salinos: una de las explotaciones existentes está localizada 1,5 km al norte del núcleo urbano de Calasanz y otra al NE de la población de Peralta de la Sal. Los mencionados manantiales están asociados a aguas subterráneas que circulan por materiales geológicos del Keuper, es decir, del comienzo de la Era Secundaria. Dado el carácter salino de estos depósitos, las aguas se enriquecen en distintas sales como cloruros, sulfatos, etc. La obtención de la sal gema se efectúa a partir de la evaporación de las aguas saturadas en sal (salmueras) en unas balsas construidas a tal efecto. Estas balsas sólo están operativas en los meses en los que la evaporación supera a la precipitación, normalmente entre mayo y octubre. Además de los manantiales naturales, existen pozos de hasta 100 m de profundidad en los que se inyecta agua con objeto de disolver el material salino infrayacente, formando así una salmuera con una concentración salina adecuada.

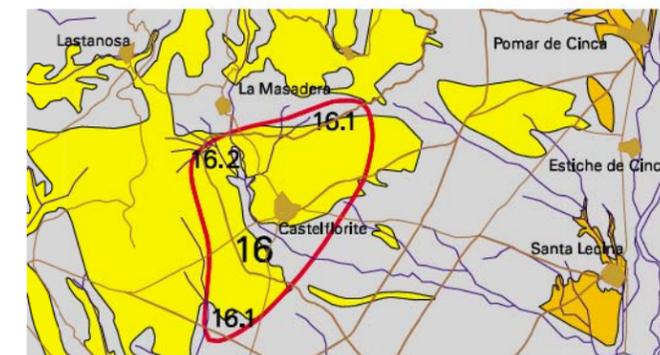
Descripción



16 Entorno geológico de Castelflorite

Situación y acceso

El término de Castelflorite se encuentra situado a 65 km al sudeste de Huesca y a 21 km al este de Sariñena. Se accede por la A-129 con desvío en Lastanosa a carretera local. Se puede observar la zona desde las carreteras A-129 y A-1217 en las inmediaciones de la población de Castelflorite.



16.1 Sasos de Castelflorite

Son relieves espectaculares en forma de mesa que llegan a elevarse más de 100 m sobre las llanuras circundantes. Están formados por areniscas miocenas de origen fluvial. En ellas se aprecian estructuras sedimentarias propias de ríos meandriiformes (estratos oblicuos, estratos en forma de surco, etc.).

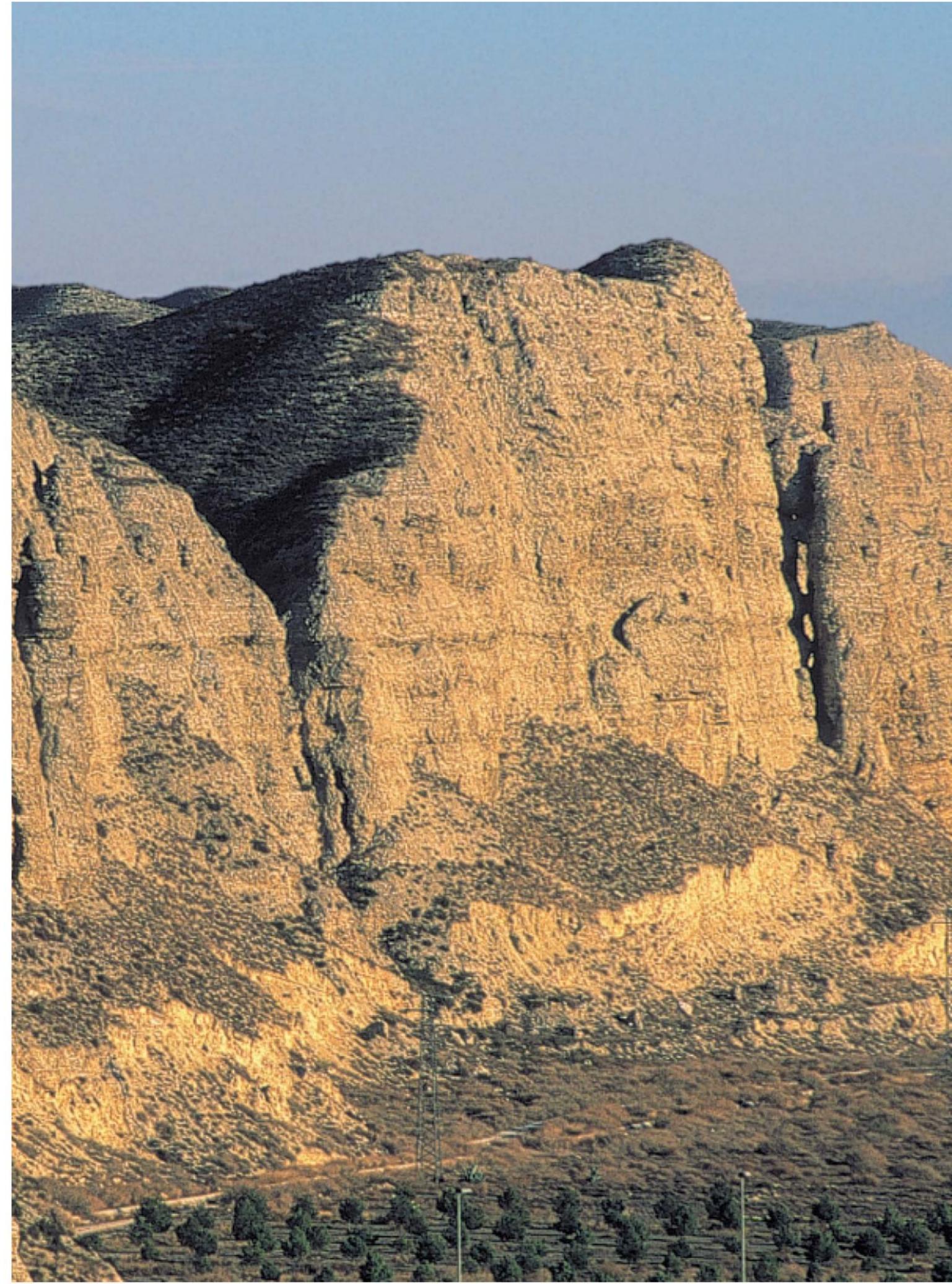
Pueden reconocerse depósitos de "point-bar", que son resultado de la sedimentación, en la parte interna de los meandros, de los materiales más gruesos que transporta un río. Son reconocibles por el tipo de distribución de sus granos, que refleja una disminución del tamaño de grano hacia la parte superior ("*selección granodecreciente*").

Sobre estos materiales se forman depósitos de piedemonte pirenaico (Pliocuaternalio) que desarrollan potentes costras carbonatadas (caliches). Estas costras se forman en superficie por evaporación y son propias de las regiones áridas o semiáridas.

16.2 Estructura compresiva cuaternaria de La Masadera

Se trata de un pliegue anticlinal sobre materiales miocenos que están afectados, a su vez, por una falla inversa. En este tipo de fallas, el bloque levantado es el que está por encima del plano de falla y asciende por éste a modo de rampa. En este caso, el plano por el que deslizan los dos bloques de la falla (plano de falla) es muy tendido.

La estructura anticlinal fallada, resultante de estos esfuerzos tectónicos de compresión, produce un "abombamiento" en la base de un depósito cuaternario suprayacente. Esto demuestra que se trata de una deformación muy reciente (plio-cuaternalia), y es por ello que esta estructura de La Masadera puede considerarse como un buen ejemplo de "neotectónica", o actividad tectónica actual.



17 Escarpe terciario sobre el Ebro al SE de Zaragoza

Situación y acceso

Alfajarín se encuentra situado a 18 km al este de Zaragoza y se llega por la autopista A-2 o carretera N-II. A 5 km de Alfajarín, se encuentra Villafranca de Ebro, 23 km al sudeste de Zaragoza y al que se llega por la misma carretera.

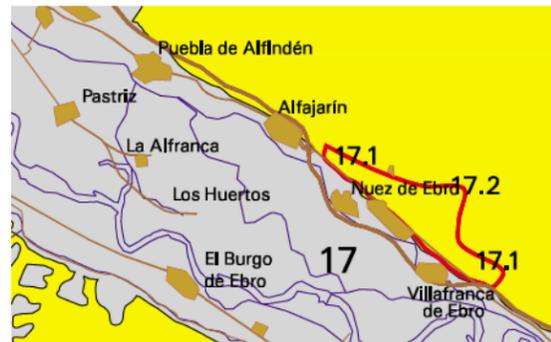
17.1 Escarpe del Ebro en Alfajarín y Villafranca de Ebro

El escarpe modelado por el río Ebro en los alrededores de Alfajarín y Villafranca muestra frecuentes ejemplos de la dinámica de laderas sobre depósitos de yesos y margas terciarios.

En el entorno de Villafranca de Ebro pueden reconocerse deslizamientos muy recientes a los que deben su origen las numerosas grietas por las que se ven afectados los suelos. Estos suelos tienen un carácter limoso y son de edad reciente (Holoceno), por lo que el hecho de que aparezcan agrietados permite otorgar a estos deslizamientos, edades también muy recientes.

En este mismo escarpe, en el entorno de Alfajarín, pueden reconocerse varios ejemplos de valles que desembocan sobre un abrupto o sobre una fuerte pendiente. Estos valles no han alcanzado o han perdido su perfil de equilibrio y son lo que se conoce como "valles colgados". En teoría, la erosión debiera continuar sobre el fondo de los mismos hasta igualar su cota altimétrica en su tramo final, con la del valle al que desagua, en este caso el del Ebro.

El escarpe terciario en esta zona de la margen izquierda del Ebro ha sido relacionado por algunos autores con movimientos tectónicos a favor de una falla que discurre paralela al mismo. Sin embargo, no existe unanimidad respecto al origen de este escarpe, y también hay opiniones que lo relacionan con la propia dinámica fluvial del río.



17.2 Tollo del Barranco de Villafranca de Ebro

Situación y acceso

En Aragón se llama "tollo" a un socavón. Se trata de un barranco de incisión lineal excavado a favor de la red de drenaje principal.

La génesis de estas formas del relieve se relaciona con fenómenos de subsidencia kárstica en barrancos desarrollados sobre materiales evaporíticos. Asimismo, está asociada a fenómenos de arroyada torrencial producida por eventos catastróficos locales (precipitaciones intensas concentradas en cortos periodos de tiempo que provocarían la incisión del barranco) y a fenómenos de piping (usuales en este tipo de materiales, muy activos en los márgenes del "tollo" y que provocarían el ensanchamiento y/o la extensión longitudinal del mismo).

El "tollo" es una morfología activa en la actualidad, controlada por las características de los materiales sobre los que se desarrolla (limos altamente lábiles y con elevados contenidos en sales solubles que le dan características colapsables) y por un régimen hidrológico propio de un clima mediterráneo extremo (con tormentas de variable intensidad y de gran irregularidad espacio-temporal).

El tolo del Barranco de Villafranca de Ebro llega en algún tramo a dejar aflorante el substrato rocoso, terciario yesífero, alcanzando profundidades de aproximadamente a 10 m y anchuras de entre 5 y 20 m. Los materiales exportados se depositaron en forma de un cono de deyección a la salida del barranco, sobre el que se asienta la localidad de Villafranca de Ebro. A unos 700 m barranco arriba el tolo se bifurca en un ramal con un encajamiento extremo, 2-5 m de anchura por 7-8 m de profundidad.

Figuras de protección

El tolo se halla incluido en el Lugar de Interés Comunitario *Montes de Alfajarín-Saso de Osera* propuesto por el Gobierno de Aragón como espacio a incluir en la Red NATURA 2000 por sus valores naturales.

18 Vales de Gelsa y La Graba

Situación y acceso

El término de Gelsa se encuentra a 45 km al sudeste de Zaragoza por la carretera N-232, con desvío en Quinto a la carretera A-1105, y a 16 km al sudeste de Pina de Ebro, por la carretera N-II y desvío a carretera A-1105.

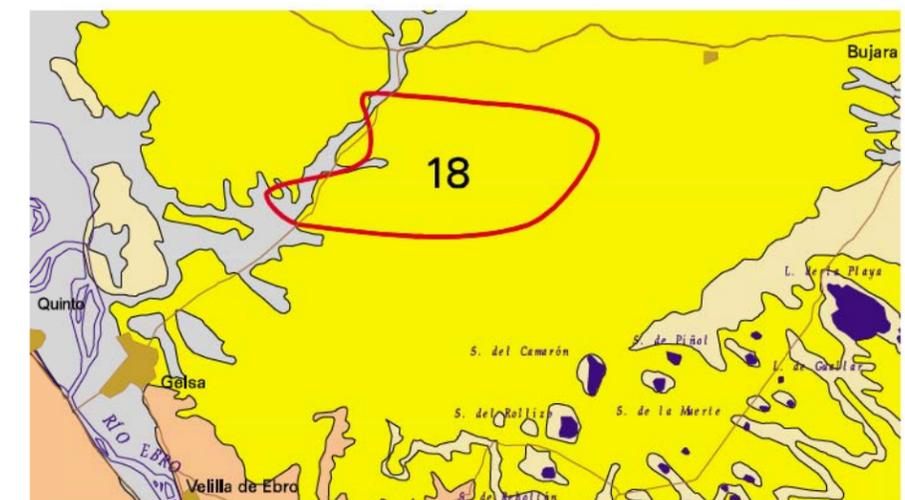
Descripción

Son barrancos de fondo plano característicos de la Depresión del Ebro. La dirección que toman estas vales está claramente condicionada por la estructura geológica de la zona: en planta, tienen un desarrollo arborescente y una disposición, en general, centrífuga desde las "muelas" hacia los valles de los ríos próximos. En esta zona del eje del Ebro al este de la ciudad de Zaragoza, las "vales" prácticamente constituyen la totalidad de la red de drenaje secundaria.

Su relleno normalmente colmata y proporciona morfología plana a un previo valle fluvial en forma de V. En un corte transversal de la "val", se observa que el enlace de su parte más baja, donde dominan los arrastres fluviales, con los depósitos de dominio gravitatorio de las laderas, se suele efectuar mediante una superficie ligeramente cóncava, sin que sea posible de una manera clara su delimitación.

Los depósitos sedimentarios generados por las vales son de lutitas y limos yesíferos que incluyen cantos, en proporción muy variable de procedencia terciaria (yeso y caliza), y paleozoicos o mesozoicos. Estos cantos adquieren formas subangulosas a redondeadas, lo que denota una selección y madurez sedimentarias en general deficientes. El espesor máximo de estos depósitos en el centro de las "vales" más desarrolladas puede sobrepasar los 5 metros.

En la Val de Gelsa desembocan otras vales provenientes del paraje denominado La Graba.

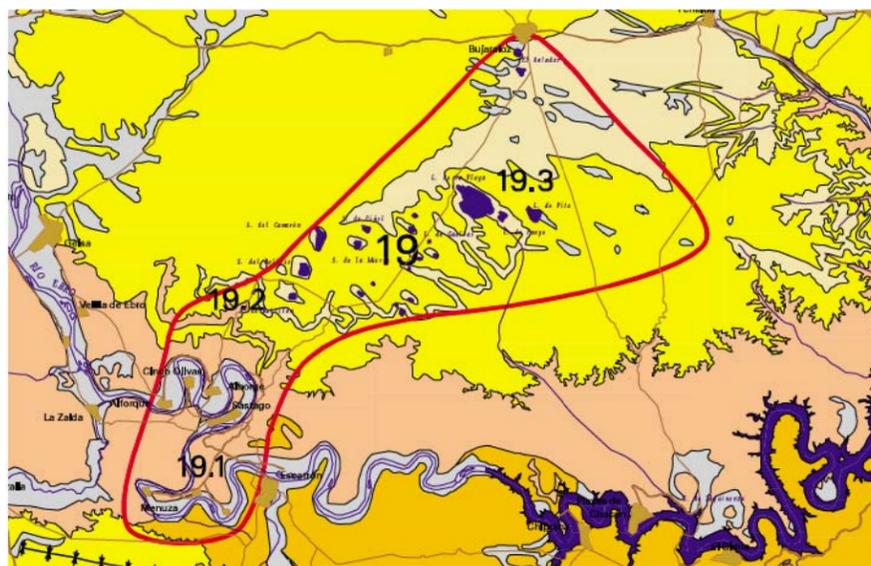




19 Entorno geológico de Sástago-Bujaraloz

Situación y acceso

Sástago se sitúa a 62 km al sudeste de Zaragoza por la carretera N-232, y desvío al sudeste de Quinto de Ebro por la carretera A-221.



19.1 Meandros del Ebro en Sástago

Descripción

En esta zona el río Ebro se encuentra ya en su curso bajo, próximo a lo que se conoce como perfil de equilibrio⁷. En su divagar, ya muy amplio, el río describe varios meandros, alguno de los cuales está casi estrangulado. Este tipo de trazado meandriforme se da en tramos de río con pendiente longitudinal escasa.

A su paso por esta zona de Sástago, el río Ebro adquiere un carácter simultáneamente erosivo y sedimentario, frente al carácter eminentemente erosivo de los tramos rectilíneos (en zonas de cabecera) y básicamente sedimentaria de los tramos múltiples (en tramos finales). En los tramos meandriformes, los cursos fluviales suelen caracterizarse por contener una abundante carga en suspensión o incluso mixta (suspensión y arrastre de fondo).



19.2 Piping en el barranco de Los Picones

Los depósitos limo-arcillosos de fondo de valle llegan a alcanzar en el Barranco de Los Picones espesores de hasta 4 metros. Sobre ellos las aguas de escorrentía superficial han dado lugar a procesos de "piping" (que significa tubería), formando conductos sub-superficiales de diverso tamaño y un tipo de regueros denominados "gullies". De entre todos ellos, destaca un conducto de sección triangular, de 1,5 metros de altura y hasta 2 metros de anchura, con más de 15 m de profundidad, ramificado y con estructuras de circulación de agua en su base.



19.3 Complejo endorreico de Sástago-Bujaraloz

El área comprendida entre Bujaraloz y Sástago está salpicada por numerosas depresiones ocupadas por lagunas salinas. Casi todas ellas tienen carácter estacional: se inundan tras las lluvias, y permanecen secas la mayor parte del tiempo, especialmente en verano, debido a la evaporación, quedando cubierto el fondo de la laguna de una costra salina blanca característica.

Estas lagunas constituyen el área de descarga de niveles freáticos correspondientes a acuíferos de poca extensión y de naturaleza salina. Las menos profundas, denominadas "hoyas" o "clotas", sólo reciben agua superficial y tienen menor concentración de sales, mientras que las más profundas, las saladas propiamente dichas, llegan hasta el nivel freático y reciben agua tanto subterránea como superficial, tienen mayor concentración de sales y el agua dura más tiempo que en las "hoyas". La mayor de todas es conocida como "La Playa", está en el término de Sástago y tiene 3 kilómetros de longitud por 2 de anchura. Hay un total de 18 lagunas y las hoyas son casi un centenar.

Su origen se remonta al Terciario, cuando toda la actual Depresión del Ebro era una cubeta sin salida al mar ("endorreica") y ocupada por un gran lago salado. En ese lago precipitaron carbonatos (calizas principalmente), arcillas y evaporitas (yesos, halita, etc.). Cuando el río Ebro consiguió abrirse paso hasta el Mediterráneo, estos materiales fueron quedando en seco al ir vaciándose la cubeta endorreica del Ebro. A partir de entonces, el agua subterránea ha ido disolviendo estos materiales, dando lugar a hundimientos ("dolinas") del terreno. En esta zona, estos hundimientos dan lugar a las llamadas localmente "saladas".



20 Depósitos lacustres y estructuras sedimentarias de Puig Ladrón

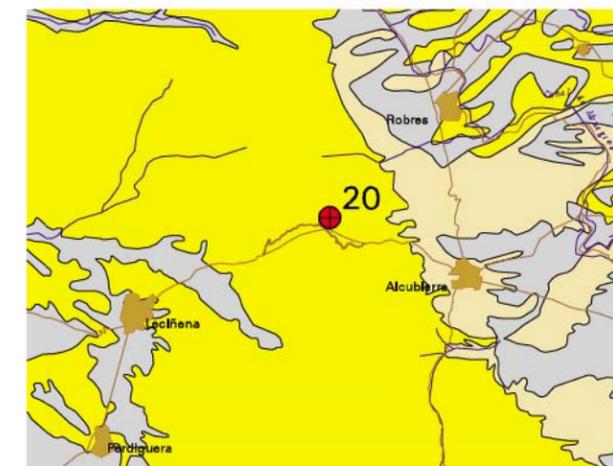
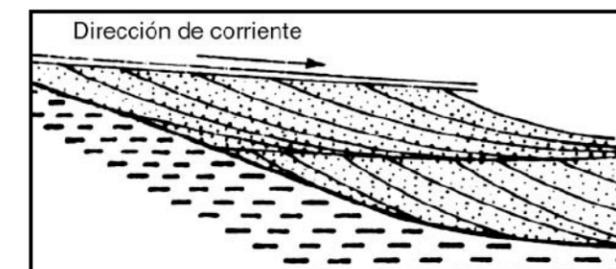
Situación y acceso

El término de Lecién se encuentra situado a 32 km al noreste de Zaragoza, y se accede por la carretera A-129. Para llegar a la zona de Puig Ladrón, se sigue 5 km al norte de Perdiguera por la misma carretera, y entre Lecién y Alcubierre se toma un desvío a la cima de Puig Ladrón.

Descripción

Se trata de sedimentos propios de lago salino con influencia fluvial sobre los que se pueden reconocer numerosas y características estructuras sedimentarias:

- Estratificación cruzada en la que alternan finas capas de limos carbonatados y capas discontinuas de areniscas de grano muy fino. Las corrientes y el oleaje hicieron que las partículas de diferente densidad se organizaran de la forma descrita (ver figura).
- Niveles de yeso acintado que aparecen entre margas y limos. Se han formado a partir del crecimiento y unión de nódulos de yeso en la zona vadosa⁸ del sedimento.
- Estructuras laminares de limos carbonatados. Entre ellos se intercalan delgados tapices formados por algas en un medio sub-aéreo de elevada salinidad.





21 La laguna de Sariñena

Situación y acceso

Sariñena se sitúa a 48 km al sudeste de Huesca por la A-131. Esta laguna se encuentra en las inmediaciones de la misma población de Sariñena. Las carreteras A-129 y A-230 pasan cerca de ella.

Descripción

La laguna de Sariñena es una depresión cuaternaria formada por procesos de erosión. Sus aguas no tienen salida al mar a través de cauces fluviales por lo que esta depresión constituye lo que se conoce como "zona endorreica".

La laguna de Sariñena ha sido considerada un buen ejemplo del endorreísmo en los Monegros. Tiene una amplia extensión superficial y escasa profundidad. Se encuentra en una depresión que recibía agua de arroyada difusas e intermitentes procedentes de lluvias y no tenía más salida que la evaporación. Su cubeta recibe además los aportes superficiales procedentes del Barranco de Saso Verde, por el noreste, junto con es-

casas escorrentías de pequeñas vales que circundan la laguna por el oeste. Cabe citar los aportes de manantiales situados en el oeste que surgen entre la capa de margas impermeables del talud y el nivel detrítico de la cumbre.

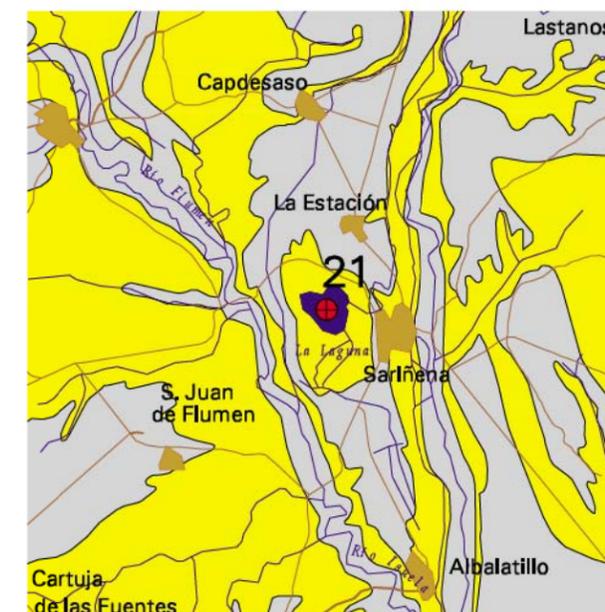
Antiguamente, cuando la laguna se encontraba en régimen natural, sus aportes procedían exclusivamente de la escorrentía superficial y de algunos manantiales. Disponía de agua todo el año, aunque de carácter salino, y alcanzaba una extensión de casi 100 ha. Este régimen natural se alteró en la década de los años setenta debido a los aportes de agua procedentes de los excedentes de riego. La superficie de la laguna prácticamente se duplicó y sus aguas saladas fueron dejando paso a aguas más dulces. Finalmente debió construirse un aliviadero para evitar inundaciones.

La laguna se encuentra instalada en una depresión presomontana excavada en materiales del Terciario Superior. Estos materiales no han sufrido plegamientos ni deformaciones por lo que predomina la horizontalidad topográfica y estructural. La erosión de estos materiales ha dejado un paisaje caracterizado por depresiones, relieves tabulares y cerros testigo.

Originalmente constituía un ambiente sedimentario continental influido por el balance hídrico con un claro déficit (predominio de la evaporación) propio de las condiciones climáticas áridas y semiáridas. Era un claro ejemplo de ambiente evaporítico continental al que existía asociada una sedimentación evaporítica con numerosas especies minerales características de estos medios y buen reflejo de la historia geológica de la cuenca. Para decirlo de forma sencilla, era un lugar de formación de rocas evaporíticas continentales. Todo este carácter se perdió con la influencia antrópica en el régimen hídrico, influencia que, por otra parte, está dejando también su impronta en el registro sedimentario.

Figuras de protección

Refugio de Fauna Silvestre de Laguna de Sariñena.





22 Depósitos evaporíticos de Remolinos

Situación y acceso

Remolinos se encuentra a 31 km al noroeste de Zaragoza, y se llega por la autopista A-68, con desvío en Alagón a la carretera comarcal A-126.

22.1 Barranco de Las Salinas

En esta zona la estratificación de los yesos miocenos de la Unidad Bujaraloz-Sariñena se dispone horizontalmente, aunque con deformaciones debidas a los procesos que afectaron al depósito sedimentario al transformarlo en roca compacta (diagénesis). En este sentido, la variedad estructural de estos materiales evaporíticos permite observarlos en disposición tabular, nodular o rellenando grietas. Igualmente, pueden reconocerse una gran variedad de texturas, tales como la porfidoblástica (cristales de gran tamaño inmersos en una matriz de cristales más finos), alabastrina (cristalización muy fina de color blanco y traslúcida), fibrosa, cristalina, etc.

A lo largo del Barranco de Las Salinas se pueden observar fenómenos relacionados con el crecimiento de cristales de sal: cristales de halita (cloruro sódico) parcialmente reemplazada por carbonato, eflorescencias de sales en las paredes del barranco, pequeñas formas generadas por precipitación de sales, etc. En las escombreras de la antigua Mina Real, algunas de cuyas bocaminas se encuentran en el propio barranco, hay ejemplares de cristal de halita separados por laminillas arcillosas que contienen pequeños nódulos de anhidrita (sulfato de calcio).

22.2 Karst de Ojo Salado y escarpe de Remolinos



El sistema kárstico de Ojo Salado se desarrolla en las evaporitas miocenas de la Unidad Bujaraloz-Sariñena. Se trata de un proceso actualmente activo, como puede comprobarse en los continuos hundimientos provocados en la carretera A-126.

En la parte superior del escarpe de Remolinos se encuentra un conjunto de hundimientos (*dolinas*) en los que pueden verse extraplomos, fondos planos escalonados, sumideros, regueros y cavidades asociados al relleno limoso superficial.

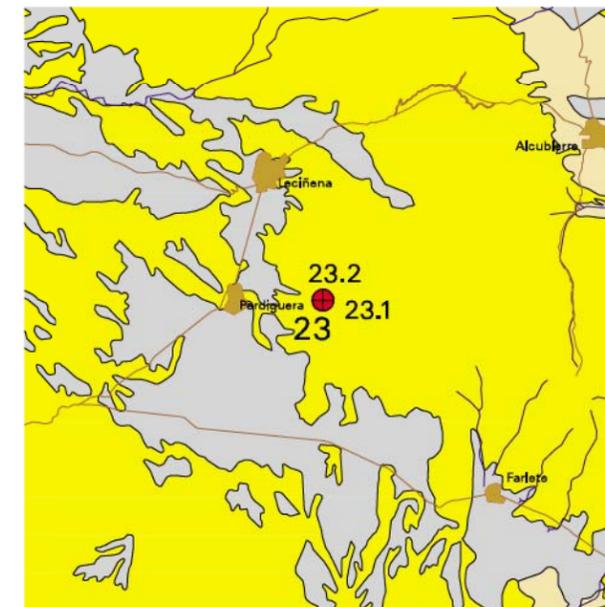
En Ojo Salado existía a pie de escarpe una serie de manantiales kársticos, algunos de ellos con agua sólo en períodos determinados del año y otros con caudal permanente y muy regular. Se trataba de aguas saladas cargadas de cloruros. Sin embargo, estos manantiales, desde hace unos años, permanecen secos.



23 Entorno geológico de Perdiguera

Situación y acceso

Perdiguera se encuentra situada a 25 km al nordeste de Zaragoza, y se accede por la carretera A-129.

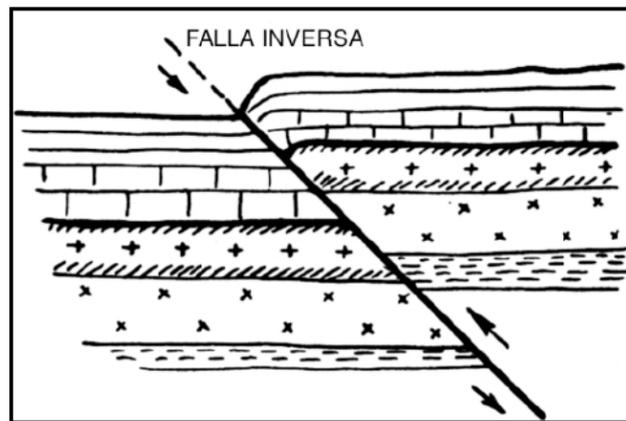


23.1 Falla inversa de la ermita de Santa Cruz

En las paredes del citado desmonte se puede observar el corte de una falla inversa que afecta a materiales lutíticos y yesíferos terciarios. La citada discontinuidad en la disposición de los estratos presenta un plano de falla (plano a favor del que se realiza el desplazamiento) prácticamente vertical, sobre el que los bloques deslizaron unos 5 metros en sentido inverso a la gravedad. Se pueden observar micropliegues fracturados, asociados al plano de falla, cuya génesis está ligada al arrastre producido en la falla. Asimismo en la parte superior del desmonte se localiza un sinclinal que puede haberse formado a la vez que se depositaban los sedimentos que formaron esos estratos o haberse plegado como consecuencia de la deformación que produjo la falla. Todas estas estructuras pueden tener su origen en un campo de esfuerzos tectónicos regional o en movimientos verticales de diapiros asociados a los depósitos de yesos terciarios (ver figura).

Figuras de protección

El cabalgamiento se halla incluido en el Lugar de Interés Comunitario *Sierras de Alcubierre y Sigena*, propuesto por el Gobierno de Aragón como espacio a incluir en la Red NATURA 2000 por sus valores naturales.



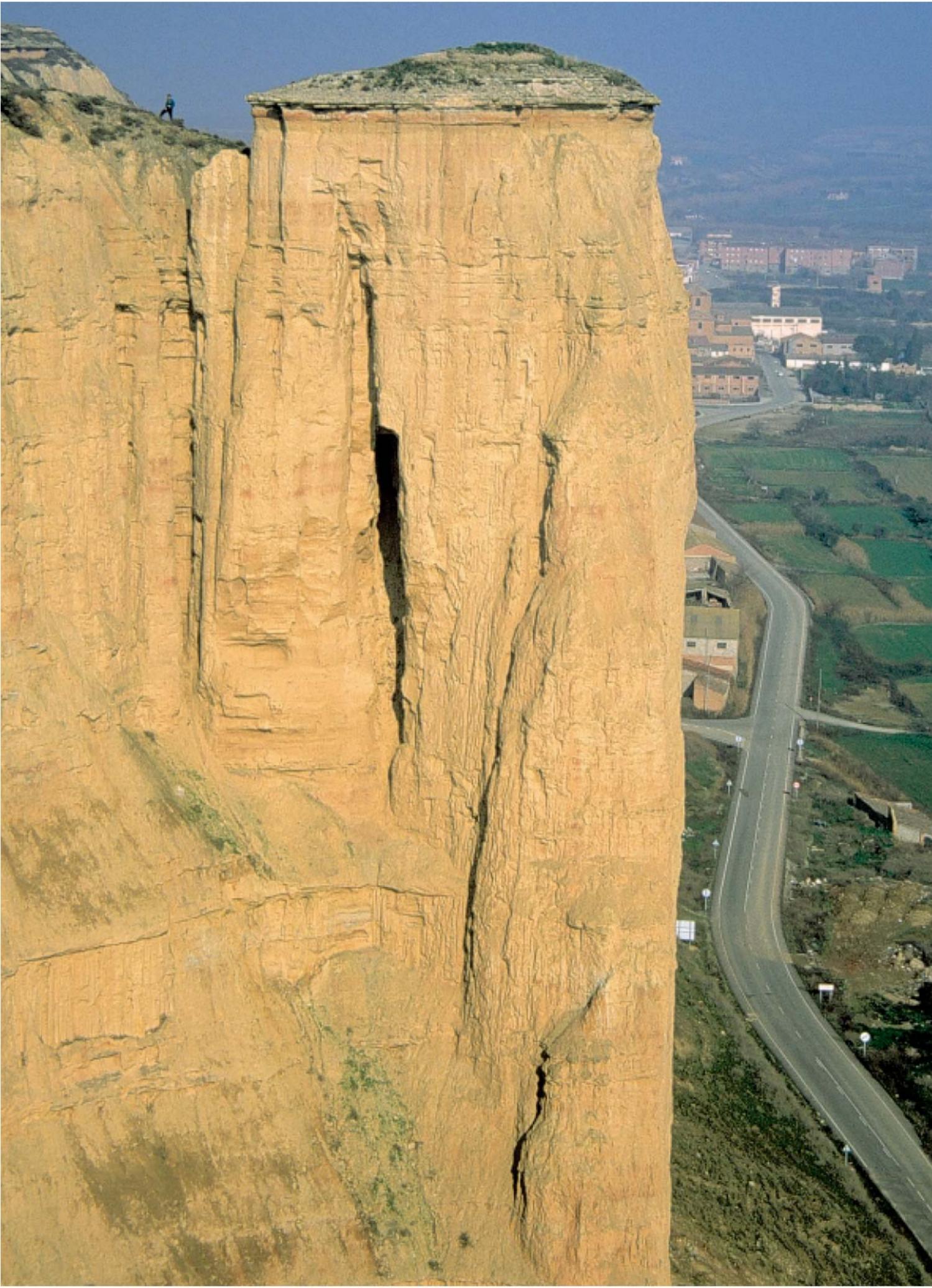
23.2 Tollo del Barranco de Santa Cruz

El tolo, nombre que se le da en Aragón a un socavón, es un barranco de incisión lineal excavado a favor de la red de drenaje principal sobre un depósito de limos yesíferos que rellena un fondo de val. En este caso, el tolo también incide sobre el substrato rocoso, terciario yesífero, alcanzando profundidades de hasta 20 m.

La génesis de estas formas del relieve y su posterior evolución puede relacionarse con fenómenos de subsidencia kárstica en sistemas de barrancos desarrollados sobre materiales evaporíticos que modificarían los niveles de base de la red y dejarían materiales disgregados altamente lábiles. Asimismo, puede estar asociada a fenómenos de arroyada torrencial (producida por eventos catastróficos locales: precipitaciones intensas concentradas en cortos periodos de tiempo) que provocarían la incisión del barranco y a fenómenos de piping, usuales en este tipo de materiales, muy activos en los márgenes del tolo y que provocarían el ensanchamiento y/o la extensión longitudinal del mismo. El tolo es una morfología, activa en la actualidad, controlada por las características de los materiales sobre los que se desarrolla, limos altamente lábiles y con elevados contenidos en sales solubles, que le dan características colapsables y por un régimen hidrológico propio de un clima mediterráneo extremo con tormentas de variable intensidad y de gran irregularidad espacio-temporal.

Figuras de protección

El tolo se halla incluido en el Lugar de Interés Comunitario *Sierras de Alcubierre y Sigena*, propuesto por el Gobierno de Aragón como espacio a incluir en la Red NATURA 2000 por sus valores naturales.



24 Farallones y cantiles de Chalamera

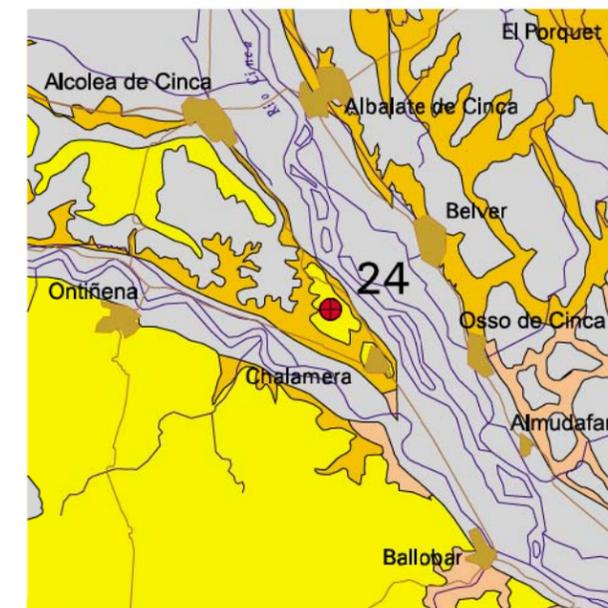
Situación y acceso

La población de Chalamera se encuentra situada junto al río Cinca, a 80 km al sudeste de Huesca y a 22 km al noroeste de Fraga, por la carretera A-131. Las laderas se encuentran en torno a los relieves situados inmediatamente al noroeste de Chalamera. Se pueden observar desde la carretera que comunica Chalamera con Alcolea de Cinca y desde la carretera A-131, entre Chalamera y Ontiñena.

Descripción

Conjunto de laderas en las que se observa un modelado en forma de "proa de barco" que recibe el nombre de "facetas triangulares". Su aspecto está determinado por la incisión de las vaguadas, dispuestas perpendicularmente a la línea de capas duras. Las vaguadas se forman al erosionar las aguas de arroyada, en su búsqueda de las líneas de máxima pendiente, los materiales que configuran las laderas.

Este tipo de modelado está muy relacionado con la erosión y retroceso de las propias laderas ocurrido a lo largo del Cuaternario reciente. Los cambios climáticos, que han dado lugar a una alternancia de etapas de acumulación y de incisión, así como la propia acción del hombre, han sido las causas principales de este retroceso. Según estudios arqueológicos, la velocidad a la que retroceden estas laderas puede cuantificarse en unos 3 m cada 100 años.





25 Galachos de La Alfranca

Situación y acceso

El Galacho de La Alfranca se sitúa a 10 km al noreste de Zaragoza. Desde Zaragoza se llega, por la carretera N-II y por la autopista de Barcelona, a Pastriz o a La Puebla de Alfindén. Desde este último pueblo se llega a la finca de La Alfranca tomando cualquier desvío hacia el S, utilizando caminos agrícolas.

Descripción

El Galacho de La Alfranca es uno de los meandros abandonados como consecuencia de la activa dinámica fluvial del río Ebro a lo largo de su historia reciente. El tramo medio del río Ebro presenta en Aragón una dinámica meandriforme divagante a gran escala. En territorio aragonés el río Ebro discurre por un valle con una pendiente muy baja, entre 0.4 y 1.2 m/km, factor que junto con la litología del valle y la importancia de los caudales sólidos y líquidos, han formado una zona de divagación muy amplia.

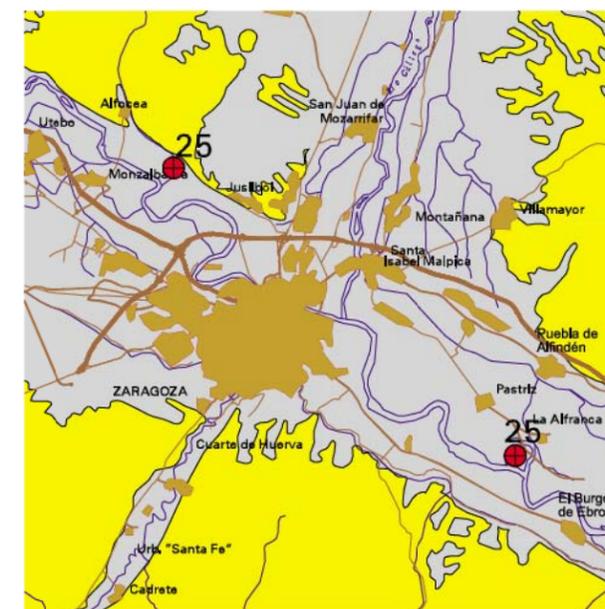
En esta amplia llanura de inundación el trazado del cauce menor se caracteriza por su dinamismo a diversas escalas, una manifestada en la evolución de dicho cauce, con cambios en las zonas de erosión y sedimentación y el desplazamiento progresivo de las márgenes, y otra más excepcional en la que se producen cambios bruscos en el trazado del cauce. Estos últimos dan lugar a meandros abandonados.

Los meandros, en condiciones naturales, tienden a migrar aguas abajo y a disminuir su radio de curvatura para alcanzar una mayor estabilidad. Algunos meandros quedan completamente aislados del flujo normal y desarrollan una evolución propia y diferente a la del río. Además del Galacho de La Alfranca, de importancia por sus dimensiones y el ecosistema que alberga, existen también otros ejemplos como el Galacho de La Cartuja, el Galacho de Juslibol y el Galacho de El Burgo de Ebro.

Su interés desde el punto de vista geológico obedece a su papel como testigo de una dinámica fluvial activa y reciente (cuaternaria). Permiten reconstruir los procesos fluviales, en su tipología y escala, a través del modo en que el río se ha ido moviendo a lo largo de su historia. La evolución de los meandros abandonados es muy rápida y tienden a colmatarse por aportes sólidos en momentos de avenidas, ya que es difícil una recaptura del galacho e incorporación al cauce actual.

Figuras de protección

Los galachos de La Alfranca, de Pastriz, La Cartuja y el de El Burgo de Ebro forman parte de la Reserva Natural del mismo nombre, declarada por Ley 5/1991, de 8 de abril, de las Cortes de Aragón. Zona de Especial Protección para las Aves (ZEPA), según la Directiva 79/409/CEE.





26 Laguna de Chiprana

Situación y acceso

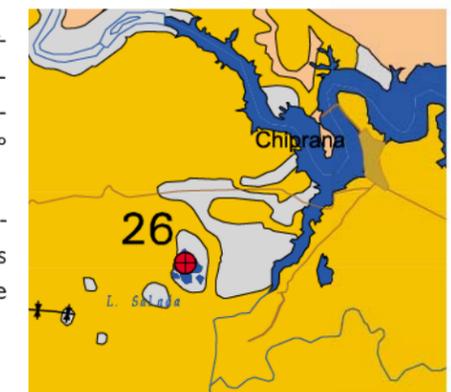
Chiprana se encuentra situado a 92 kilómetros al sudeste de Zaragoza por la carretera N-232, con desvío en Quinto de Ebro a la carretera A-221 en dirección a Escatrón y 7 kilómetros antes de llegar a Caspe.

Descripción

La Laguna de Chiprana o Laguna Salada de Chiprana alcanza una superficie aproximada de 30 hectáreas y ocupa el centro de una zona deprimida. Debido a las dificultades de drenaje, que la estructura, disposición y tipo de materiales confieren a la zona, constituye lo que se conoce como "depresión endorreica". El contorno de esta laguna es irregular; y puede observarse cómo diversos brazos de tierra se adentran en la misma, adoptando formas alargadas. Se trata de antiguos canales que hoy se encuentran rellenos de arenisca. Los materiales que colmataron la llanura de inundación (arcillas) son erosionados más fácilmente que las areniscas de los paleocanales, lo que da lugar a unos relieves invertidos. Estos paleocanales son característicos de la comarca y en conjunto constituyen la Formación de Paleocanales de Caspe. A diferencia de las saladas de Alcañiz y del complejo endorreico de Sástago-Bujaraloz, la Laguna de Chiprana tiene agua todo el año y su profundidad alcanza los 6 metros. Estudios hidrogeológicos realizados en la zona parecen demostrar que esta laguna recibe aportes subterráneos directos. En la actualidad, el régimen hídrico de la laguna está modificado por aportes de aguas más dulces procedentes de los regadíos del entorno. Así y todo, la salinidad de las aguas de la laguna continúa siendo muy elevada (del orden de 30 gr/l). La laguna de Chiprana tiene un gran interés ecológico, directamente relacionado con esta salinidad. La formación en su lecho de un tapiz microbacteriano resulta comparable al que debió dar lugar al origen de la vida en la tierra.

Figuras de protección

Zona húmeda de importancia internacional incluida en la lista del Convenio Ramsar por Resolución de 31 de mayo de 1994 (BOE nº 135, de 7 de junio de 1994). Plan de Ordenación de Recursos Naturales del Complejo Lagunar de Las Saladas de Chiprana (inicio de procedimiento de aprobación por Decreto 154/1977).





27 Serie del mioceno de La Almolda

Situación y acceso

La Almolda se localiza a 75 km al este de Zaragoza, y se accede por la carretera N-II o autopista A-2, con desvío de 8 km al noroeste de Bujaraloz a la carretera A-230.

Descripción

Esta serie estratigráfica puede reconocerse a lo largo de la pista asfaltada que, desde La Almolda, conduce a la ermita de Santa Quiteria.

En ella van apareciendo sedimentos de más antiguos (al inicio de la serie) a más modernos (progresivamente de mayor espesor y carbonatados).

Son depósitos lacustre-*palustres*⁹ miocenos, en los que se reconocen niveles finos de areniscas, reflejo de esporádicas irrupciones de abanicos aluviales. Son frecuentes los nódulos de sílex.

En la parte oeste del perfil se pueden apreciar formas erosivas propias de medios áridos: cárcavas, regueros, etc.





28 Glaciarismo y periglacialismo del Moncayo

Tarazona se sitúa al noroeste, a 84 km de Zaragoza. Se accede por las carreteras N-232 y N-122.

Las faldas de la Sierra del Moncayo se alcanzan desde la carretera que comunica las poblaciones de Santa Cruz de Moncayo, San Martín de la Virgen del Moncayo, Litago, Trasmoz y Vera de Moncayo. Entre las poblaciones de San Martín de la Virgen del Moncayo y Litago, sale una pista que asciende hasta el Santuario del Moncayo.

Situación y acceso

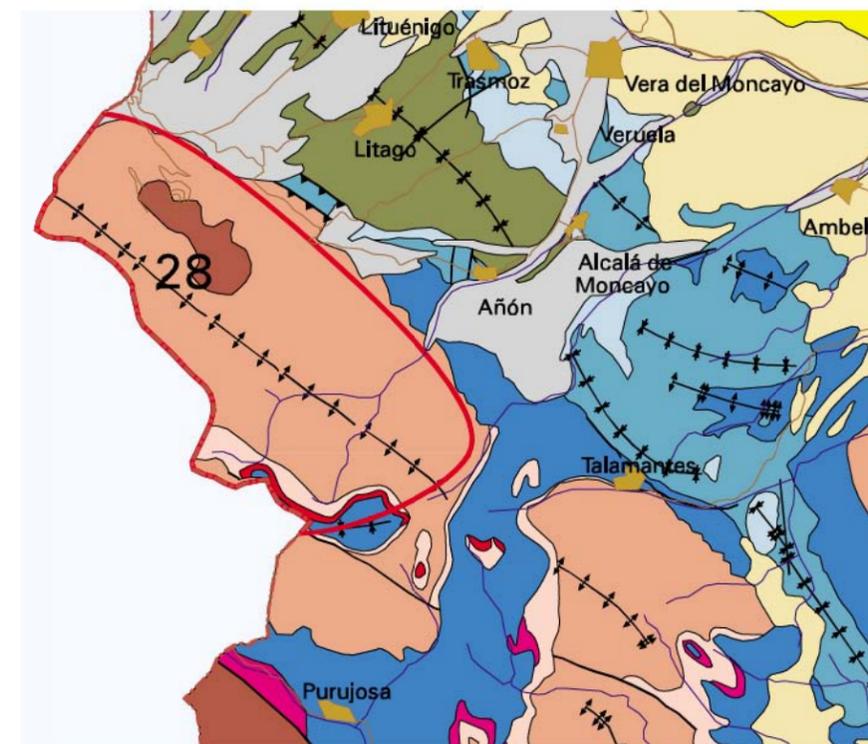
Descripción

Durante las últimas etapas glaciares del Cuaternario, la Sierra del Moncayo ha desarrollado, por acumulación de importantes masas de hielo en sus mayores alturas, tres circos glaciares. En ellos aparecen en la actualidad depósitos de bloques que en otro tiempo cayeron sobre el glaciar o que fueron arrancados y transportados por él; son lo que se denomina depósitos de morrena.

En las inmediaciones de estas zonas glaciares se encuentran formas y estructuras propias de un modelado periglacial; y, por tanto, resultado de largos períodos de hielo que alternaron con episodios de deshielo. Ejemplo de ello son los suelos ordenados, nichos de nivación, glaciares rocosos, laderas y ríos de bloques, deslizamiento de suelos, acumulaciones de derrubios, etc. Este tipo de modelado alcanza una gran extensión en la zona y es todavía activo por encima de los 2.100 m de altitud.

Figuras de protección

Parque Natural del Moncayo, Decreto 73/1998, de 31 de marzo, del Gobierno de Aragón.





29 Complejo endorreico de Alcañiz-Calanda

Se encuentra localizado junto a la población de Alcañiz. Se accede a esta localidad desde la carretera N-42 hasta Montalbán y desde allí por la N-211. Desde Zaragoza se accede por la N-232.

Situación y acceso

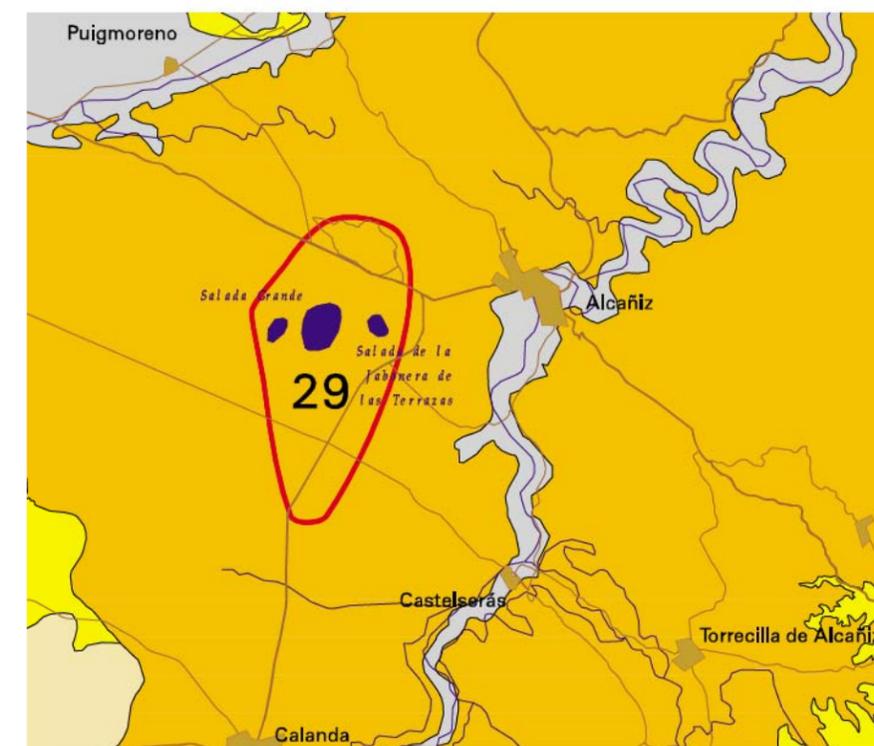
Descripción

Uno de los fenómenos más característicos del Valle del Ebro es el endorreísmo, fenómeno topográfico típico de zonas áridas que ha originado toda una serie de lagunas, charcas y balsas naturales, frecuentemente de carácter estacional. En los fondos de estas lagunas se acumulan las sales lavadas por las aguas de arroyada, por lo que son conocidas como *saladas*.

El complejo endorreico de Alcañiz-Calanda está formado por la Salada Grande, la Salada Pequeña, la Salada de Calanda, la Salada de la Jabonera de las Terrazas y otras depresiones menores.

Las aguas que alimentan estas lagunas proceden del drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica y, por su carácter endorreico, no tienen salida natural al mar. La lámina de agua superficial varía estacionalmente y suele desaparecer en las épocas secas; es entonces cuando quedan a la vista un característico "tapiz de sales" de color blanco, suelos ordenados y estructuras de crecimiento de sales.

Los factores que han favorecido la formación de este "complejo lagunar" son la erosión, que incide de forma diferente en los materiales según sea su resistencia, un relieve muy llano, la dificultad de drenaje y la proximidad de las aguas subterráneas a la superficie.





30 Laguna de Gallocanta

Situación y acceso

La laguna de Gallocanta se sitúa a 100 km al suroeste de Zaragoza. Se llega por la carretera N-330 hasta Daroca, donde se toma el desvío a la A-211 y un nuevo desvío a Gallocanta tras pasar por Santed.

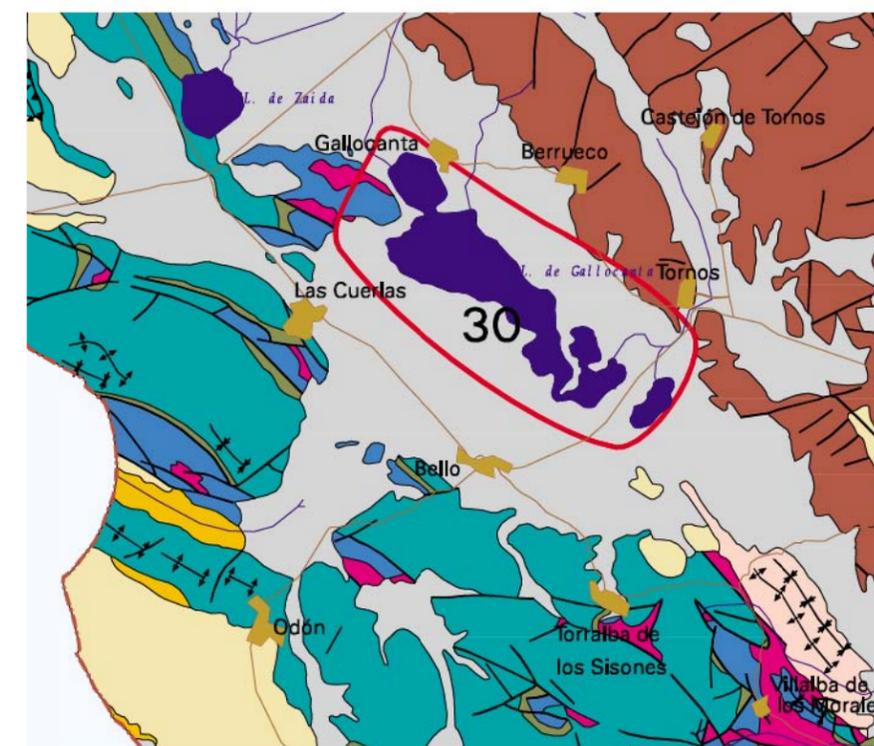
Descripción

La cuenca endorreica (sin salida al mar a través de cauces fluviales) de Gallocanta encierra un complejo lagunar en el que destaca la Laguna de Gallocanta debido a sus dimensiones, características de sus aguas y de sus sedimentos, y por albergar, como consecuencia de lo anterior, un ecosistema de gran relevancia por su singularidad y su situación estratégica en Europa. Su interés desde el punto de vista geológico obedece a la peculiar configuración y disposición de los materiales que ha permitido la formación de este humedal, bien conocido por sus valores ecológicos y por las formas sedimentarias que pueden observarse tanto en el fondo como en las orillas.

Su origen se remonta a finales de la Era Terciaria y es consecuencia de un hundimiento tectónico que dejó los macizos paleozoicos y mesozoicos circundantes elevados respecto al centro de la depresión.

En periodos de máximo llenado alcanza las 1.400 hectáreas y 2,5 metros de profundidad, por lo que se la considera la mayor laguna natural de la Península Ibérica, si bien, en periodos prolongados de sequía, la laguna ha llegado a secarse.

Por término medio a la laguna llegan anualmente unos 12 hm³ de agua, de los que una tercera parte procede de pequeños arroyos, y el resto, a partes iguales, de la infiltración directa de la lluvia y subterráneamente de los acuíferos del entorno. Parte de las aguas subterráneas que alimentan la Laguna de Gallocanta son salinas como consecuencia de su contacto con sales triásicas y son las responsables de que en periodos de sequía las aguas de la laguna alcancen una salinidad muy elevada (hasta 150 gramos de sales disueltas por cada litro de agua); la concentración en sales es un proceso cíclico: se concentran por evaporación en periodos de estiaje, en los que además adquiere mayor relevancia el aporte de aguas salinas, y desaparecen en periodos húmedos por dilución y mezcla con aguas más dulces. Como consecuencia, en el seno de la laguna se está produciendo una sedimentación de sales y carbonatos de singulares características.





En las orillas se reconocen depósitos de tipo litoral y terrazas de origen lacustre, observables sobre todo en la parte sudeste de la laguna, donde existen numerosas extracciones de arena.

Figuras de protección

Refugio de Fauna Silvestre de la Laguna de Gallocanta. Declarado por Decreto 69/1995, de 4 de abril, de la DGA.

Zona de Especial Protección para las Aves (ZEPA), de acuerdo a la Directiva 79/409 de la CEE.

Zona húmeda de importancia internacional incluida en la lista del Convenio Ramsar por Resolución de 31 de mayo de 1994 (BOE nº 135, de 7 de junio de 1994).

Área de Especial Protección Urbanística, según Decreto 85/1990, de 5 de junio, de la DGA.

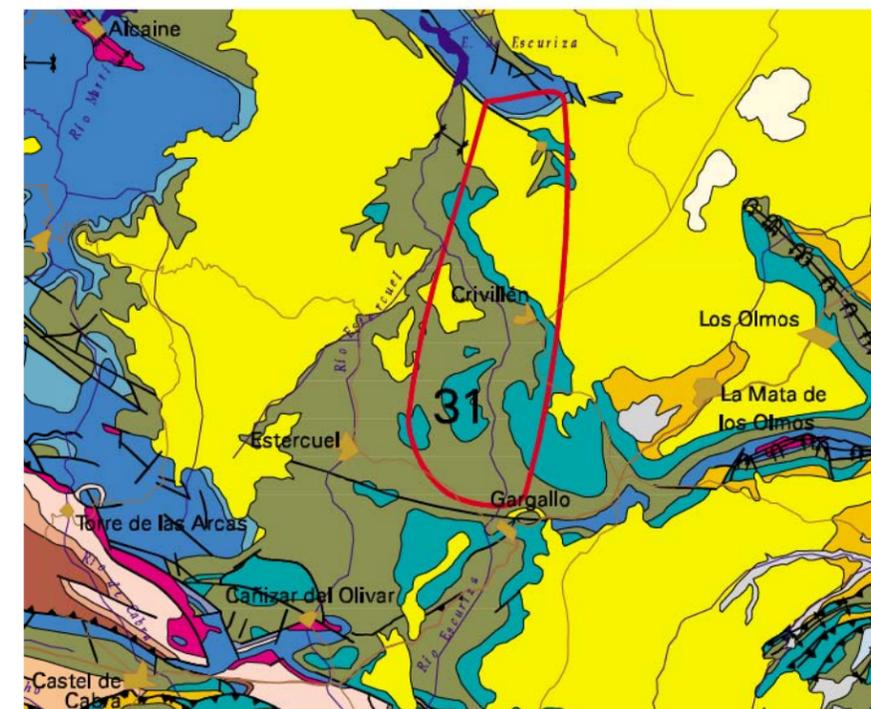
31 Explotaciones de caolín de Crivillén

Situación y acceso

Situadas en los términos municipales de Crivillén, Gargallo y Esterciel, en la comarca turolense de las Cuencas Mineras. El mejor punto de observación es desde la carretera que conduce a Crivillén, a unos 200 m del cruce con la carretera de Andorra.

Descripción

Los yacimientos e indicios de caolín de la Comunidad de Aragón pertenecen a la Cordillera Ibérica, y se encuentran incluidos dentro de los niveles basales del Cretácico Inferior (Facies Weald y Utrillas fundamentalmente). La formación caolinífera que se explota en la zona de Montalbán-Esterciel-Alcorisa, y cuyo máximo espesor se encuentra en el sector de Crivillén, pertenece a la facies Utrillas, datada como de edad albense. Se trata de una alternancia de arenas y areniscas de colores predominantemente amarillentos y ocre, con intercalaciones de arcillas y margas. Su destino final suele ser la fabricación de cerámica fina y vidrio. En las explotaciones mineras de caolín presentes en la zona puede observarse el proceso de trabajo de la minería de transferencia y la restauración progresiva de las escombreras. Resulta perceptible el contraste existente con antiguas explotaciones a cielo abierto, en las que la zona afectada todavía permanece sin restaurar.





32 Parque Geológico de Aliaga

Situación y acceso

La población de Aliaga se sitúa junto al río Guadalupe, a 66 km al noroeste de Teruel por la carretera N-420 y desvío 2 km después de Mezquita de Jarque por la carretera comarcal A-1403. Los puntos definidos en el itinerario se encuentran a lo largo de las carreteras TE-820 y TE-812. Además, se accede a la zona desde Camarillas por la A-228 y desde Miravete por una pista asfaltada.

Descripción

Constituye un mirador de excepción sobre los últimos 200 millones de años de historia de la Tierra. Los contenidos del Parque se agrupan en cuatro núcleos de interés:

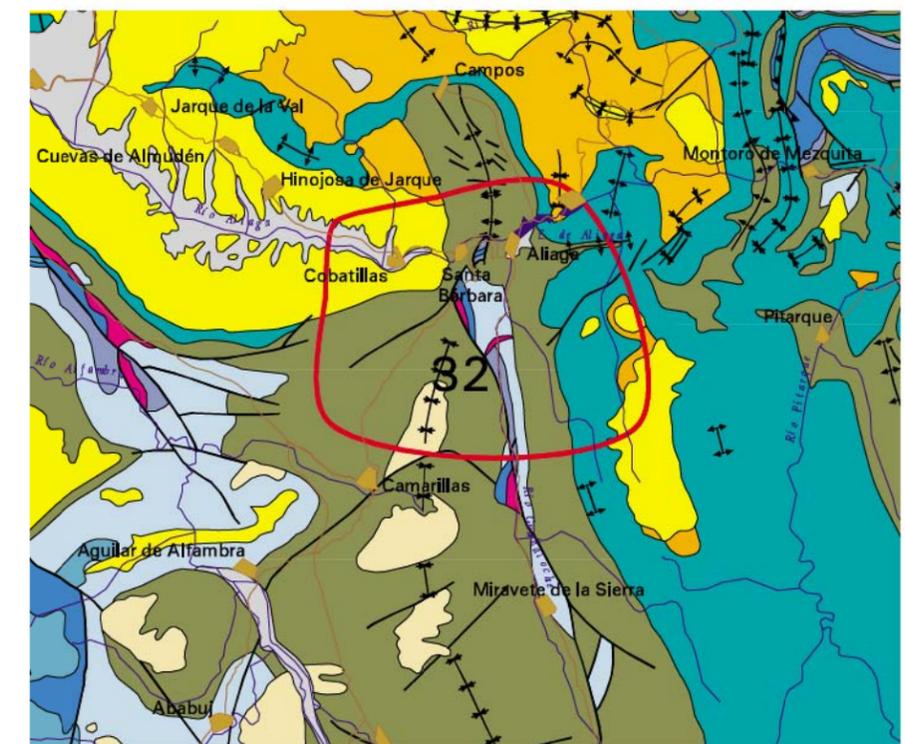
Constituye un mirador de excepción sobre los últimos 200 millones de años de historia de la Tierra. Los contenidos del Parque se agrupan en cuatro núcleos de interés:

Sucesión de estratos del periodo Cretácico, donde se observa la alternancia de formaciones calcáreas de origen marino y formaciones arenosas y arcillosas sedimentadas en ríos y lagos, lo que refleja los sucesivos avances y retiradas de la línea de costa durante dicho periodo.

Formaciones continentales de la Era Terciaria, con excelentes afloramientos de detalle donde los lechos de gravas y arenas registran fielmente la dinámica de los cauces fluviales que los depositaron.

Deformaciones tectónicas adquiridas por las capas durante la orogenia alpina que dan lugar a estructuras de gran espectacularidad con singulares y caprichosas formas de relieve, efecto de la erosión selectiva de las capas y las estructuras. En el paisaje resultante destaca siempre la impronta de la geología.

Todos estos elementos pueden observarse de forma ordenada a lo largo de 11 puntos e itinerarios repartidos en una distancia máxima de 7 km alrededor de Aliaga.





33 Modelado kárstico de la Sierra de Albarracín

Situación y acceso

Este modelado kárstico afecta a una amplia zona de la Serranía de Albarracín, en la zona limítrofe entre las provincias de Teruel, Cuenca y Guadalajara. A grandes rasgos, esta zona queda delimitada entre las localidades de Pozondón, Orihuela del Tremedal, Guadalaviar y Frías de Albarracín. La zona está cruzada por una retícula de carreteras comarcales y locales; se accede por las carreteras comarcales A-1511, desde Santa Eulalia del Campo, A-1512 que se toma en las proximidades de Caudé y A-1513 en las de Teruel. Desde ellas numerosas carreteras locales permiten el acceso a los lugares más destacados de este particular modelado.

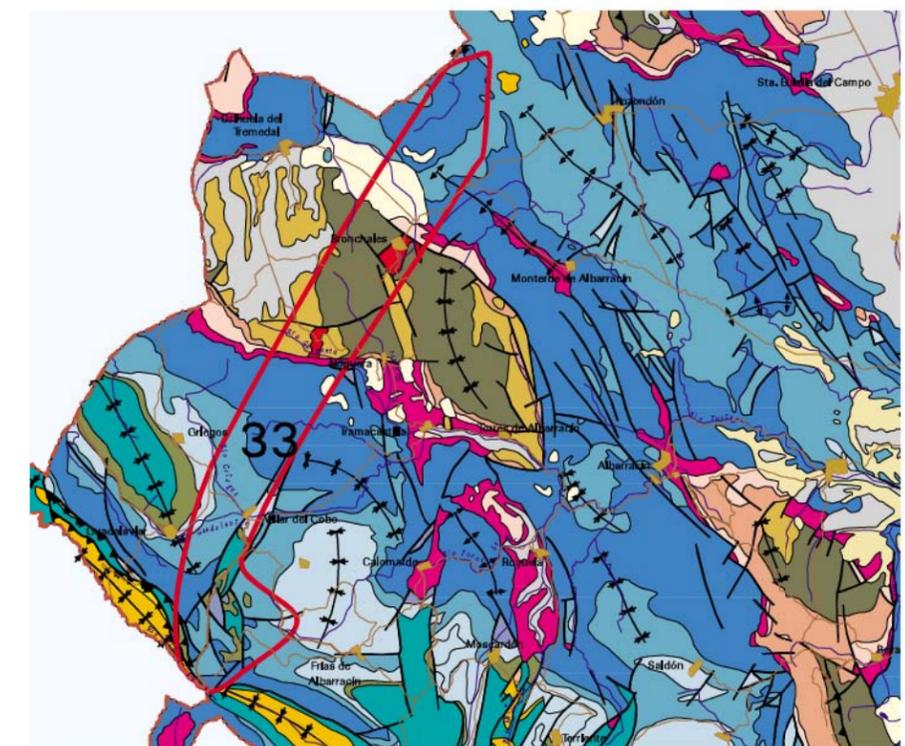
Descripción

Por modelado kárstico se entiende el conjunto de las múltiples formas que se derivan de la disolución de las rocas carbonatadas. De ellas las más accesibles son las que se producen en la superficie de la roca, como las dolinas y los poljes.

Las **dolinas** son depresiones cerradas, de contorno circular, elíptico o sinuoso, que se forman como consecuencia de la disolución de la roca en que se encuentran. Generalmente se dan en rocas carbonatadas y, en menor medida, en yesos.

Las calizas integran en su composición minerales no solubles que quedan como un residuo tras la disolución de la caliza. Estos residuos, de tipo arcilloso, se conocen como *terra rossa* y tapizan generalmente la superficie de la dolina (ver figura).

Dentro de este modelado destaca el **Campo de dolinas de Villar del Cobo**, entorno natural de gran calidad paisajística. El altiplano de Villar del Cobo constituye un extenso campo dolinas, desarrollado sobre calizas mesozoicas. Se trata de un conjunto de dolinas de grandes dimensiones (profundidades de 40-50 m y diámetros de hasta 250 m); por su tamaño y densidad, es probablemente el mejor ejemplo de Aragón y uno de los más destacados de España. Se trata de dolinas en forma de embudo y de cubeta, donde las laderas aparecen tapizadas de *derrubios*. En algunos casos, en el



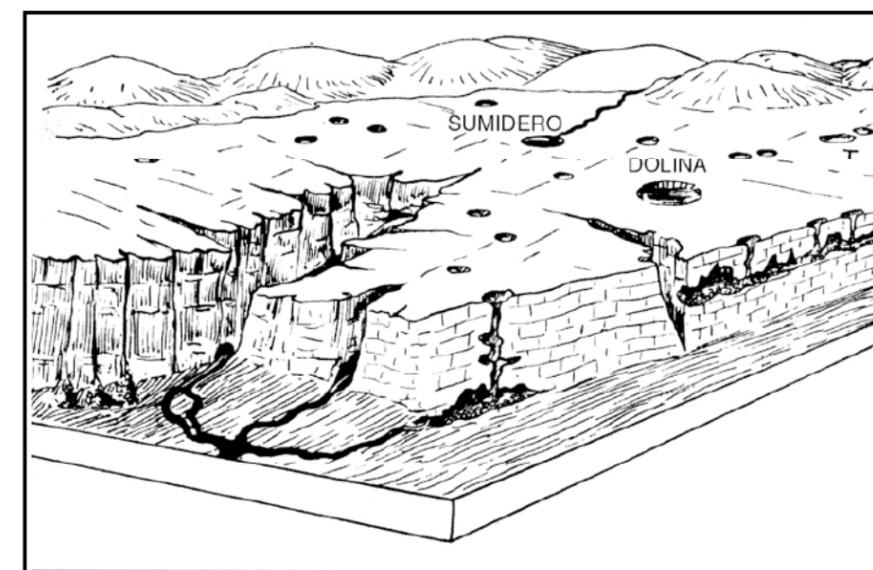


fondo se forman *sumideros* por donde se infiltra el agua, provocando disolución de los materiales y dando lugar a procesos de hundimiento por colapso del sustrato. Otro campo de dolinas destacable es el de los Llanos de Pozondón, vistoso entorno geológico desarrollado sobre una formación calcárea mesozoica, donde se puede contemplar, en un reducido espacio, una serie de dolinas que constituyen ilustrativos ejemplos de los tipos denominados en embudo y en pozo, en buen estado de conservación. (Dimensiones: profundidad de unos 30 m y diámetro de hasta 150 m). Como dolina individual sobresale la de la Hoya del Alto de la Casilla, dolina en forma de embudo de grandes dimensiones (unos 50 m de profundidad y más de 300 m de diámetro); en el fondo existe un sumidero por el que se infiltra el agua. También destaca la dolina conocida como Hoyón del Torrejón, hundimiento de grandes dimensiones (30 m de profundidad y más de 200 m de diámetro), originado por la disolución y arrastre que los flujos de agua subterránea provocan en los materiales calcáreos que sostienen la superficie del terreno; la pérdida de estos ma-

teriales hace que la superficie del terreno adquiera una morfología intermedia entre embudo y artesa.

Otro buen ejemplo es la dolina de Frías de Albarracín, de morfología en embudo y que llega a alcanzar una profundidad de 40-50 m. Puede observarse cómo sus vertientes se hallan recubiertas por derrubios.

Otra forma característica de modelado kárstico son los *poljes*, término que describe un tipo de dolina que afecta a una amplia superficie. Como ejemplo se destaca el **Sistema de “poljes” de Villar del Cobo**, formado por un conjunto de depresiones cerradas de fondo plano y que llegan a alcanzar algunos kilómetros de diámetro. Se forman por hundimientos del terreno provocados por el flujo subterráneo, que va disolviendo los materiales calcáreos infrayacentes del Jurásico y del Cretácico.





34 Ríos y laderas de bloques del Macizo del Tremedal

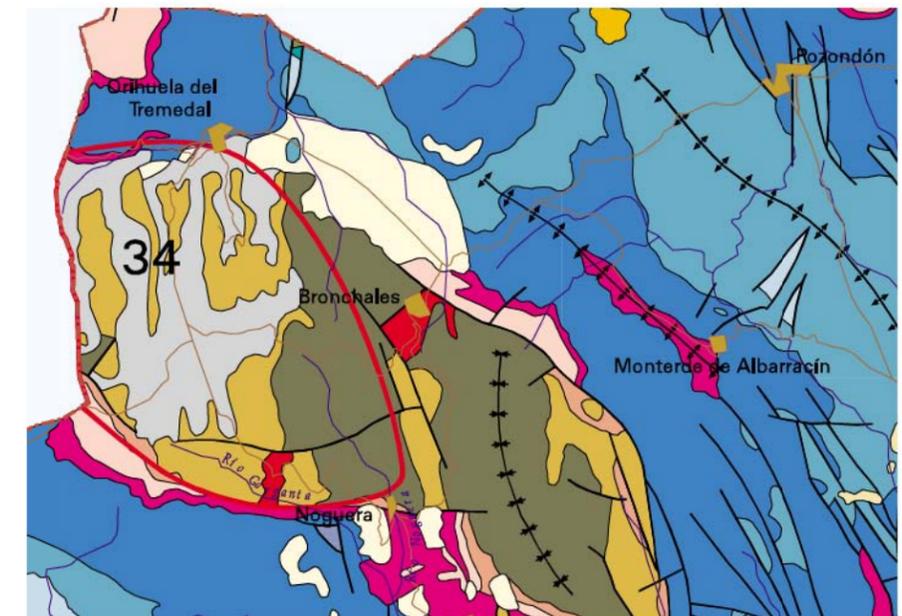
Situación y acceso

Situado a 67 km de Teruel y a 32 km al noroeste de Albarracín, al término de Orihuela del Tremedal se accede por la carretera comarcal A-1511 desde Santa Eulalia del Campo o la A-1512 desde un desvío de la N-330 a 5 km de Teruel. Este punto queda situado entre el Santuario de Nuestra Señora del Tremedal y la carretera A-1512.

Descripción

En el Macizo del Tremedal se encuentra uno de los ejemplos más importantes a escala mundial de este tipo de acumulaciones periglaciares que son los ríos y laderas de bloques. Por sus dimensiones (longitud de 2'6 km y una anchura máxima de 250 m) son los más largos del mundo.

De origen reciente (Cuaternario) son el resultado de la fragmentación de grandes masas de cuarcitas de la Era Paleozoica y su posterior caída y arrastre. La fragmentación de la roca es consecuencia de los intensos contrastes de temperatura, que la dilatan y contraen alternativamente hasta que se rompe. Este proceso se ve favorecido por la existencia previa de otras discontinuidades (diaclasas) y por la presencia de agua que, al helarse, aumenta de volumen y actúa como una cuña, forzando el agrandamiento de las discontinuidades y separando la roca en fragmentos. El deslizamiento lento de estos materiales por las laderas hacia el fondo de los barrancos dio lugar a la formación de estos ríos de bloques.





35 Hoces del Alto Guadalaviar

En esta zona de la Sierra de Albarracín los principales cursos de agua, el río Guadalaviar y el río de la Fuente del Berro, se encajan enérgicamente en los materiales carbonatados del Jurásico Inferior, originando profundas hoces, gargantas extremadamente estrechas y paredes cuyas alturas llegan a alcanzar en algunos casos más de 200 m.

35.1 La Hoz de Calomarde en el río de la Fuente del Berro

Situación y acceso

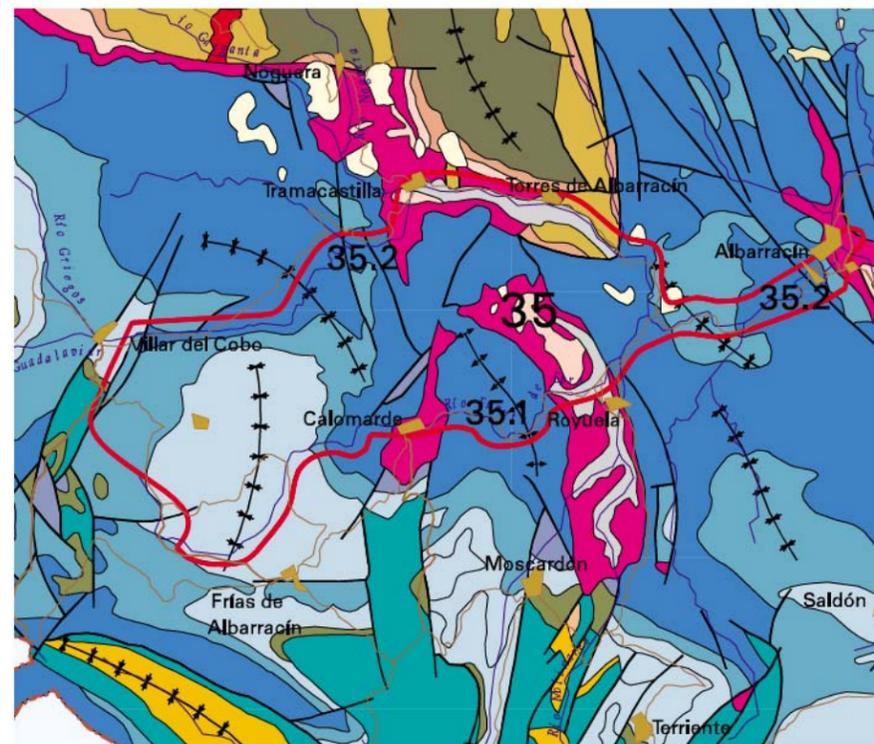
Calomarde está situado en la Serranía de Albarracín, a 54 km de Teruel y a 16 km al sudoeste del mismo núcleo de Albarracín. Se llega por la carretera local que parte de la A-1703 en las proximidades de Royuela.

Descripción

A los dos kilómetros de su nacimiento, el río de la Fuente del Berro se encaja profundamente en los materiales carbonatados jurásicos, originando fuertes escarpes y angostos estrechos que confieren al paisaje una gran espectacularidad.

Las capas de material carbonatado son más resistentes que el resto y están inclinadas hacia el NO, y es por ello que los mayores escarpes se producen en las laderas de la margen izquierda del barranco. Por el contrario, las laderas de la margen derecha resultan más tendidas y generalmente aparecen tapizadas por canchales y vistosas acumulaciones de material de derrubio. El origen de estos depósitos, conocidos como "grèze litées", está en la rotura del material rocoso del entorno causada por la acción del hielo ("gelifracción"). También se pueden encontrar restos de antiguos depósitos de carbonato cálcico (de origen bioquímico), denominados "travertinos"¹⁰. Aparecen colgados unos metros por encima del cauce actual y forman puentes naturales bajo los cuales discurre el río. Junto a la carretera, se puede descubrir un gran "edificio travertínico". El río incide sobre el mismo, formando una bella cascada de varios metros de altura.

En la ladera norte, al pie de la senda y en el fondo del Barranco de Morte, cerca de su desembocadura en el río de la Fuente del Berro, se observa un espectacular pliegue "en rodilla" asociado a una zona de falla.



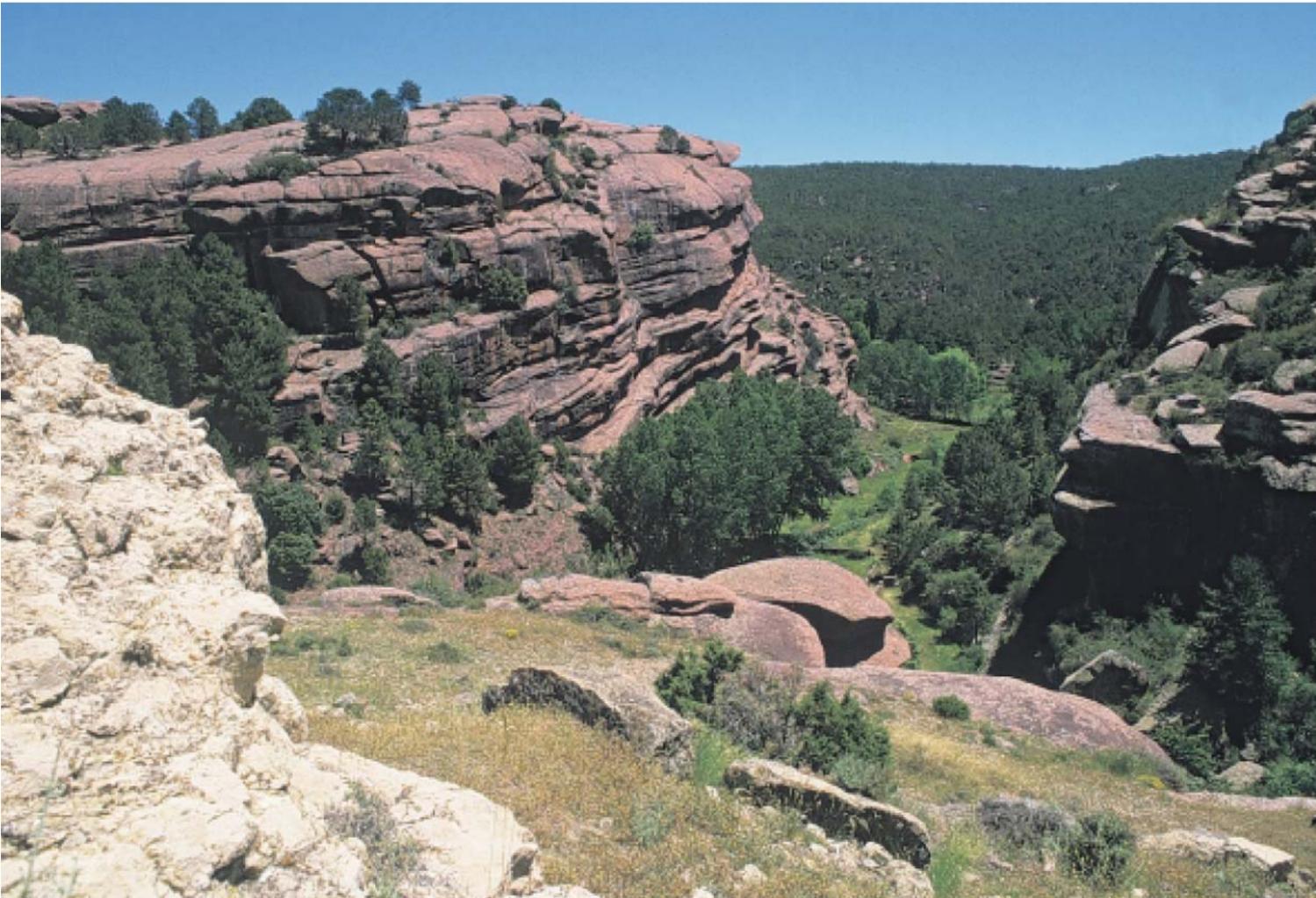
35.2 Barranco Hondo y meandros encajados del Guadalaviar

Situación y acceso

Albaracín se sitúa en la Serranía del mismo nombre, junto al río Guadalaviar, 37 km al oeste de Teruel por la carretera N-234 y tomando desvío por carretera local. A 32 km al oeste de Albaracín, se llega a la población de Villar del Cobo, por una carretera local.

Descripción

El río Guadalaviar se encaja enérgicamente en los materiales carbonatados del Jurásico, inferior, originando profundas hoces, desfiladeros y estrechas gargantas de paredes cuyas alturas llegan a alcanzar más de 200 m. Pueden contemplarse vistosos tramos de antiguos meandros encajados sobre los materiales calcáreos formando estrechos y sinuosos desfiladeros (junto a la carretera). Alguno de estos meandros del antiguo cauce ya abandonado, se encuentra colmatado y ha sido posteriormente utilizado para el cultivo.



Entre la gran variedad de formas que encierra este espectacular modelado destacan por sus dimensiones los *escarpes* y las *hoces*, producidos por el encajamiento de la red fluvial que erosiona las paredes del macizo rocoso. Donde la fracturación es mayor y la meteorización más intensa quedan bloques aislados, algunos en forma de *torres* entre las que se desarrollan *pasillos* y *corredores*. También se ven *viseras* cuando por debajo de una capa dura se encuentra otra más blanda, y por tanto mucho más erosionada, formando *abrigos*, que en ocasiones sirvieron de cobijo a los habitantes prehistóricos como atestiguan las muestras de arte rupestre levantino encontradas en ellos. A menor escala se reconocen otras formas de modelado como huecos semiesféricos en las paredes rocosas como *tafonis* y *alveolos* (según su tamaño), depresiones en la superficie de la roca de planta elipsoidal o circular (*gnamas*). Algunas de estas gnamas, alcanzan dimensiones espectaculares, como la que aparece en el rodano de la Masía de Ligros, de 7 m de diámetro por 7 m de profundidad o la de "El Mirador" con un diámetro mayor de 5 metros. También son frecuentes las irregularidades cromáticas formadas por acumulaciones de hierro; resultan especialmente llamativas las que se disponen según anillos concéntricos (*anillos de Liesegang*).

36 Rodenos de la Sierra de Albarracín

Figuras de protección

Decreto 91/1995, de 2 de mayo, de Declaración de Paisaje Protegido de los Pinares de Rodeno.

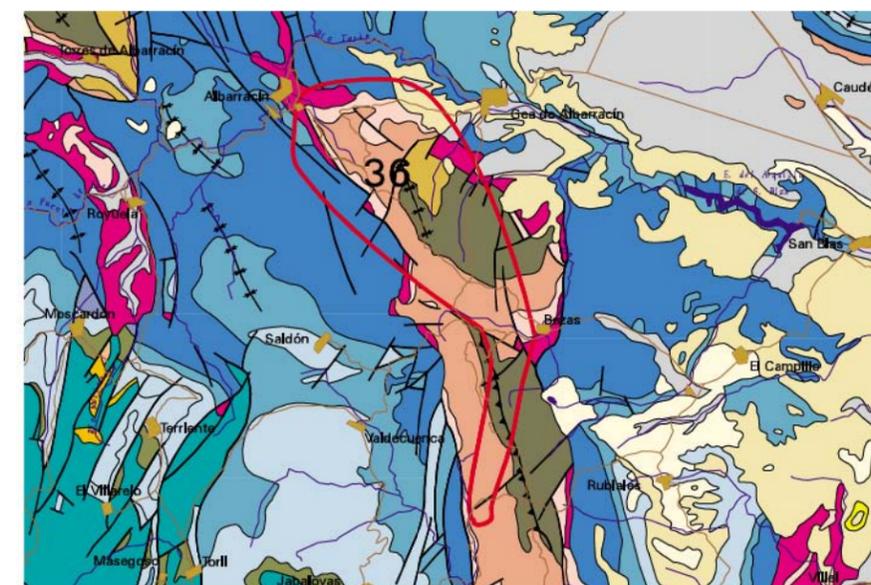
Situación y acceso

Albarracín se sitúa en la Serranía del mismo nombre, junto al río Guadalaviar, 37 km al oeste de Teruel por la carretera N-234 y tomando desvío por la carretera A-1512. Abarca el territorio comprendido en los términos municipales de Albarracín, Bezas y Gea de Albarracín.

Descripción

El área que se conoce con este nombre es un amplio afloramiento de areniscas rojizas del Triásico, modeladas por el agua, el viento y los cambios de temperatura. Es, por tanto, un buen ejemplo de modelado del relieve, resultado de un proceso que continúa en la actualidad. Su vistosidad se ve aumentada por la presencia del pino rodano, cuyas raíces contribuyen a la erosión y fragmentación de la roca.

Estas areniscas están formadas por alternancias de capas de diferente dureza, sobre las que la erosión actúa con intensidad diferente.





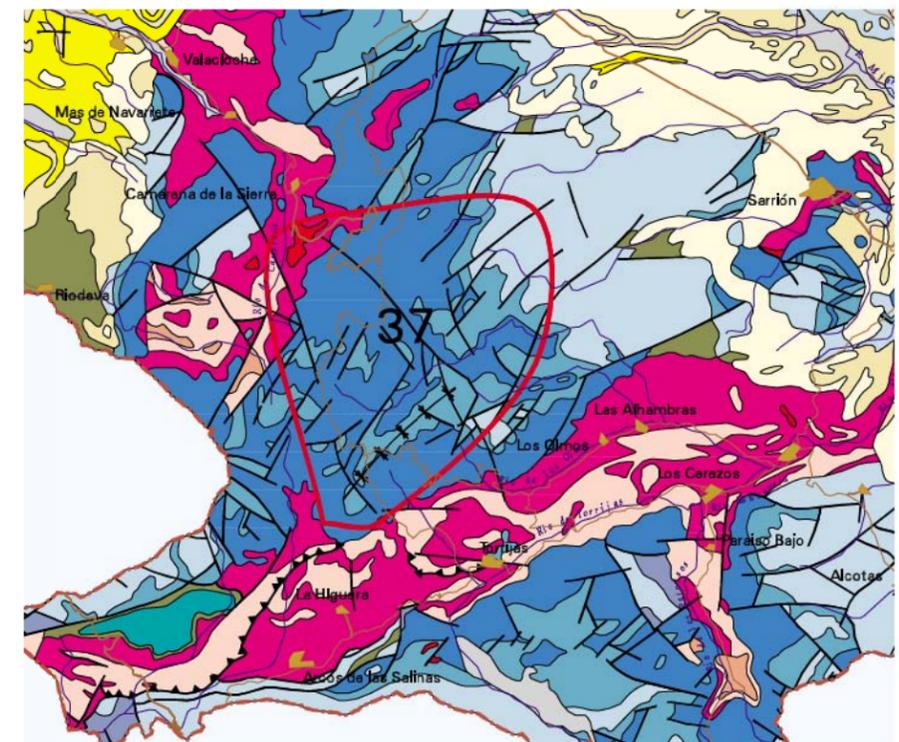
37 Periglaciario y karst de Sierra de Javalambre

La Sierra de Javalambre se extiende por el sur de la provincia de Teruel, abarcando principalmente los términos municipales de La Puebla de Valverde, Sarrión, Torrijas, Arcos de las Salinas y Camarena de la Sierra. Desde la N-234 y a la altura de La Puebla de Valverde, se puede acceder a la zona tomando la carretera CV-204.

Situación y acceso

Descripción

En la zona más alta de la Sierra de Javalambre existen numerosas manifestaciones de un pasado clima periglacial, que alcanzó gran extensión en Europa durante las glaciaciones cuaternarias. Actualmente, las formas resultantes de este tipo de modelado se encuentran a menudo fosilizadas. Los largos periodos de hielo alternando con periodos de deshielo produjeron movimientos de suelos. En esta zona pueden reconocerse: deslizamientos de terrenos que fluyeron como una masa de barro (bancos de solifluxión); suelos estriados y poligonales, constituidos por grietas o acumulaciones de piedras que dibujan los lados de un centro terroso, círculos de piedras, canchales, etc. Asimismo, el flujo de agua ha ido disolviendo los materiales calcáreos jurásicos del subsuelo, dando origen a una gran variedad de hundimientos (dolinas^s) y depresiones kársticas, muchas capturadas ya por la red de drenaje. También pueden encontrarse superficies rocosas surcadas por acanaladuras o surcos denominadas lapiaces.





38 Pozo artesiano de Pozuelo de Aragón

Pozuelo de Aragón se encuentra a 64 km al noroeste de Zaragoza por la autopista A-68 o carreteras N-232 y N-122, con desvío en Borja a la carretera A-1303.

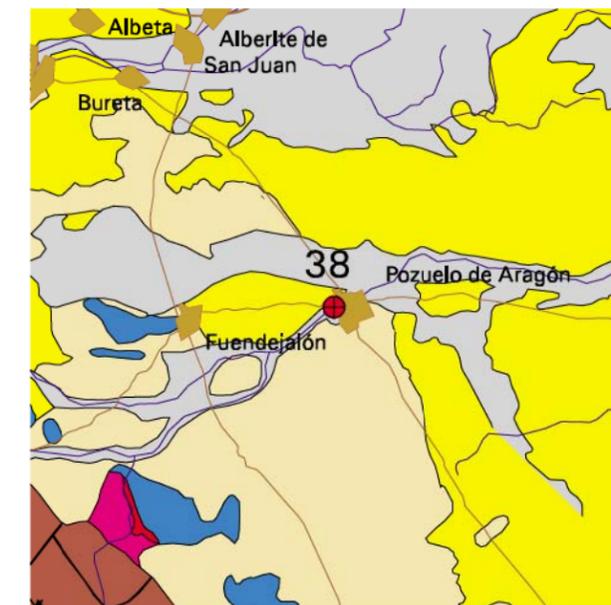
Situación y acceso

Se trata de un pozo cerrado en el que a través de un pequeño tubo, sale agua a presión de forma natural y hasta una altura de 2-3 m sobre el suelo.

Descripción

Con sus 325 metros de profundidad, esta perforación alcanza el acuífero jurásico confinado¹⁰ bajo los depósitos de la Depresión del Ebro. Debido a este confinamiento, las aguas del acuífero se encuentran sometidas a una presión mayor que la presión atmosférica, lo que provoca que la columna de agua suba a través del tubo del pozo, que actúa como pequeño orificio de descompresión del acuífero, por encima de la superficie del terreno (ver croquis).

El carácter salino que presentan las aguas captadas por este pozo es debido a que en su flujir subterráneo por el acuífero jurásico atraviesan un tramo rico en yesos del Keuper. El agua disolverá fácilmente el sulfato y el calcio que forman estos yesos, incorporándolos como solutos y aumentando su propia salinidad. La corrosión causada por las particulares características de este tipo de aguas sobre la tubería del sondeo hace que, ya en superficie, el entorno del pozo aparezca tapizado por un precipitado de hierro.



39 Manantial de Los Ojos de Pontil

Situación y acceso

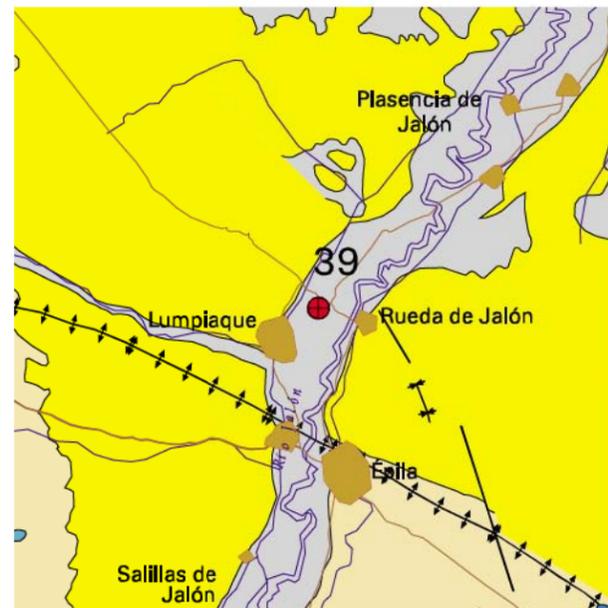
Rueda de Jalón se encuentra situado a 43 km al sudoeste de Zaragoza, por la carretera N-II, con desvío en dirección a Épila a la carretera A-1305 y nuevo desvío al norte de Épila a la carretera A-2304. El manantial está situado al sudoeste de la carretera A-2304 que une Rueda de Jalón con la A-122 por la margen izquierda del río Jalón.

Descripción

El manantial de Los Ojos de Pontil constituye un punto de descarga de aguas subterráneas procedentes de los acuíferos carbonatados del Jurásico Inferior de la Cordillera Ibérica, particularmente de la zona correspondiente a la cuenca del Jalón.

Queda emplazado en una amplia zona húmeda de abundante vegetación palustre¹¹ en la que aparecen varios "ojos" de dimensiones métricas. Este hecho, sumado a las características físico-químicas de sus aguas, parece indicar que se trata de un importante punto de emergencia del acuífero regional. Tanto es así, que este manantial de Los Ojos de Pontil, junto con el de Toroñel, suman un caudal muy regular en su régimen que ronda los 500 l/s.

Un rasgo característico de estas aguas es su temperatura, muy constante y más alta de lo normal (22 °C).



40 Subsistencia kárstica en yesos de Calatayud

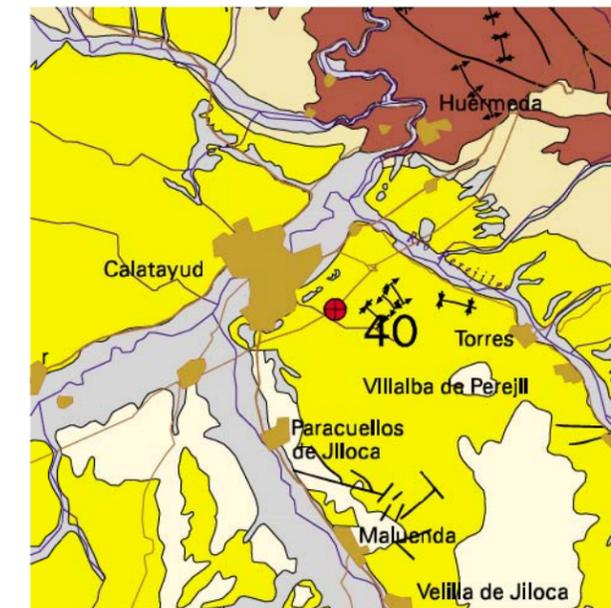
Situación y acceso

Punto localizado junto a la autovía N-II (Madrid-Zaragoza), en los desmontes observables desde la circunvalación de Calatayud entre los ríos Perejiles y Jiloca.

Descripción

En esta parte de la cuenca de Calatayud son frecuentes procesos de hundimiento progresivo y continuo (subsistencia). Tienen su origen en la disolución de yesos infrayacentes y dan lugar a deformaciones de los materiales cuaternarios superficiales (terrazas, glacia, etc.). En los desmontes de la autovía se observan ejemplos muy explícitos de estos fenómenos.

A grandes rasgos, existen dos modelos de estructuras de colapso en depósitos de yesos. Uno da lugar a morfologías en embudo y tiene su origen en la disolución y arrastre de los materiales detríticos en profundidad. Otro da lugar a dolinas en ventana y tiene su origen en la formación de cavidades por procesos de disolución de niveles evaporíticos en profundidad y por un posterior colapso. En este caso, la masa que colapsa está constituida por bloques desplomados caóticamente. Las capas del entorno adquieren una inclinación centrípeta como resultado de su adaptación al hundimiento.





4.1 Entorno de Alhama de Aragón

Alhama de Aragón se encuentra situada junto al río Jalón, a 114 km al sudoeste de Zaragoza y a 33 km de Calatayud en la misma dirección. Se llega por la carretera N-II.

Situación y acceso

Descripción

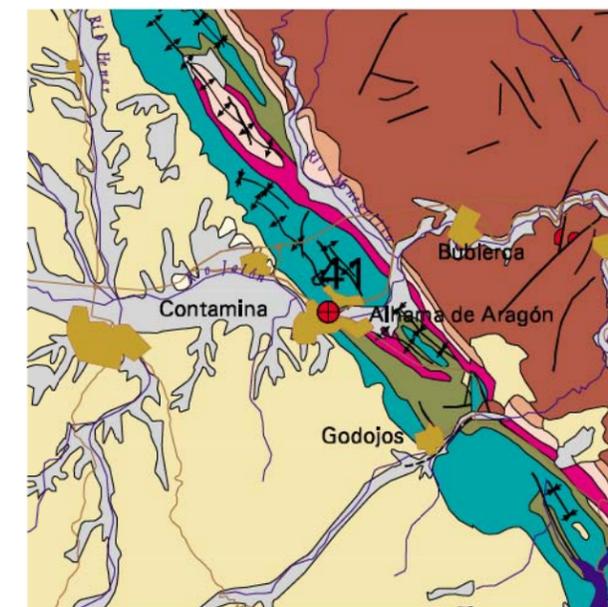
El término municipal de Alhama de Aragón se encuentra situado en el límite entre la Cordillera Ibérica y la cuenca terciaria de Almazán.

Esta peculiar situación geológica propicia la presencia de estructuras de plegamiento, que se produjeron en la Cordillera Ibérica en las etapas alpinas del periodo Oligoceno-Mioceno, estructuras distensivas posteriores y finalmente las consecuencias geológicas de un periodo de estabilidad con desarrollo de planicies erosivo-sedimentarias. La orogenia alpina dio como resultado estructuras compresivas (pliegues, abombamientos, desplazamientos verticales, etc.) de diferentes escalas de las cuales existen algunos ejemplos vistosos como el pliegue de la fotografía.

Las estructuras distensivas (fallas, fosas) son el resultado de varias etapas de distensión que tienen reflejo a escala cartográfica y también a escala microestructural.

Producto de la intensa actividad tectónica es la presencia en esta zona de un importante accidente tectónico que afecta a los materiales más profundos y antiguos que forman la base de la cuenca (zócalo¹²). Consecuencia de dicho accidente aparecen surgencias de aguas termales y grupos de estratos con fuertes inflexiones que llegan a adoptar una posición casi vertical en algunos puntos.

En Alhama de Aragón existen hoy varios balnearios, que explotan el agua de ocho manantiales, con fines hidroterápicos. Las aguas de los manantiales tienen composiciones variadas: bicarbonatadas, nitrogenadas, arsenicales, hipertermales y radiactivas.





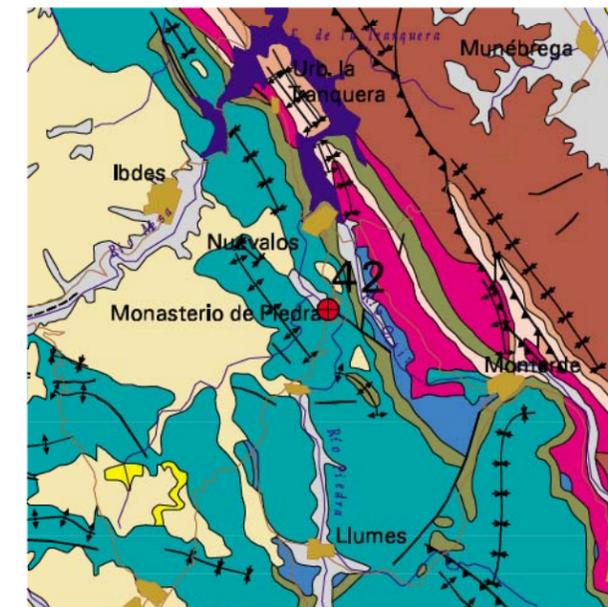
42 Monasterio de Piedra

Situación y acceso

El término de Nuévalos se encuentra junto al río Piedra, a 105 km al suroeste de Zaragoza por la carretera N-II, tomando desvío en Calatayud a la A-202. Al monasterio se accede desde la carretera A-202, tras recorrer unos 3 km desde la población de Nuévalos.

Descripción

El río Piedra ha formado en un paso angosto, una cascada de gran altura sobre una cavidad rocosa. Esta cascada es resultado de la precipitación de carbonato cálcico, que poco a poco ha ido formando lo que se denomina un "edificio travertínico"¹³. Se puede observar, además, gran cantidad y variedad de travertinos en formación, ya sean originados de modo natural o artificial (inducidos al canalizar las aguas del río para construir cascadas). La peculiaridad geológica contribuye, junto con otros factores, a un conjunto paisajístico de gran belleza.





43 Cañón del río Mesa

Situación y acceso

Jaraba se sitúa junto a la Sierra de Solorio, a 124 km al sudoeste de Zaragoza, por la carretera N-II y desvío en Cetina a la carretera A-2501.

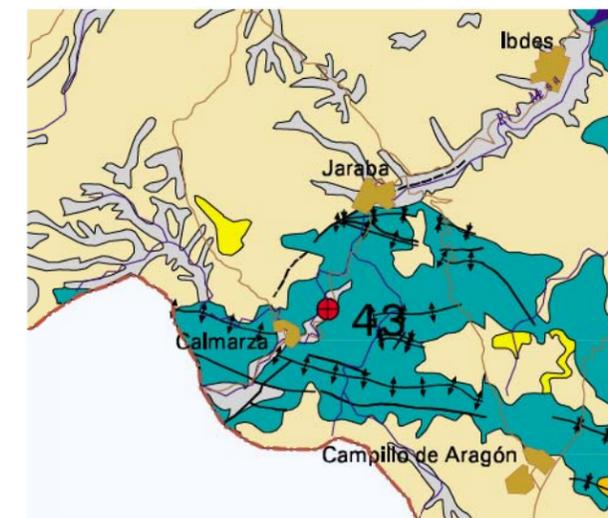
El cañón se recorre por la carretera que une las poblaciones de Jaraba con Calmarza y con la que une ésta con Algar de Mesa (perteneciente ya a la provincia de Guadalajara).

Descripción

El río Mesa ha erosionado los materiales carbonatados del Cretácico Superior sobre los que discurre y, con el paso del tiempo, ha ido encajándose en ellos, dando lugar a la formación de un cañón estrecho con paredes verticales que superan el centenar de metros. La erosión de las aguas ha tallado además otros cañones afluentes del Mesa y algunas otras formas de disolución como la conocida Sima de Calmarza.

La naturaleza calcárea de los terrenos que atraviesan estas aguas hace que éstas contengan gran cantidad de carbonato cálcico en disolución. En los lugares donde emergen algunas fuentes y en los tramos de agua poco profundos con pequeñas cascadas, se producen turbulencias que oxigenan el agua y producen pérdidas de CO₂ en la misma. Esta pérdida activa la precipitación de los carbonatos y da lugar a la formación de un tipo de roca sedimentaria calcárea denominada travertino¹⁴. Estos travertinos pueden ser observados en el escarpe que el propio río Mesa forma al paso por Calmarza.

En Jaraba afloran aguas subterráneas que, tras un largo y profundo recorrido, llegan a alcanzar una temperatura de 34 °C. Dado que su temperatura media anual está por encima de la media del lugar, se las califica de "termales". Son precisamente estas aguas las que alimentan las fuentes de Jaraba (balnearios de la Virgen, de Serón o de Sicilia).





44 Chevrans de Monverde

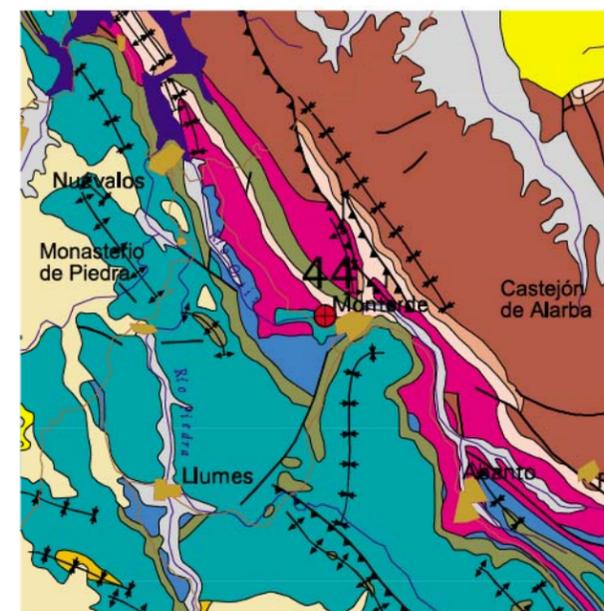
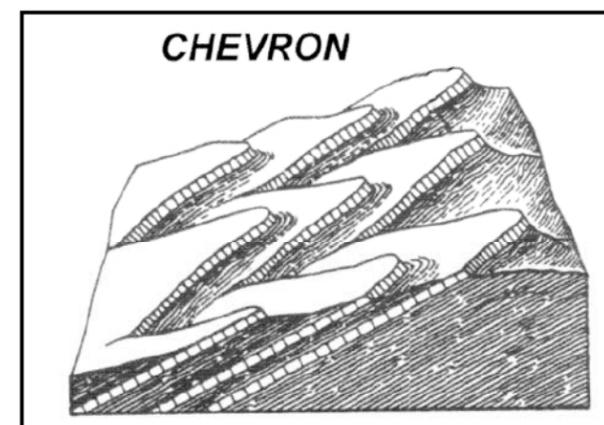
Situación y acceso

La población de Monverde se encuentra situada a 120 km al sudoeste de Zaragoza y se accede por la carretera N-II, con desvío en Calatayud a la carretera A-202 y nuevo desvío en Nuévalos a la carretera A-2506.

Descripción

La presencia en la ladera de estratos de fuerte inclinación y formados por materiales calcáreos duros (Triásico Medio), ha dado lugar a un tipo de relieve de crestas seriadas que modelan la propia estructura de las capas en forma de "proa de barco". Este modelado adopta el nombre de "chevrans"¹⁵ o facetas triangulares.

Son formas determinadas por la incisión de las vaguadas, dispuestas perpendicularmente a la línea de capas duras. Las vaguadas se forman al erosionar las aguas de arroyada, en su búsqueda de las líneas de máxima pendiente, los materiales que configuran las laderas (ver figura).



45 Surgencia kárstica de Cimballa

Al municipio de Cimballa se llega por una carretera local que parte desde la comarcal A-202 que une Calatayud y Molina de Aragón.

Situación y acceso

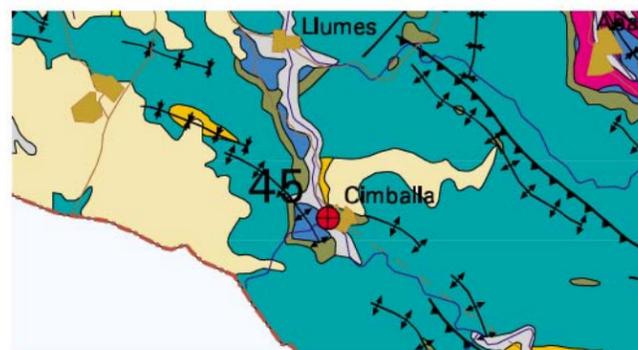
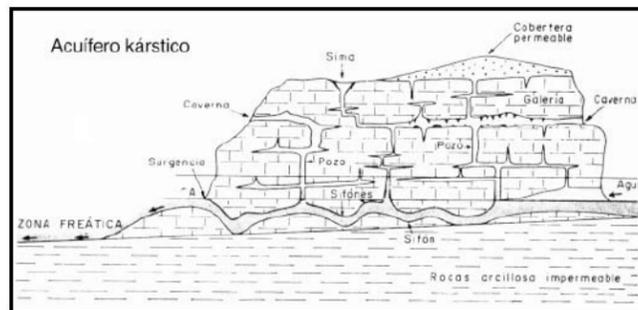
La surgencia kárstica de Cimballa drena un acuífero de rocas calcáreas del Jurásico Inferior. Estos materiales permiten la circulación del agua

a través de grietas, conductos y cavidades. Estas vías de circulación subterránea se han ido formando con el paso del tiempo gracias a la capacidad del agua de disolver la roca calcárea. Estas formaciones en las que se han desarrollado grietas, conductos y cavidades por las que circula el agua almacenada constituyen lo que se denomina un "acuífero kárstico" (ver figura).

Este acuífero se apoya sobre las arcillas impermeables del Triásico (Keuper), que impiden que el agua subterránea descienda por debajo de ellas. El agua circula a favor de la superficie de contacto de estas dos formaciones. En la intersección de dicho contacto con la superficie del terreno, las aguas se ven forzadas a salir a la superficie, y es donde se produce la surgencia (manantiales).

En la surgencia de Cimballa se han medido caudales de 1.400 litros/segundo; de los estudios hidrogeológicos realizados en el entorno se conoce que parte de las aguas que afloran proceden de aguas infiltradas en la zona de Gallocanta.

Descripción



46 Hoces de Torralba

Situación y acceso

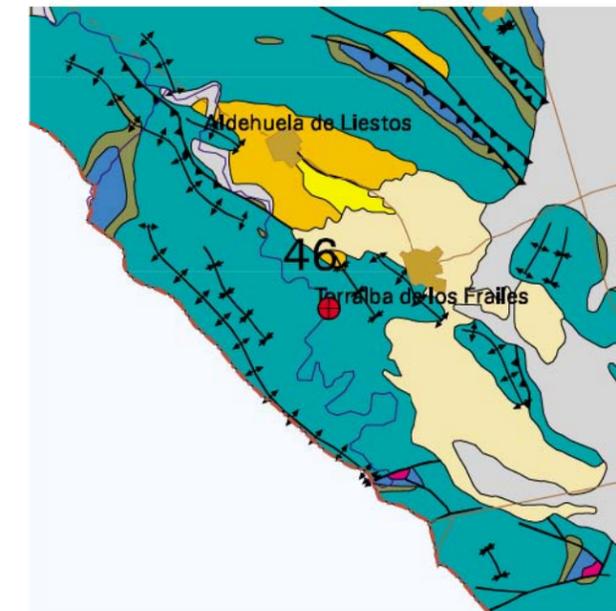
La población de Torralba de los Frailes está en el límite provincial con Guadalajara, cerca del río Piedra y a 110 km al sudoeste de Zaragoza, y a 34 km de Daroca por la carretera A-211, con desvío a carretera local, 7 km después de Santed.

Descripción

El río Piedra conserva en este tramo su trazado antiguo, describiendo meandros que se van encajando en los materiales calcáreos del Cretácico Superior; sobre los que fluye.

El interés que encierra la formación de estos meandros reside en su elevada sinuosidad, que contrasta con la dureza de los materiales calcáreos sobre los que se desarrolla. La existencia de direcciones preferentes de fracturación en las calizas pudo ser aprovechada por el río para ir acomodando su cauce a las mismas, y con el tiempo, facilitar la formación de las actuales hoces.

Sobre las paredes verticales del cañón así formado, se pueden reconocer estratificaciones oblicuas e inclinadas. Esta disposición de las capas corresponde a un antiguo ambiente de borde de arrecife.

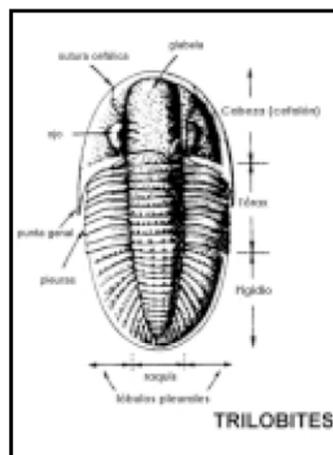




47 Yacimiento de la Rambla de Valdemiedes en Murero

Situación y acceso

Murero se encuentra al suroeste de Zaragoza y se llega por la N-330. Al llegar a Daroca, se toma la carretera a Molina de Aragón e inmediatamente, el desvío a Atea y Acered. La sección que comprende este yacimiento se sitúa en la Rambla de Valdemiedes, al nordeste de la misma población de Murero.



Descripción

Se trata de un perfil geológico en el que se encuentra perfectamente representado el límite Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio. El Cámbrico es el periodo por excelencia de los trilobites, grupo primitivo de artrópodos que se extingue al final de la Era Paleozoica. Se caracterizan por tener un cuerpo trilobulado, dotado de numerosos apéndices para caminar o nadar y provisto de unos ojos compuestos con visión tridimensional. En Aragón se conocen unas setenta y cinco especies diferentes de entre las que destacan las denominadas *Badulesia*, *Hamatolenus jilcanus*, *Hamatolenus ibericus* y *Paradoxides mureroensis*, todas ellas presentes en el célebre yacimiento de Murero (ver figura).

Los materiales cámbricos que conforman el solar aragonés se acumularon, mayoritariamente, en ambientes marinos sublitorales de poca profundidad, donde la vida estaba más diversificada y donde unas condiciones geológicas excepcionales permitieron la conservación de las diferentes comunidades marinas. De ahí que en la localidad de Murero, pueda existir hoy uno de los mejores laboratorios naturales conocidos para el estudio de los aspectos más relevantes del desarrollo de la vida en la Tierra en el periodo comprendido entre 520 y 510 millones de años.

Además de los trilobites, a lo largo de la sección aparecen más de 20 niveles ricos en braquiópodos inarticulados, equinodermos, hiofítidos, filamentos algales e icnofósiles¹⁸, todos ellos propios de un medio marino, submareal de plataforma abierta.

Figuras de protección

Pendiente de declaración de BIC.





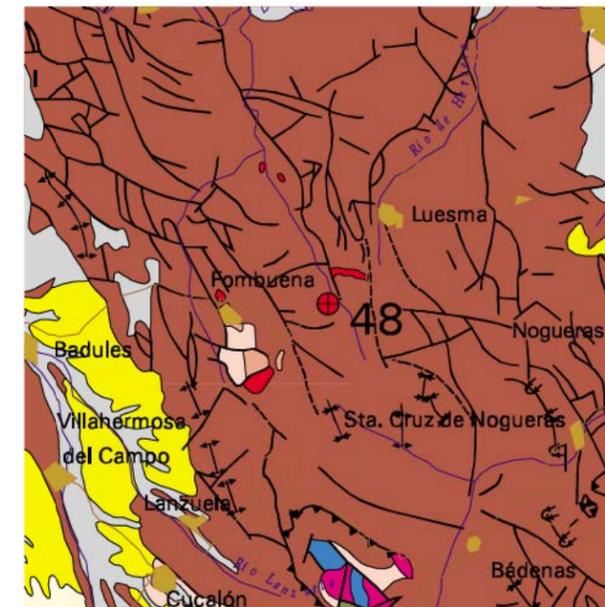
48 Sistema geoquímico de Arroyo del Val

Situación y acceso

Situado al sur de Zaragoza, lindando con el límite de la provincia de Teruel, y entre las poblaciones de Fombuena y Luesma. La carretera Z-151 cruza en el PK-126'2 el Arroyo del Val. Desde este punto hacia el suroeste se sigue un barranco en cuyo fondo se observan precipitados blanquecinos.

Descripción

El interés de este punto reside en el comportamiento del sistema acuoso compuesto por un arroyo principal (Arroyo del Val) y otros subsidiarios que, en el momento de sus sucesivas conjunciones, provocan la precipitación de unas partículas coloidales de color blanco que tapizan el lecho del arroyo. Las aguas del Arroyo del Val drenan materiales paleozoicos constituidos fundamentalmente por pizarras bituminosas, arenitas ferruginosas y cuarcitas, además de andesitas (en filones y diques) y mineralizaciones de baritina y Cu-Fe que llegaron a ser beneficiadas en pequeñas explotaciones que hoy se encuentran abandonadas. Su meteorización y lavado son los responsables de las especiales cualidades que caracterizan a sus aguas con un peculiar carácter ácido, en un proceso natural poco común. La característica que hace de este arroyo un sistema peculiar es el desarrollo de un proceso repetitivo a lo largo de unos diez kilómetros de cauce, según la siguiente pauta: 1) aguas transparentes del arroyo del Val, 2) mezcla con aguas de un arroyo de la margen izquierda, 3) aguas turbias por presencia de partículas blancas en suspensión, 4) aguas transparentes con diferenciación de grandes flóculos blancos, 5) depósito de flóculos en el lecho y 6) aguas de nuevo transparentes y sin ningún tipo de flóculos.



49 Rocas ígneas y metamorfismo de contacto de Loscos

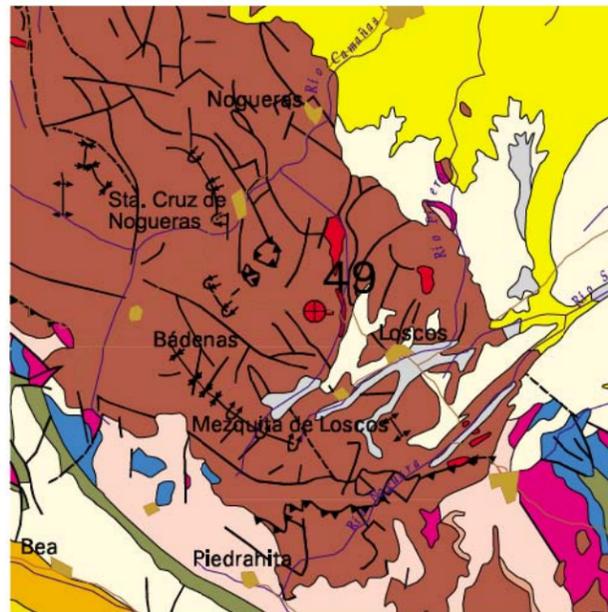
Situación y acceso

La población de Loscos se sitúa a 139 km al norte de Teruel, pudiendo llegar a ella por la N-234 tomando desvío a los 84 km, después de Burbáguena a carretera local en dirección a Ferrerueta, Cucalón y Bádenas.

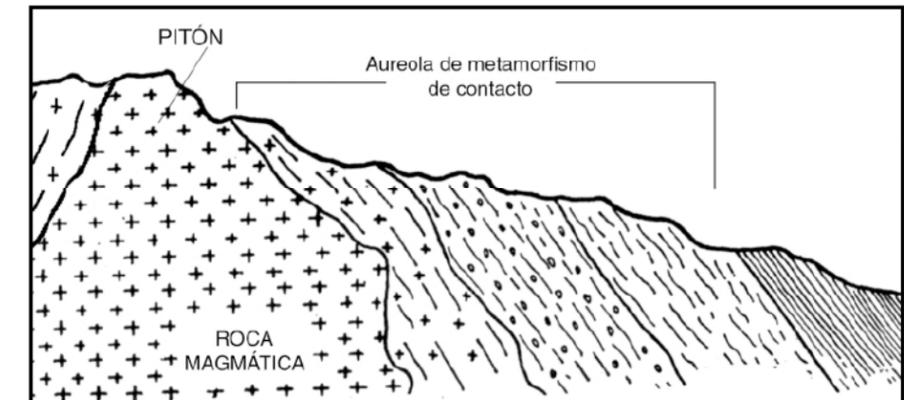
Descripción

A lo largo del Barranco del Reajo aparecen cuerpos laminares de andesita¹⁷ atravesando las estructuras de la roca en la que se encajan dando lugar a un tipo de disposición conocida como dique¹⁸. Las andesitas son rocas "efusivas" formadas por un magma que al alcanzar la superficie se extiende de forma laminar y en estado fundido (lava), hasta que la temperatura más fría de superficie hace que solidifique. Los minerales de hierro y magnesio (de colores oscuros), en este tipo de rocas, se encuentran orientados según los polos magnéticos. También son frecuentes los granates¹⁹ de diverso tamaño.

En el extremo oeste de la zona afloran unas rocas magmáticas llamadas "microgabros". Son rocas magmáticas de estructura microgranuda (granos casi imperceptibles a simple vista, como resultado de un enfriamiento rápido del magma) y con iguales proporciones de minerales blancos (cuarzo y feldespato) y negros (ferromagnesianos). Estas rocas se encuentran obstruyendo lo que en tiempos fue una chimenea volcánica.



El conjunto de esta estructura es lo que se conoce como "pitón"²⁰. En origen, las altas temperaturas y las altas presiones generadas por la ascensión de la lava a través de la chimenea volcánica, provocaron transformaciones en las rocas calcáreas devónicas del entorno. A estas transformaciones se les da el nombre genérico de "metamorfismo de contacto" (ver figura). Resultado de ello es la aureola formada en torno al pitón en la que aparecen niveles de materiales bandeados, rosáceos y verdosos, formados y organizados bajo unas condiciones de altas presiones (en torno a un kilobar) y altas temperaturas (entre 400 y 500 °C). La importancia de esta estructura descrita radica en los pocos ejemplos existentes de aureolas de metamorfismo de contacto de esta magnitud en la Cordillera Ibérica.





50 Baños de Segura

Situación y acceso

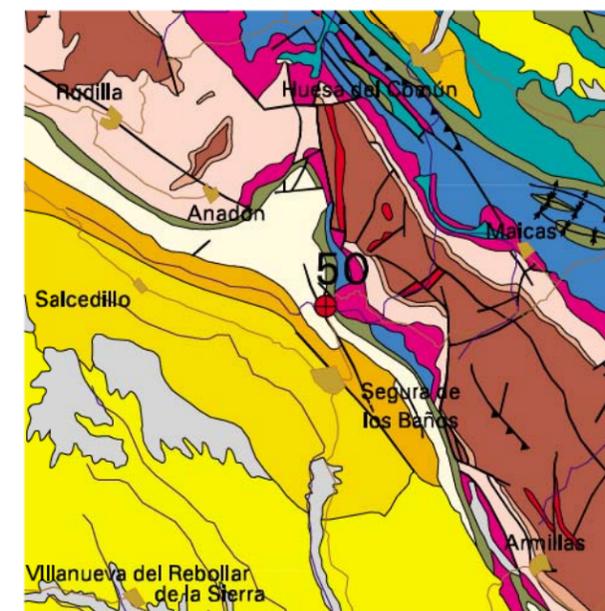
Localizado a 84 km al nordeste de Teruel y a 22 km al noroeste de Montalbán, a Segura de Baños se accede por la N-420, la A-222 y la A-2401.

Descripción

Surgencia de aguas termales en el fondo del valle del río Aguasvivas. Estas aguas mantienen una temperatura aproximada de 20 °C, valor por encima de la media anual propia del resto de aguas de la zona.

Son aguas que drenan los materiales calcáreos mesozoicos de la conocida como Unidad Hidrogeológica de Oriche-Anadón. La geometría general de estos materiales se identifica con una serie monoclinial (de una sola inclinación) hacia el suroeste. La surgencia se produce en el contacto de los materiales cretácicos, de elevada permeabilidad, con materiales del Triásico, prácticamente impermeables.

La composición química de estas aguas es *bicarbonatada-cálcica*, resultado del tipo de materiales que ha atravesado (calcáreos). Presenta una mineralización media, por lo que se trata de aguas dulces que no han disuelto demasiadas sales en su recorrido subterráneo. Esta dificultad o limitación para disolver las rocas calcáreas que atraviesa el agua en su fluir subterráneo puede ser debido bien a una rápida velocidad de flujo o bien a un recorrido corto desde la infiltración en el terreno hasta su afloramiento en superficie.





51 Sima de San Pedro en Oliete

Situación y acceso

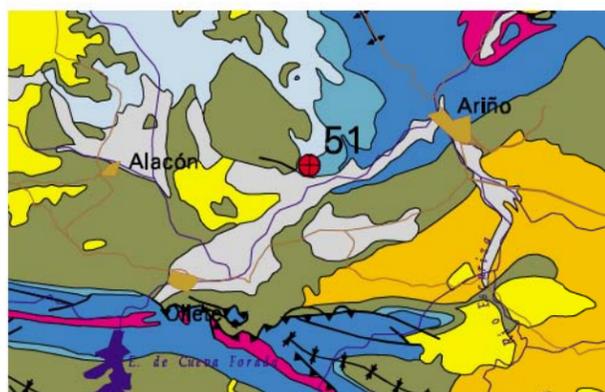
La población de Oliete está situada junto al río Martín, a 122 km al nordeste de Teruel y a 65 km al sudoeste de Alcañiz. Se llega por la carretera N-420, tomando desvío en Calanda por carretera local en dirección a Andorra y Alloza.

Descripción

La Sima de San Pedro es una de las dolinas en forma de pozo más espectaculares de España. De paredes verticales y excavada en materiales carbonatados jurásicos, esta dolina alcanza una gran profundidad (86 m) y su fondo aparece ocupado por un lago relacionado con el nivel freático del acuífero jurásico regional.

La hipótesis genética más probable es que la sima se generó en la intersección de varios planos de falla. Su desarrollo y ensanchamiento debió estar favorecido por la coexistencia de dos familias de planos de diaclasas. En las paredes de la sima no se aprecian superficies suaves de disolución, sino los ángulos abruptos de la intersección de esos planos de diaclasa, evidenciados por el desprendimiento de bloques. Además, se pueden observar grandes grietas en los bordes de la sima; resulta especialmente espectacular la que se aprecia en el borde norte, que atraviesa la totalidad de los materiales y llega hasta el fondo, con una abertura que en ocasiones alcanza el medio metro (grieta sensiblemente paralela a la familia de diaclasas de orientación este-oeste).

La existencia de un barranco a pocos metros al este de la sima permite reconocer de cerca los materiales y observar los fenómenos de disolución kárstica que les afectan. En las paredes del barranco, verticalizadas en ocasiones, se aprecian fisuras, grietas y diaclasas ensanchadas por la circulación del agua que penetra a través de ellas. Cuando estas discontinuidades intersectan algún nivel más margoso e impermeable, la cavidad se ensancha por disolución, formando conductos cilíndricos o pequeñas cavernas. Este es, a pequeña escala, un mecanismo similar al que ha generado la Sima de San Pedro.



52 Cuenca minera de la Val de Ariño

Situación y acceso

La población de Ariño está situada a orillas del río Martín a unos 130 km al nordeste de Teruel, y a 55 km al sudoeste de Alcañiz. Se llega por la carretera N-420 tomando el desvío hacia Andorra. La cuenca minera se encuentra entre esta localidad y Ariño.

Descripción

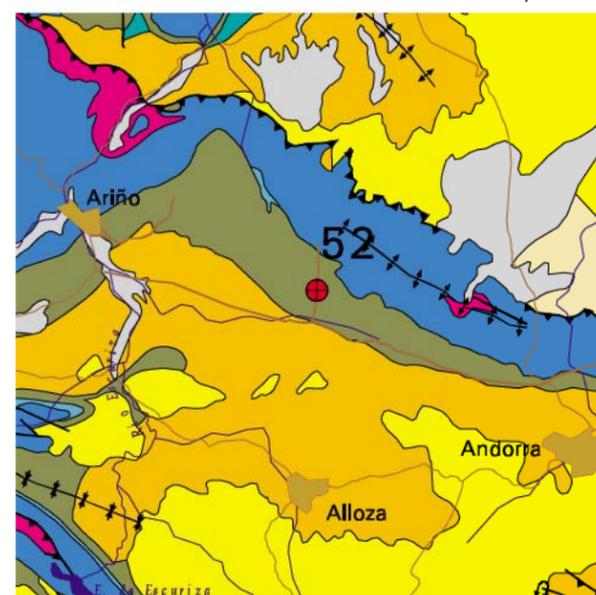
Al NE de la provincia de Teruel, donde se unen la Cordillera Ibérica y la Costero-Catalana, se asienta una cuenca minera en cuyos materiales geológicos se presentan yacimientos mineros de gran interés.

La cuenca minera de Ariño-Oliete alberga uno de los yacimientos de carbón más importantes de la región aragonesa. Están distribuidos en una amplia cuenca sedimentaria que contiene los yacimientos nacionales más importantes de hullas sub-bituminosas y lignitos. Las capas de carbón se encuentran a diferentes niveles en la serie estratigráfica. Ésta se ha subdividido en tres grandes grupos que se corresponden con diferentes ambientes sedimentarios. Los primeros depósitos, es decir, los más antiguos, se originaron en un ambiente marino litoral que con el tiempo pasó a un ambiente continental, posteriormente se convirtió en una laguna somera con influencias deltaicas y finalmente se impuso un medio fluvial. Como consecuencia de esta superposición de ambientes en la cuenca, las columnas estratigráficas presentan numerosas variaciones en la vertical y en la horizontal, que respecto a las acumulaciones de carbón, son el resultado de las variaciones en la extensión y distribución de áreas favorables para la acumulación de las primitivas turbas. Las capas de carbón están intercaladas en unos materiales de naturaleza detrítica

que, como conjunto, constituyen una formación de un espesor entre 100 y 200 m.

Las diferencias en los ambientes sedimentarios de la cuenca son las responsables de que las capas de carbón aparezcan en algunas cuencas próximas (Utrillas-Aliaga) intercaladas entre margas y calizas, mientras que aparecen entre lutitas y arenas en esta cuenca. En ocasiones existen acumulaciones de fauna, ostreidos y gasterópodos,

La explotación de las capas de carbón, que tienen espesores desde centimétricos hasta de 2-3 m de espesor, ha sido realizada tanto en el interior como a cielo abierto. Actualmente se explotan a cielo abierto. La calidad de los depósitos de carbón está condicionada por las condiciones paleoambientales bajo las que se depositaron. Se deduce de ellas que el agua tenía baja acidez y un alto contenido de iones sulfato, lo que provocó una proliferación de bacterias que generó turbas con alto contenido en azufre.





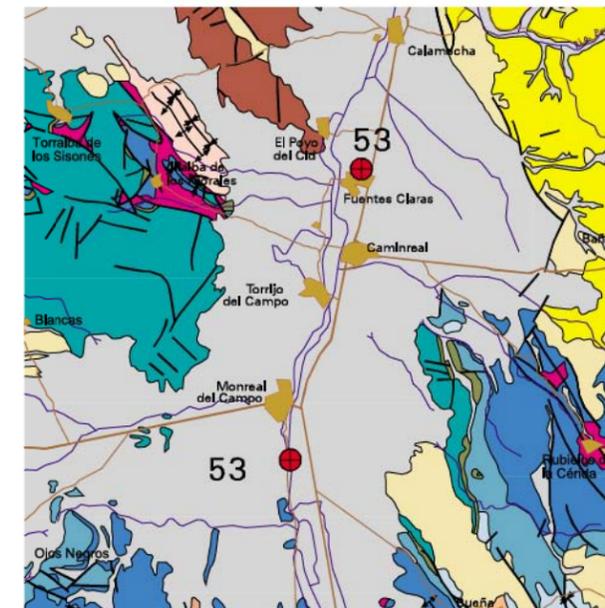
53 "Ojos" del Jiloca

Situación y acceso

Monreal del Campo está emplazado a orillas del río Jiloca, a 55 km al noroeste de Teruel, por la carretera N-234 con desvío en el cruce con la N-231 y a 12 km al sur de Calamocha. El núcleo de Fuentes Claras está 67 km al noroeste de Teruel, por la carretera N-234, con desvío por carretera local, después de Caminreal.

Descripción

Entre las localidades de Monreal del Campo y Calamocha, en el río Jiloca afloran las aguas subterráneas de los acuíferos circundantes. Estas salidas de agua se concentran en ciertos lugares debido a la presencia de materiales poco permeables que actúan a modo de barreras que obligan al agua a salir a la superficie, formando manantiales de planta redondeada conocidos como "ojos". Los más llamativos son los de Monreal del Campo, verdadero nacimiento del río Jiloca, en los que afloran las aguas subterráneas procedentes del acuífero carbonatado jurásico infrayacente. Estas aguas se ven "forzadas" hacia la superficie por la aparición de una barrera de arenas de baja permeabilidad del Cretácico Inferior, que dificultan el paso de este flujo subterráneo. Recientemente (entre 1980 y 1995) y como consecuencia de una importante sequía sufrida en la región y a la extracción de aguas subterráneas, los Ojos de Monreal han llegado a secarse durante varios años. El mismo fenómeno ocurre en los Ojos de Caminreal, esta vez debido a unas capas arcillosas del Triásico que impiden el camino subterráneo de las aguas procedentes de los acuíferos adyacentes y de los de la vecina cuenca de Gallocanta. Más al NO, entre Caminreal y Calamocha, las aguas subterráneas ven impedido su flujo por la presencia de rocas paleozoicas poco permeables y van saliendo progresivamente al cauce del Jiloca. En la zona de Fuentes Claras, una etapa de deficiente drenaje del valle provocó un encharcamiento que favoreció la formación de *tobas*, rocas muy porosas formadas por la precipitación de los carbonatos que contienen las propias aguas subterráneas, con abundantes restos de cañas, raíces, etc., y gasterópodos.



54 Entorno geológico de Montalbán

A 82 km al nordeste de Teruel se encuentra la población de Montalbán, junto al río Martín. Hasta ella se accede por la carretera N-420.

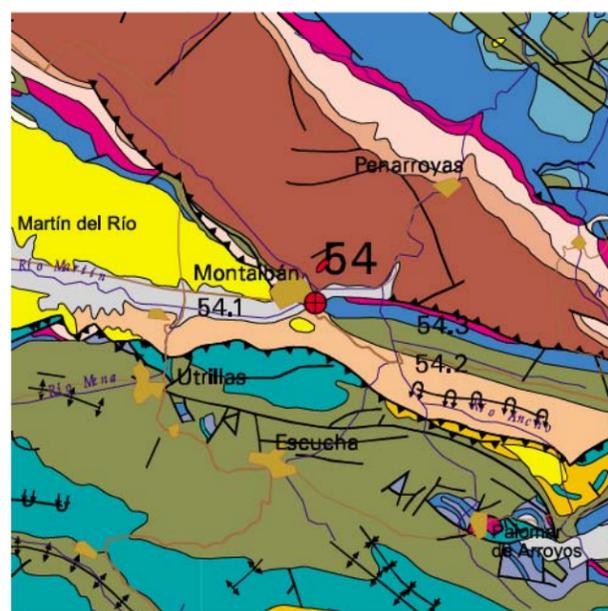
Situación y acceso

Descripción

La región de Montalbán-Utrillas, desde el punto de vista geológico, se encuentra situada en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica. Con excelentes condiciones de afloramientos, ha sido objeto de numerosas investigaciones que han puesto de manifiesto la importancia de los diversos aspectos de su estratigrafía y de su tectónica dentro del contexto de la cordillera.

En esta área es posible diferenciar tres unidades geológicas que, de norte a sur, son:

- Un amplio antidual de núcleo paleozoico al que se viene denominando con frecuencia Macizo de Montalbán.
- La depresión terciaria del río Martín.
- Una unidad mesozoica meridional intensamente plegada y cabalgante hacia el norte.



54.1 Depósito de "debris flow"

Un depósito de "debris flow"²¹ tiene su origen en una corriente de alta densidad que transporta una gran cantidad de partículas finas (fango). Pueden producirse tanto en medios subaéreos como en medios subacuáticos, y con ella arrastran fragmentos de roca de diversos tamaños (cantos o bloques). Las condiciones para que se produzca un "debris flow" son: gran cantidad de agua acumulada en un periodo de tiempo corto, laderas pendientes y desprovistas de vegetación, y un área fuente cuya meteorización dé lugar a la producción de gran cantidad de fango.

El hecho de que abunden los bloques de gran tamaño en estos depósitos de Montalbán permite deducir que se trata de una zona próxima al área fuente. La energía de la corriente que originó el depósito debió resultar, en esta zona, todavía alta y por tanto, capaz de transportar cantos muy gruesos. Únicamente aquellos de mayor tamaño fueron depositados. Los estudios geológicos indican que estas "paleocorrientes" debieron proceder del sur y suroeste.

Estos depósitos se encuentran junto a la N-420, inmediatamente al oeste del núcleo urbano. El conjunto aparece deformado y formando un abanico de capas perfectamente visible desde los primeros relieves situados al sur del río Martín.

54.2 Pinzamiento tectónico de cretácico en el Terciario

Se trata de una lámina de caliza procedente de la cuenca sedimentaria cretácica de la Cubeta de Oliete que actualmente aparece incluida en los conglomerados terciarios. El conjunto de capas aparece con una disposición vertical y la lámina cretácica forma sobre el relieve una estrecha cresta. Adquiere unas dimensiones aproximadas de un kilómetro de longitud y varios metros de anchura. El punto de observación se encuentra en las proximidades del puente de la carretera sobre el río Ancho.

Su origen está en lo que se conoce como "pinzamiento tectónico", que se produce cuando un cabalgamiento en su avance, arranca parte del bloque hundido y lo incorpora al desplazamiento. En este caso, esta lámina de cretácico es arrastrada por una escama cabalgante que pone en contacto los depósitos de las cuencas cretácicas de Aliaga y Oliete.

54.3 Yacimiento de cristales de yeso



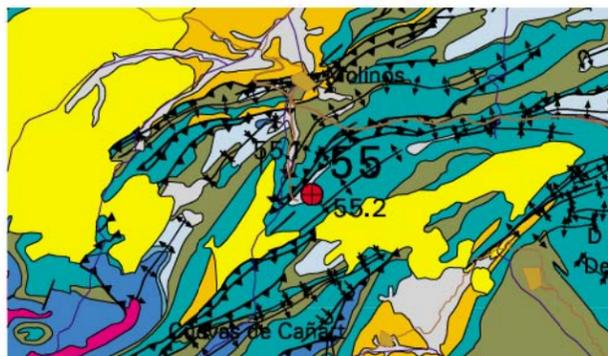
En este yacimiento se acumula una enorme cantidad de cristales de yeso, individuales o formando asociaciones geométricas (maclas) o en forma de "abeto". Estos cristales son producto de la descomposición de la pirita y la marcasita (ambos minerales pertenecientes a la clase de los sulfuros de hierro) que existían originariamente en los niveles de carbón (lignito) de la formación cretácica Arenas de Utrillas, lo que puede evidenciarse en las inclusiones de materia carbonosa que presentan.



55 “Grutas de Cristal” en Molinos

Situación y acceso

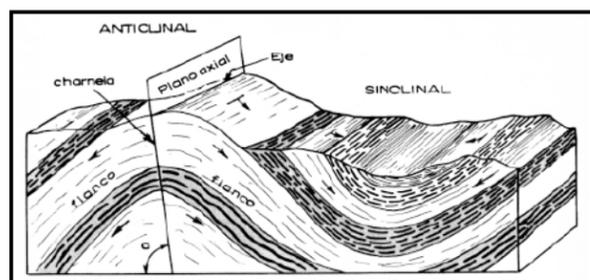
Molinos se encuentra a 137 km al nordeste de Teruel y a 45 km al suroeste de Alcañiz. Se accede por la carretera N-211, tomando desvío a los 34 km de Alcañiz por carretera local después de Alcorisa.



55.1 Estructuras tectónicas de “El Estrecho de Molinos”

La pista que va desde Molinos hasta las Grutas de Cristal recorre el Barranco de Las Paredes y atraviesa el fondo de un anticlinal desventrado²². Las calizas cretácicas que dominan el paisaje a lo largo de esta pista han estado afectadas por las fases orogénicas más intensas ocurridas durante el Terciario. Es entonces cuando se producen estos plegamientos y deformaciones del relieve (ver figura).

En el interior de esta estructura anticlinal, aparecen pliegues y otras formas menores asociadas a los esfuerzos de compresión sufridos en la zona. En el punto conocido como “El Estrecho de Molinos”, poco antes de llegar a las Grutas de Cristal, la verticalidad de las capas forma un vistoso paso tallado en los materiales calcáreos. Esta disposición vertical de las capas da lugar a la aparición de las crestas que se observan en los relieves del entorno.



55.2 Grutas de Cristal o Cuevas de las Graderas

Las Cuevas de las Graderas (también llamadas Grutas de Cristal) deben su origen a los procesos de disolución provocados por la circulación de aguas subterráneas a través de los materiales calcáreos del Cretácico Superior. Estos procesos han dado lugar a la formación de un conjunto de salas y galerías subterráneas de estructura laberíntica y tridimensional muy intrincada. Esta disposición debió estar condicionada en su desarrollo por los principales planos de fractura y diaclasas²³ que afectan a los materiales calcáreos en esta zona.

Los procesos kársticos del interior de la cueva presentan varias etapas perfectamente diferenciadas: en primer lugar una fase eminentemente erosiva, que generó los principales conductos existentes, cuando el nivel freático estaba por encima del de la cueva y el agua circulaba a presión por las discontinuidades de la roca, ensanchándolas y creando conductos circulares o fusiformes. Posteriormente, conforme descendió el nivel freático, la circulación se efectúa por conductos parcialmente llenos, predominando la erosión mecánica sobre la disolución; se ensanchan los conductos, se producen fenómenos de desprendimiento de bloques y el depósito de sedimentos en su base. Finalmente, en la etapa más reciente, la circulación del agua está muy atenuada, limitándose a una infiltración lenta con el desarrollo de depósitos químicos: estalactitas (carámbanos calizos que cuelgan de los techos), estalagmitas (carámbanos que emergen del suelo por las gotas que caen del techo), columnas (por unión de estalactitas y estalagmitas), cortinas (por goteo de agua por una fractura y precipitación del carbonato cálcico), etc.

En estas cuevas pueden contemplarse, por tanto, numerosas formas de precipitación del carbonato cálcico (en forma bicarbonatada en disolución), como estalactitas y estalagmitas, columnas, formaciones arborescentes, etc. En ellas se reúnen, además, dos particularidades: el desarrollo de depósitos cristalinos de calcita (de ahí el nombre de “Grutas de Cristal”) y la formación de estructuras estalactíticas excéntricas (estelectitas), inclinadas o subhorizontales, de difícil explicación.

En los sedimentos de relleno detrítico que aparecen en el fondo de las cavidades se ha encontrado abundante fauna de micromamíferos y de macromamíferos, así como restos humanos, lo que permite atribuirlos a los últimos episodios templados del Pleistoceno Superior.



56 Yacimiento del Barranquillo en Castellote

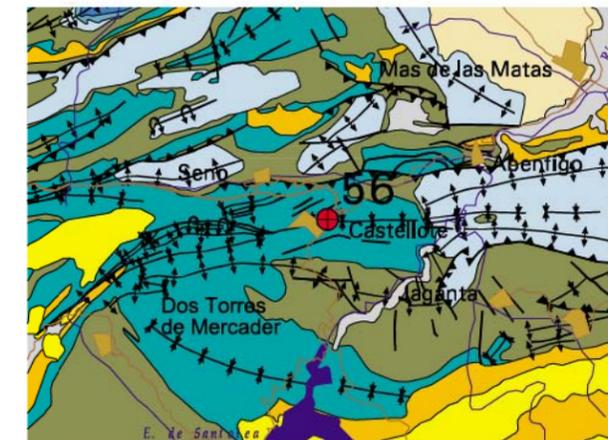
Situación y acceso

Castellote está situado a 154 km al noreste de Teruel y a 54 km al suroeste de Alcañiz. Se llega desde Calanda por la carretera A-226, y hasta Calanda por la N-232, pasando por Alcañiz.

Descripción

El yacimiento del Barranquillo está formado por un número indeterminado de troncos de gimnospermas conservados en sílice. Estos troncos fósiles, que llegan a alcanzar medio metro de diámetro, están cronológicamente asociados con el Cretácico Inferior; y se encuentran en las arenas y areniscas típicamente versicolores de la Formación Utrillas.

Las muestras fósiles procedentes de este yacimiento presentan una excelente conservación de los tejidos. En general, una composición original que sea estable con la roca encajante, un transporte nulo, un enterramiento rápido, en condiciones asépticas y en materiales finos e impermeables que impidan disoluciones y corrosiones, originan fósiles excelentemente conservados, pudiendo aparecer fosilizados, como en este caso, gran parte de los tejidos originales. El proceso de fosilización de estos troncos pasa, por tanto, por un enterramiento rápido que al morir la planta impedirá o ralentizará su descomposición. Un intercambio entre los componentes de la roca encajante y los restos orgánicos, menos estables, dará lugar, con el paso del tiempo, a esta excepcional conservación. La relevancia de este yacimiento radica, por un lado, en el excepcional estado de conservación que presentan los troncos. Por otro, la escasa bibliografía existente referente a bosques cretácicos, especialmente "albenses", en la Península Ibérica, hace que este yacimiento adquiera gran importancia como fuente de datos para los mapas de distribución geográfica de los bosques cretácicos. Ambos aspectos hacen que el yacimiento del Barranquillo pueda considerarse como único en Aragón.





57 El Parrizal

Situación y acceso

Se localiza en el término de Beceite, junto al río Matarraña, a 200 km al nordeste de Teruel y a 42 km al sudeste de Alcañiz. Se accede por la carretera N-232, desviándose a los 16 km de Alcañiz por la carretera A-231 en dirección Valderrobres (a 7 km) y por la carretera local A-2412 hasta Beceite.

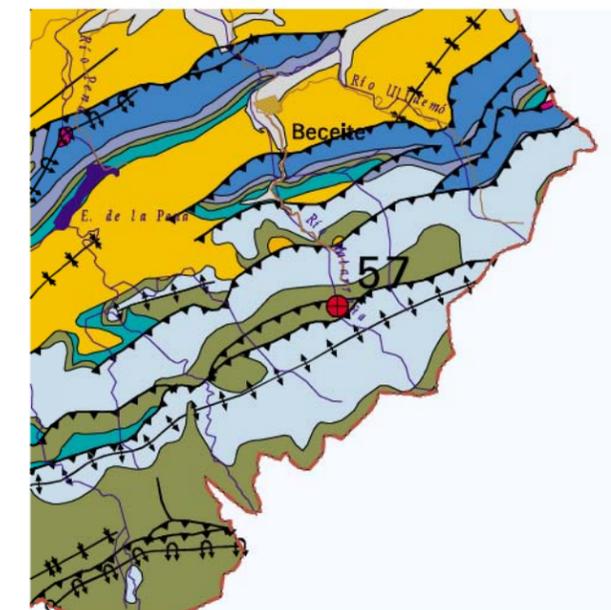
Descripción

El río Matarraña es uno de los ríos mediterráneos mejor conservados y de mayor biodiversidad de la Península. La calidad físico-química de sus aguas es objeto de protección, ya que en el Matarraña existen dos de los escasos tramos catalogados en Aragón como "Aguas continentales que requieren protección y mejora para ser aptas para la vida de los peces".

Su cauce se encaja fuertemente en los materiales carbonatados del Jurásico Superior-Cretácico que atraviesa en su tramo alto, dando lugar a esos profundos y angostos estrechos que forman el paraje de El Parrizal.

El modelado kárstico desarrollado en superficie deja su huella en las numerosas formas turriculares que se reconocen en el cañón. Igualmente, existen procesos kársticos de componente vertical que alcanzan gran profundidad, como demuestra la existencia de algunas cavidades.

En el fondo del valle aparecen frecuentemente unos depósitos calcáreos denominados "edificios travertínicos"¹³. La naturaleza calcárea de los terrenos que atraviesan las aguas hace que éstas contengan gran cantidad de carbonato cálcico en disolución. En los lugares donde emergen las aguas subterráneas y en los cursos de agua poco profundos con pequeñas cascadas, se producen turbulencias que oxigenan el agua y producen pérdidas de CO₂ en la misma. Esta pérdida activa la precipitación de los carbonatos disueltos y da lugar a la formación de este tipo de roca sedimentaria calcárea denominada travertino.





58 Poljes de la Hoya del Pinar y del Llano de Villasecos

Situación y acceso

Estos poljes se encuentran próximos a Cuevas de Cañart (Teruel), localidad a la que se accede por una carretera local que parte de la A-226 cerca de la presa de Santolea. También se puede acceder desde Ejulve, en la A-1702, donde parte una pista que se dirige hacia Cuevas de Cañart y que pasa por el borde norte de esta estructura.

Descripción

En el entorno de Ejulve y Cuevas de Cañart existe un polje de gran amplitud y fondo llano del que forma parte la Hoya del Pinar; una depresión cerrada y alargada de unos 2 km de longitud. Constituye una zona llana y elevada a unos 1.100 m de altitud, es decir, unos 500 m por encima del nivel de base del río Guadalope. Tanto el polje de la Hoya del Pinar como el de Llano de Villasecos se orientan en dirección NE-SW, siguiendo las grandes líneas estructurales dominantes. Estos poljes tienen su origen en las fases distensivas del Plioceno Superior que dieron lugar a una serie de fallas que delimitaron unas estructuras hundidas susceptibles de ser karstificadas por las aguas de escorrentía. Éstas han sido capaces de disolver los materiales carbonatados mesozoicos que afloran en esta zona, abriéndose paso a través de conductos que permiten la infiltración subterránea del agua y su posterior circulación a través de un complejo sistema de cavernas por las que el agua circula en flujo forzado. Una vez que descienden los niveles freáticos y las cavernas quedan en zona vadosa, se produce el colapso de las galerías subterráneas, dando lugar al desarrollo de depresiones cerradas en el exterior; que se denominan dolinas o poljes en función de su tamaño.

Debido a que un alto porcentaje del agua se infiltra, la red de drenaje está poco desarrollada y sin jerarquizar y además hay un escaso desarrollo del suelo. Los procesos de erosión y transporte de ladera quedan asimismo muy amortiguados, ya que los incipientes cursos de agua desaparecen en sumideros a favor de las grietas. Tras un recorrido subterráneo, las aguas reaparecen más abajo en una espectacular surgencia que alimenta el barranco del estrecho denominada Chorro de San Juan, que forma una cascada de más de 30 m de altura.

A lo largo del Cuaternario ha tenido lugar una intensa actividad fluvial que ha determinado la captura de algunos de estos poljes. No obstante, la Hoya del Pinar, en cuyo interior hay una ermita, constituye una importante extensión que mantiene su carácter endorreico original.



59 Superposición de pliegues de La Cañadilla

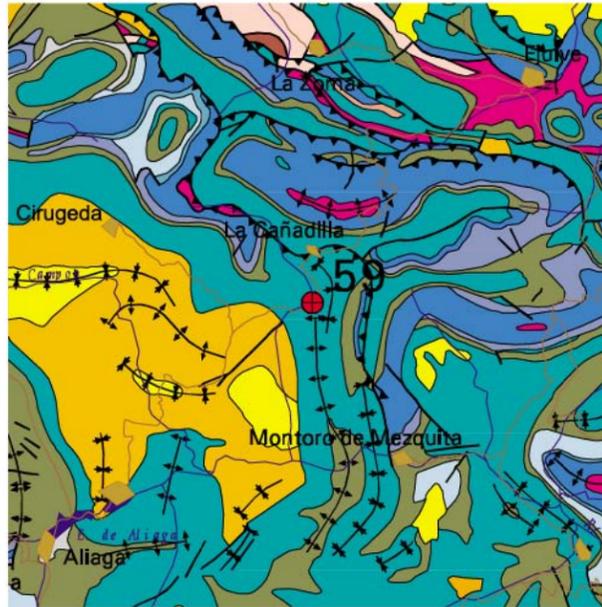
La población de Aliaga se sitúa junto al río Guadalope, a 66 km al noroeste de Teruel por la carretera N-420 y desvío 2 km después de Mezquita de Jarque por carretera local. La carretera TE-820 une Aliaga con La Cañadilla.

Situación y acceso

Los materiales calcáreos del Cretácico Superior en esta zona de La Cañadilla se ven afectados por un pliegue anticlinal de dirección noroeste-sudeste. Superpuestos a éste y en su flanco sur, se observa una serie de pequeños pliegues menores en forma de estrechos anticlinales separados por sinclinales algo más amplios. Estos pliegues menores se disponen perpendicularmente al pliegue anticlinal (este-oeste).

Descripción

La mayor parte de las estructuras tectónicas del entorno de Aliaga se formaron durante la orogenia alpina. Los movimientos fueron de carácter compresivo, y más importantes y prolongados que los ocurridos durante el Cretácico. La compresión tectónica actuó en distintas direcciones, dando dos sistemas de pliegues: uno orientado entre norte-sur y noroeste-sudeste y otro de orientación este-oeste. Las estructuras que se producen como consecuencia de la superposición de ambos indican que los pliegues este-oeste son posteriores a los norte-sur.



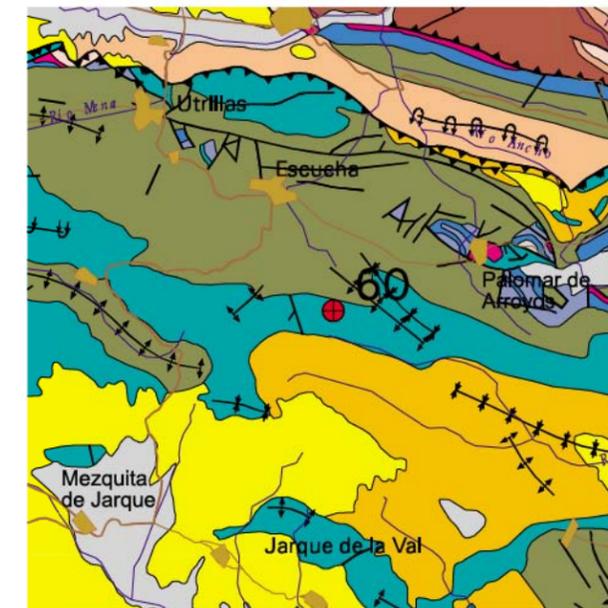
60 Grietas de San Just

Se localiza en el escarpe norte de la Sierra de San Just. Se accede por un camino que partiendo del km 640,300 de la carretera nacional 420 en dirección este conduce a la antena de telecomunicaciones situada en la Sierra de San Just. Los mejores puntos de observación de grietas se encuentran al este de esa antena, pudiendo llegarse allí por diversos caminos que parten hacia el este antes de llegar al emplazamiento de la antena.

Situación y acceso

Descripción

Las grietas, que afectan a materiales carbonatados del Cretácico Superior que se apoyan sobre materiales arenosos de la Formación Utrillas, se encuentran próximas al escarpe norte de la Sierra de San Just y suponen la primera señal de un posible deslizamiento de materiales por la ladera. Las calizas, afectadas por diversas grietas y discontinuidades, se fragmentan con facilidad y reptan ladera abajo apoyándose en las arenas, que funcionan como un substrato móvil que facilita el movimiento por gravedad de los bloques desprendidos del escarpe de la sierra. Los deslizamientos no llegan a ser de grandes dimensiones, ya que las calizas se van disgregando en fragmentos más bien pequeños. La génesis del fenómeno podría estar originalmente ligada a alguna fractura del terreno y la evolución posterior con la dinámica natural de la ladera (deslizamiento gravitacional). El fenómeno geológico puede llegar a afectar puntualmente al firme de la carretera nacional 420 a su paso por las proximidades de las laderas de San Just.





61 Cuenca minera de Utrillas-Escucha

Situación y acceso

Situada en los términos municipales de los propios núcleos de Utrillas y Escucha. El primero se encuentra a 76 km de Teruel y a 6 km al sudoeste de Montalbán por la carretera N-420. Escucha se encuentra a 8 km de Montalbán por la misma carretera.

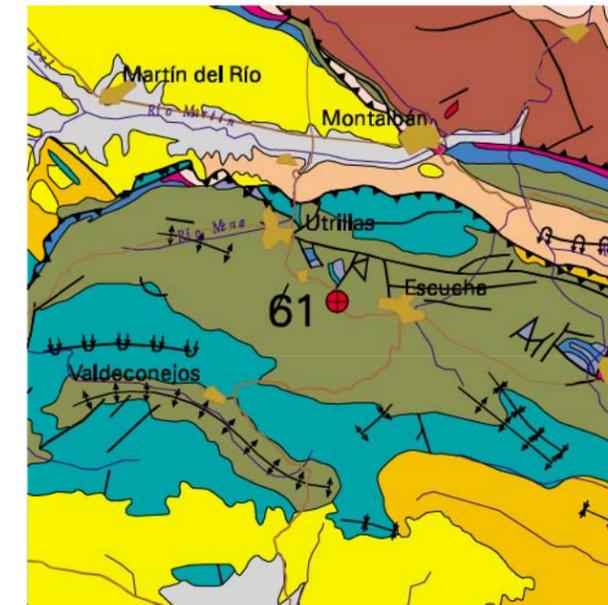
Descripción

Esta área forma parte de las cuencas mineras asociadas al carbón (lignito) en la provincia de Teruel. Geológicamente queda dentro de los límites de la llamada Cubeta de Utrillas-Aliaga, que se alarga en dirección noroeste-sur. Esta zona de Utrillas-Escucha constituye, dentro de esta cubeta, el punto de máxima subsidencia²⁴ ("depocentro"), y llega a alcanzar un espesor máximo de más de 400 metros.

Los niveles productores de carbón, cuyos espesores apenas alcanzan algo más de un metro, pertenecen a la conocida como Formación Escucha, de edad Cretácico Inferior (Aptiense-Albiense), cuyo origen se relaciona con un modelo de sedimentación en un medio deltaico en expansión hacia el mar ("etapa progradante") y sometido a una gran influencia de las mareas.

En esta zona coexisten explotaciones a cielo abierto de minería de transferencia junto con explotaciones subterráneas. El destino de este carbón es la generación termoeléctrica en una central generadora situada en la misma área.

Las escombreras resultantes del proceso productivo, muy visibles, provocan en el entorno un impacto muy diferente según la época en que fueron restauradas. Ello es debido al empleo de diferentes técnicas y al uso de distintos parámetros (pendientes, especies vegetales utilizadas, orientación, etc.) en las labores de restauración. Las escombreras más antiguas permanecen todavía sin restaurar.



62 Falla cuaternaria de Rubielos de la Cérda

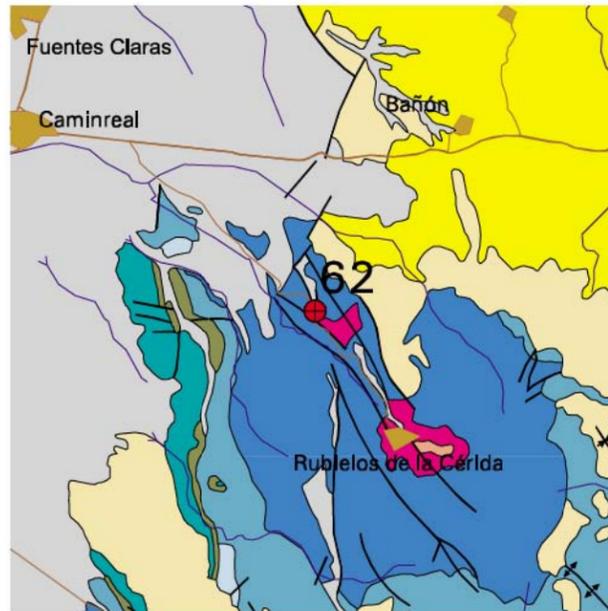
Situación y acceso

Situado en Rubielos de la Cérda, a 74 km al noroeste de Teruel por la carretera N-234 con desvío en Caminreal a la N-420 y carretera local en la Sierra de Lidón.

Descripción

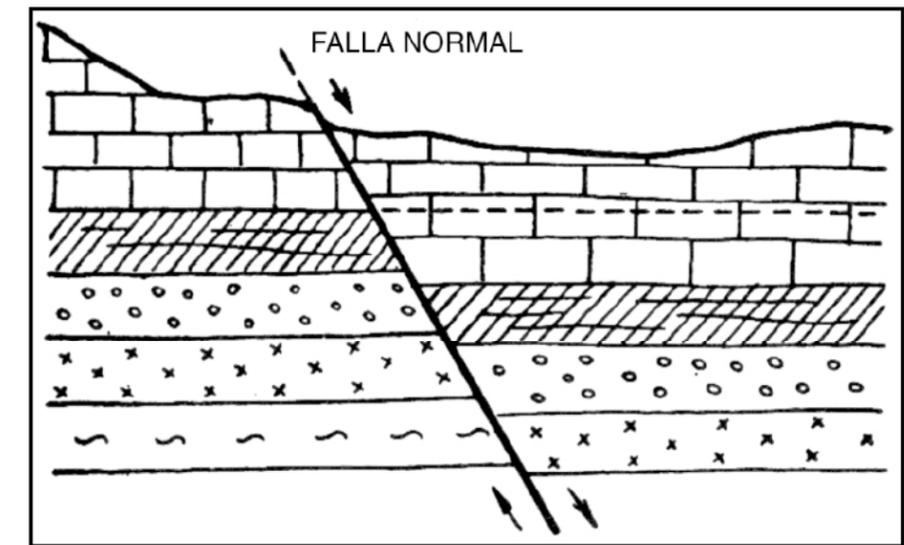
La falla de Rubielos de la Cérda constituye un ejemplo vistoso de actividad geológica actual, lo que se pone de relieve al afectar a depósitos que todavía se están formando (coluviones²⁵ cuaternarios). Por este motivo se le adjudica una edad cuaternaria.

Una falla es una fractura del terreno acompañada de un desplazamiento relativo de las partes separadas. Este término (del latín *fallere*) significa engañar, faltar; y procede del ámbito de la minería, donde tras una *falla*, es frecuente que no se encuentre el filón o la capa que se estaba explotando. En el caso de la falla que observamos, la superficie de desplazamiento (plano de falla) pone en contacto rocas de distinta naturaleza y de edades muy diferentes (entre ambos depósitos hay una diferencia de unos 190 millones de años): calizas del Jurásico Inferior en el bloque levantado, y coluviones cuaternarios en el hundido (ver figura).



El desplazamiento casi vertical de los bloques queda reflejado en el plano de falla, en el que se observan, a modo de cicatriz, unas estrías que se producen por la fricción durante su movimiento.

La explotación de áridos que sacó a la vista la falla a finales de los años setenta, está acabando actualmente con el depósito y está degradando enormemente las condiciones de observación y los rasgos de la misma.





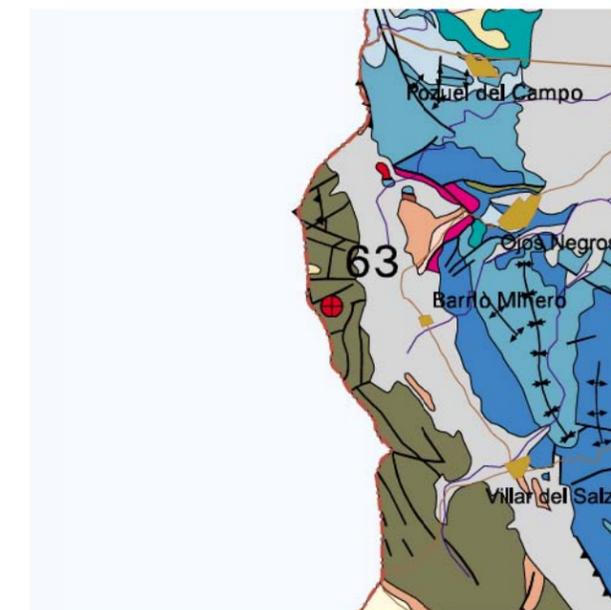
63 Minas de Ojos Negros

Situación y acceso

Se accede a Ojos Negros y las inmediaciones de Sierra Menera por la N-330 (desde Teruel y desde Zaragoza). En Monreal del Campo hay que tomar el desvío de la N-211 hacia Molina de Aragón, y a 7 km se encuentra el desvío a la izquierda hacia Ojos Negros.

Descripción

Las minas de Ojos Negros fueron unas importantes explotaciones de los yacimientos de hierro de Aragón. Existen también yacimientos en las sierras del Moncayo y de Albarracín. Hoy en día no hay explotación minera en ninguno de estos emplazamientos, pero fueron de gran importancia en el pasado. Los yacimientos de hierro corresponden a la parte central de unos materiales paleozoicos muy plegados y fracturados. Estos materiales tienen un origen marino. Su origen (Fernández Nieto, 1986) es de tipo sedimentario y responden a un mecanismo de formación, que según esa autora, partió de un depósito original de carbonatos de hierro y magnesio cuya disolución produjo el desarrollo de una formación kárstica subsuperficial. El lavado de los iones bicarbonato, calcio y magnesio dejó un depósito residual de hidróxidos de hierro que se acumuló en las cavidades kársticas. Las masas mineralizadas con óxidos e hidróxidos de hierro aparecen en varios de los bloques en que se encuentran fracturados los materiales paleozoicos. Se trata de depósitos discontinuos de limonita y goethita, con presencia de magnesita en menor porcentaje. La explotación de estos yacimientos de hierro se realizó en varias localidades de Sierra Menera (Zaragoza y Guadalajara) hasta 1986. Se explotaron todos los yacimientos subsuperficiales y se excluyó la posibilidad de la existencia de otros depósitos más profundos debido a que la acumulación de los hidróxidos de hierro por alteración de los materiales carbonatados es un proceso subsuperficial y "relativamente reciente". La explotación se realizaba a cielo abierto, en bancos de 15 m.





64 Megaplanolites de Bueña

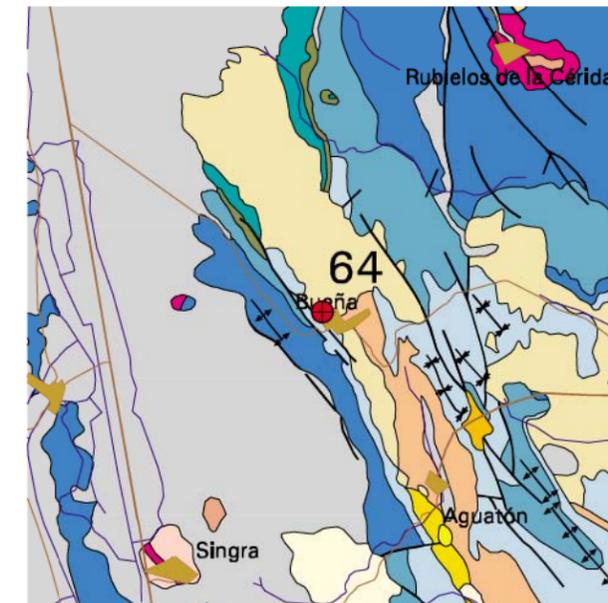
Situación y acceso

Bueña se localiza a 62 kilómetros al noroeste de Teruel y a 12 kilómetros al sudeste de Monreal del Campo. Se llega por la N-330, tomando desvío al este por la carretera A-1509 al inicio del puerto de Argente.

Descripción

En los materiales jurásicos de la Formación Margas de Sot de Chera, en los alrededores de Bueña, se hallan restos fosilizados de unas huellas denominadas *Megaplanolites*. Un *Megaplanolites* es una pista fósil de gran tamaño generalmente rectilínea, que muestra afinidad con el género "*Planolites*", aunque de dimensiones considerablemente mayores: la longitud máxima observada en este tipo de pistas es de 9-10 metros, con un diámetro de más de 20 centímetros, por lo que se trata de la pista fósil más grande hallada en España.

El Jurásico representó un periodo de mejora climática y en él se produjo un progresivo ascenso del nivel del mar; se ampliaron las cuencas marinas y las anteriores áreas emergidas de Aragón quedaron invadidas por las aguas. Se depositaron extensos bancos carbonatados –producidos por la acción de algas y otros microorganismos– en los nuevos fondos marinos. En este contexto ambiental algún organismo dejó "impresas" estas huellas gigantes que hoy aparecen en este yacimiento de Bueña.





65 Yacimientos de dinosaurios en Galve

Situación y acceso

Galve se encuentra situado unos 50 kilómetros al norte de Teruel, y se accede por la N-420, tomando desvío a la carretera A-228 unos 5 kilómetros antes de llegar a Mezquita de Jarque.

Descripción

El entorno de Galve constituye un área de gran riqueza paleontológica. En la zona hay localizados diversos yacimientos donde han aparecido restos de dinosaurios, principalmente vértebras, algún fémur y huellas. Es en el yacimiento de Corrales de Pelejón donde se encuentran las huellas de dinosaurio más importantes de España, junto con las de Enciso en La Rioja.

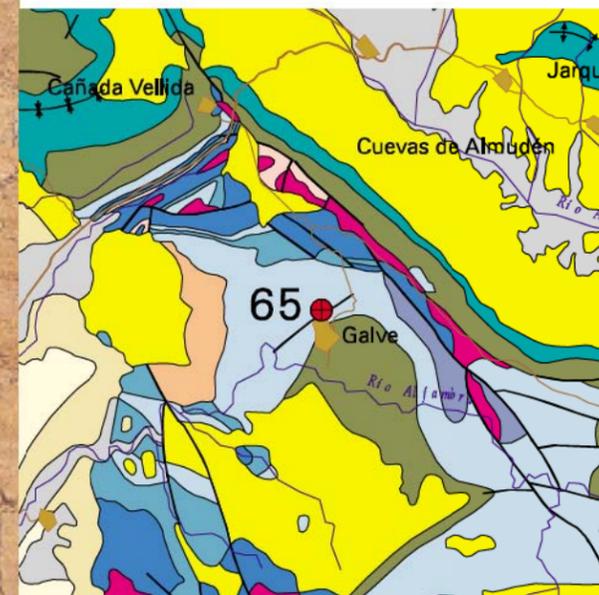
Pero la abundancia de restos fósiles en los alrededores de Galve no queda reducida exclusivamente a los dinosaurios. Se han encontrado también restos de mamíferos, reptiles (cocodrilos, quelonios como la tortuga o incluso de reptiles voladores), peces (tiburones), anfibios, moluscos bivalvos y gasterópodos, ostrácodos y foraminíferos. De entre los restos vegetales destacan los de caráceas, carofitas, restos de polen y madera fósil. Todos estos restos quedan albergados en materiales del Cretácico Inferior. Según sean estos materiales, se diferencian en la zona tres formaciones: la Formación Castellar, la Formación Camarillas y la Formación Villar del Arzobispo. Cada una de ellas representa un tipo de ambiente sedimentario concreto, por lo que la relación de cada fósil o asociación de fósiles con el medio en el que se formaron, tiene gran interés para el estudio de las condiciones ecológicas que reinaron durante el Cretácico Inferior.

La Formación Castellar está constituida por calizas y margas depositadas en medios

lacustres. Gran parte de los yacimientos de dinosaurios del entorno de Galve están albergados en esta formación: son los de Pelejón, de Las Zabacheras, de Colladico Blanco, de Piélagos, de Cuesta de los Corrales, de Las Cerradicas, de la Paridera de la Abeja, de la Masía de la Rocha, de los Corrales de Pelejón y de Camino Canales.

La Formación Camarillas está constituida por arcillas o margas y areniscas depositadas en medio fluvial. En estos materiales es donde aparecen los restos fósiles de los yacimientos de San Cristóbal, de Cerrada Roya-Mina, de Cabezos de Santa Bárbara, Santa Bárbara, de Pajar Julián, de Herrero, de Casillaberea, de Alfombra y de La Maca.

La Formación Villar del Arzobispo está formada por arcillas intercaladas entre areniscas depositadas en medios de transición. En esta Formación aparecen también algunos restos en los yacimientos de Las Cerradicas y en el yacimiento de Cuesta Lonsal.





66 Órganos de Montoro

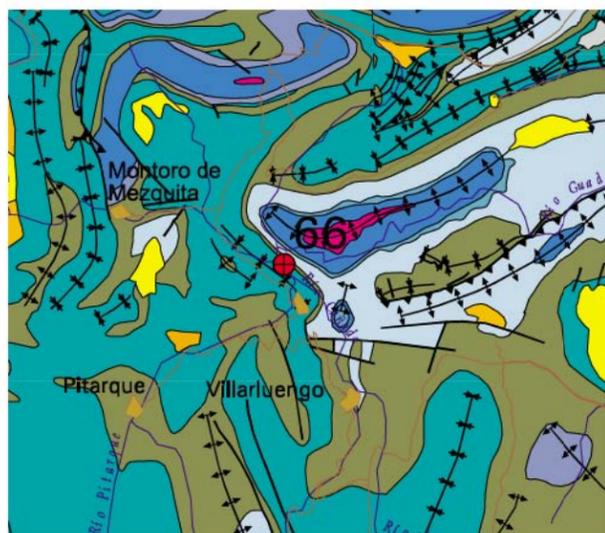
Situado en el Alto Maestrazgo, en el término municipal de Villarluengo, a 110 km al noreste de Teruel y a 24 km al noroeste de Cantavieja por la carretera A-1702. El punto se localiza al oeste de dicha carretera, entre los desvíos de Pitarque y Montoro de Mezquita.

Situación y acceso

La Formación Órganos de Montoro da lugar, en las proximidades del término de Villarluengo, a un entorno paisajístico de gran belleza con formas de relieve de gran espectacularidad. La morfología vertical de las capas hace que éstas resulten semejantes a los tubos de un órgano, y de ahí el nombre que reciben. Esta Formación está constituida por una sucesión de calizas con estratificación planar u ondulada y que tienen su origen durante el Cretácico Superior, periodo que representó una vuelta, por última vez en la historia geológica de la zona, a un ambiente de plataforma marina. Estos materiales calcáreos marcan el paso a condiciones muy marginales dentro de la plataforma, con periodos de emersión prolongados en los que el suelo se deseca y es colonizado por plantas. Ello se pone de relieve en los restos fósiles que podemos encontrar tanto en la base de estos materiales (rudistas y gasterópodos), como hacia arriba, donde es frecuente la bioturbación²⁶ por raíces y la laminación debida a las algas.

Descripción

Este conjunto de crestas verticales aserradas, a cuyos pies discurre el río Guadalupe, debe su aspecto a los movimientos tectónicos terciarios, de carácter compresivo, ocurridos a causa de la orogenia alpina, a la consiguiente erosión ocurrida sobre materiales de diferente resistencia y al desarrollo de barrancos perpendiculares al cauce de este río.



67 “Prótalus rampart” de Muela Mujer en Villarluengo

Situación y acceso

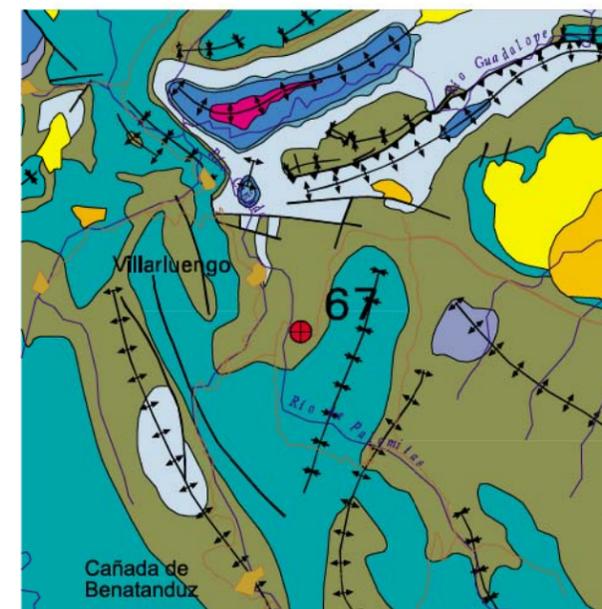
Situado en el Alto Maestrazgo, el término de Villarluengo se localiza 110 km al noreste de Teruel y a 24 km al noroeste de Cantavieja por la carretera A-1702.

Descripción

Se trata de algunos de los escasos ejemplos de “*prótalus rampart*” existentes en España. Son acumulaciones de cantos de diferente tamaño y dispuestos sin organización ni estructura. Adquieren forma de media luna y enmarcan una pequeña depresión cerrada. Su origen parece estar relacionado con depósitos de nevero en clima periglacial.

El conjunto de estos depósitos sobre la ladera de Muela Mujer (hacia el este entre el Mas de las Chelvas y el Mas del Cuadro) determina una particular morfología en montículos.

Además de estos ejemplos de “*prótalus rampart*”, a lo largo de toda la ladera oeste de Muela Mujer se pueden reconocer deslizamientos de terreno. Esto sucede especialmente en las zonas de surgencia de agua, donde se favorece el movimiento de terreno en forma de masa de barro (solifluxión).





68 Hoz y nacimiento del río Pitarque

Situación y acceso

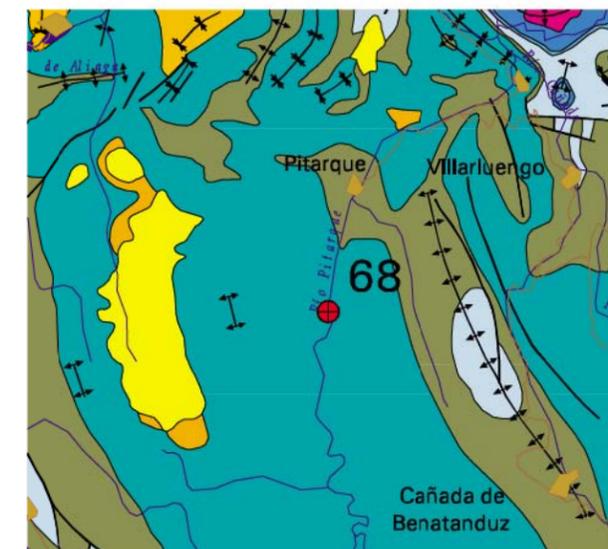
Se encuentra situado a 110 km al nordeste de Teruel, en el término de Pitarque. Se accede por las carreteras N-420 y N-211, tomando desvío hacia el sur por carretera local hacia La Zoma. En el cruce de Ejulve se toma dirección Villarluengo por la A-1702 hasta encontrar desvío en dirección Pitarque.

Descripción

Los materiales carbonatados del Cretácico Superior de la cabecera del río Pitarque recogen el agua de lluvia y la incorporan al flujo subterráneo a través de fracturas y conductos internos (circulación kárstica). Constituyen lo que se llama "acuífero libre", ya que no están aisladas de la superficie ni del contacto con la presión atmosférica por ninguna capa superior impermeable o semipermeable. Bajo este acuífero se encuentra una capa de materiales impermeables (Formación Arenas de Utrillas) la cual sí aísla por debajo estas calizas de los grandes acuíferos regionales infrayacentes que drenan directamente al Mediterráneo. Cuando las aguas que circulan por este acuífero libre afloran a la superficie, a veces con caudales de hasta 1.500 litros/segundo, dan lugar al nacimiento del río Pitarque.

El río Pitarque labra una hoz en esos mismos materiales calcáreos que lo alimentan, y a lo largo de ella pueden observarse diversos "edificios travertínicos"¹³ antiguos y actuales. Estos travertinos deben su origen a la naturaleza calcárea de los terrenos cretácicos que hacen que las aguas que los atraviesan contengan gran cantidad de carbonato cálcico en disolución. En los lugares donde emergen fuentes de agua subterránea y en los tramos de cauce poco profundo con pequeñas cascadas, se producen turbulencias que oxigenan el agua y producen pérdidas de CO₂ en la misma. Esta pérdida activa la precipitación de los carbonatos y da lugar a la formación de este tipo de roca sedimentaria calcárea que se ha denominado travertino. Su crecimiento puede generar auténticos "edificios travertínicos".

También pueden observarse en la zona fuertes escarpes y morfologías turriculares, ambas resultado de la erosión diferencial consecuencia de la mayor dureza relativa de las calizas frente a otros materiales.





69 Rodeno de Ródenas-Peracense

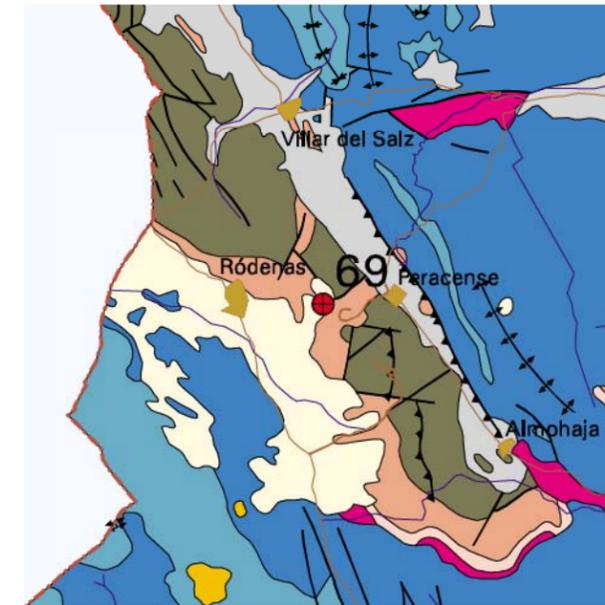
Situación y acceso

Ródenas se encuentra a 57 km al noroeste de Teruel, y se accede por la N-234, tomando desvío a los 38 km a carretera local en dirección a Villafranca del Campo y nuevamente desvío en Villar del Salz.

Descripción

El área que se conoce con este nombre es un amplio afloramiento de areniscas rojizas del Triásico Inferior, modeladas por el agua, el viento y los cambios de temperatura. Es, por tanto, un buen ejemplo de modelado del relieve, resultado de un proceso que continúa en la actualidad.

Estas areniscas están formadas por alternancias de capas de diferente dureza, sobre las que la erosión actúa con intensidad diferente.



70 Turbera de Fuente del Canto

Situación y acceso

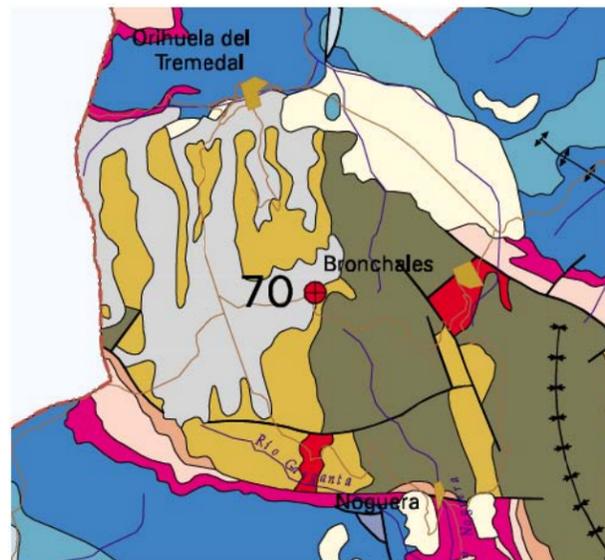
El término de Bronchales queda localizado en la Sierra de Albarracín, a 55 km de Teruel y a 24 km al noroeste del mismo núcleo de Albarracín. Se accede por carretera local, desde la A-151 I, o desde Noguera por la A-1512.

Descripción

Las turberas o *tremedales* son zonas en las que se desarrollan ciertas plantas cuya acumulación en el suelo en forma de restos vegetales, y su posterior enterramiento en ciertas condiciones, da lugar a un tipo de carbón de escaso poder energético denominado turba. Se trata de un proceso geológico actual de gran interés ya que permite conocer cómo se formaron los carbones, abundantes en la minería de la provincia de Teruel.

Para su desarrollo se requieren condiciones muy especiales, como acidez y la presencia de un nivel freático alto que impida la aireación del suelo y con ella la descomposición de la materia orgánica. En estas condiciones los restos vegetales enterrados sufren un conjunto de modificaciones, debidas al aumento de temperatura y de presión por hundimiento progresivo, lo que enriquece en carbono esos restos vegetales, deshidratándolos y empobreciéndolos en hidrógeno y oxígeno.

En el Macizo del Tremedal este tipo de depósitos se forma en las zonas de vaguada, con poca pendiente, o en las depresiones relacionadas con deslizamientos. La turbera de la Fuente del Canto es un buen ejemplo de este tipo de procesos, cada vez menos frecuentes en estado de buena conservación. Estas turberas albergan una variedad de plantas de gran interés botánico.



71 Riolitas de Noguera

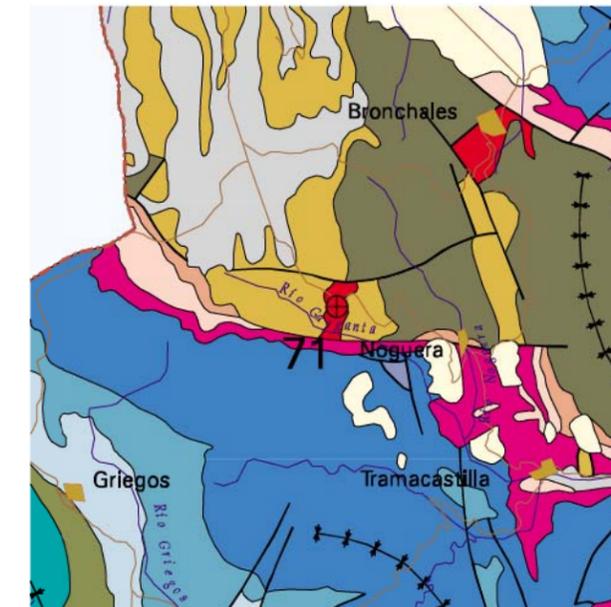
Situación y acceso

La población de Noguera de Albarracín se encuentra a 58 km de Teruel y a 21 km al oeste de Albarracín por carretera local. Este punto puede localizarse en la carretera TE-903 (Noguera-Orihuela del Tremedal), a ambos lados de la misma.

Descripción

Antigua chimenea volcánica (pitón²⁰) que se encajó durante el Pérmico en unas cuarcitas y pizarras del Silúrico. Esta chimenea acabó siendo obstruida por la propia lava al alcanzar la superficie y solidificar. Debido al efecto de la erosión sobre los materiales más blandos del entorno, se originó un resalte en la topografía.

Se puede reconocer cómo las texturas de la roca son más cristalinas en el centro del pitón que en los bordes, ya que la pérdida de calor fue más lenta en esa zona, y por tanto el tiempo de formación de los cristales más largo. En las zonas de borde del pitón, los cristales se encuentran dispersos e incluso con cierta orientación en el seno de un material pastoso.





72 Fuente de Cella

Situación y acceso

Se localiza en Cella, localidad situada a 21 km al noroeste de Teruel. Se accede por la N-234 y desvío a 17 km a carretera local.

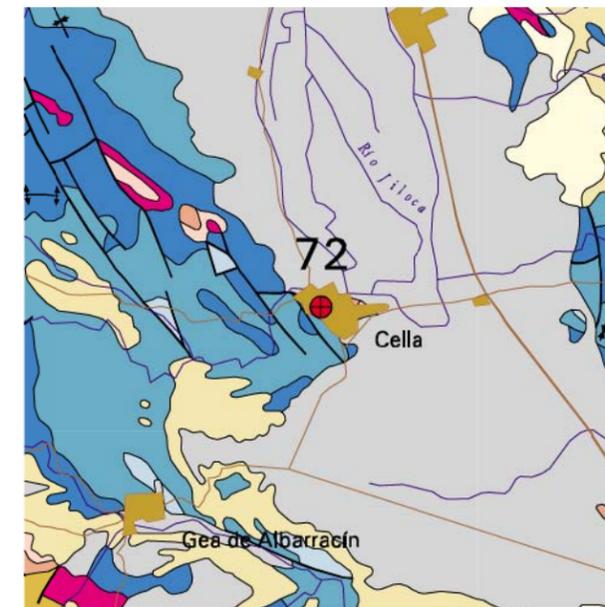
Descripción

La Fuente de Cella constituye en la actualidad el nacimiento del río Jiloca, si bien se trata de un pozo artesiano cuya excavación se atribuye a los templarios.

Corresponde a una de las descargas de un gran acuífero carbonatado jurásico de la Serranía de Albarracín. Otras descargas de este acuífero dan origen al río Gallo, afluente del Tajo, y al río Guadalaviar o Turia.

Por sus características constructivas y por su caudal medio, que supera los 1.000 litros/segundo, está considerado como el mayor pozo artesiano de Europa. Los valores máximos registrados alcanzan los 3.500 litros/segundo.

En la antigüedad la Fuente de Cella alimentaba una laguna situada entre las poblaciones de Cella, Villarquemado y Santa Eulalia del Campo. Sin embargo, por estar su caudal muy influenciado por las lluvias, las últimas sequías lo han ido mermando hasta provocar su agotamiento durante largos periodos de tiempo.



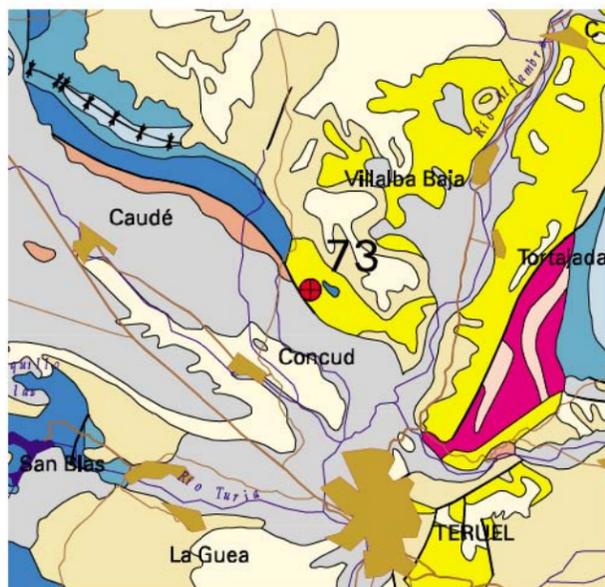
73 Yacimientos de vertebrados en Concud

Situación y acceso

Concud se encuentra situado muy próximo a Teruel, al noroeste, y se accede por la carretera N-330, tomando un desvío a carretera local en dirección Celadas, casi inmediatamente de abandonar el casco urbano de Teruel.

Descripción

Los materiales de la Formación de Arcillas Rojas de Teruel (arcillas y margas) aflorantes en el entorno de la población de Concud, contienen gran cantidad de huesos de vertebrados que vivieron durante el Plioceno. El Terciario comprende un lapso de tiempo geológico de unos 63 millones de años en el que, a nivel planetario, tuvo lugar el gran desarrollo de los mamíferos y la aparición, hace cuatro millones de años, de los primeros homínidos en África. Tanto en el yacimiento del Barranco de Las Calaveras como en el del Cerro de La Garita, se encuentran restos de pequeños mamíferos. Sin embargo, estos yacimientos adquieren una gran importancia por el conjunto de restos pertenecientes a grandes mamíferos de entre los que destacan: *Hiparion* (familia de los caballos), *Rhinoceros* (rinocerontes), *Mastodon* (mastodontes), *Gacella*, *Corvus* y *Hyaena*. Se trata de restos que proceden de los ambientes de bosques y "sabanas" periféricos a los grandes lagos formados en las partes bajas de la red fluvial. Se trata de uno de los yacimientos de vertebrados más importantes a nivel nacional, y de él se tienen referencias que datan ya del siglo XVIII. Entonces, estos restos fósiles eran atribuidos a gigantes muertos junto a sus caballerías o a seres petrificados.



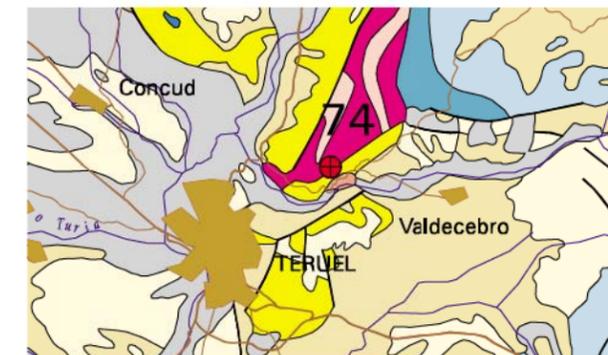
74 Yacimiento de teruelitas de Teruel

Situación y acceso

Existen varios yacimientos de teruelitas en los alrededores de Teruel, siendo el más conocido el del Barranco Salobre, dentro del término municipal de Teruel y a unos 7 km al N de la capital. Se accede desde la N-420, tomando un desvío por un camino que arranca próximo al puente sobre el río Alfambra y se dirige hacia el E. Otro yacimiento se localiza a unos 3 km al NE de Teruel, en un pequeño barranco que cruza el viejo ferrocarril de Ojos Negros, próximo al paraje de la Fuente del Nabo y al que se accede desde el km 6 de la A-226.

Descripción

La teruelita es una variedad de la dolomita con un alto contenido en hierro, lo que le confiere un color negruzco y que se encuentra formando cristales sueltos o bien dentro de una matriz de yeso. Ocasionalmente, también aparecen cristales incoloros y rojizos. La teruelita ya fue descrita por Haüy a principios del siglo XIX, si bien su nombre actual no se emplea hasta hace unos años. Los cristales de teruelita forman romboedros agudos con algunos de sus vértices truncados y se caracterizan por una textura dentada, con poco brillo. Los yacimientos de teruelita aparecen en el Keuper, esto es, materiales como yesos, arcillas y margas del Triásico Superior; con una antigüedad de unos 200 millones de años. En el Barranco Salobre los cristales son escasos y pequeños, de menos de 5 mm, mientras que en el yacimiento cercano a la Fuente del Nabo, los cristales llegan a tener un tamaño de un cm en la margen izquierda de la cabecera del barranco; lugar en el que aparecen englobados en una matriz de yeso de color gris oscuro. En la margen derecha aparece la teruelita en una capa de margas situada sobre otra de yesos en donde se pueden encontrar jacintos de Compostela (variedad rojiza de cuarzo). En la parte baja del barranco aparecen cristales sueltos. También aparecen teruelitas en otros puntos de la provincia de Teruel, como Calomarde o Cuevas Labradas.





75 Entorno geológico de Cantavieja

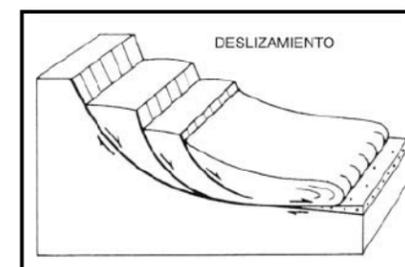
Situación y acceso

Cantavieja está situada a 100 km al nordeste de Teruel por carretera, después de pasar los puertos de Cabigordo (1.552 m), Sollavientos (1.468 m), Villarroya (1.655) y Cuarto Pelado (1.612 m). La carretera A-226 enlaza estos puntos de interés descritos.



75.1 Lóbulos y bancos de solifluxión en el puerto de Cuarto Pelado

Las laderas nordeste del puerto de Cuarto Pelado se ven afectadas por deslizamientos de terreno que dan lugar a la formación natural de un tipo de bancales horizontales llamados "lóbulos o bancos de solifluxión"²⁷ (según sea su morfología lobulada o lineal). Estos deslizamientos son movimientos gravitacionales provocados por la plasticidad que el agua de imbibición confiere a los materiales en áreas o puntos de cierta humedad. Son procesos llamados "de solifluxión" (flujo de suelos). Este modelado en lóbulos o bancos de solifluxión es característico de un clima de tipo periglacial. En la actualidad, estos procesos de solifluxión todavía pueden tener cierta actividad (ver figura).





75.2 Cluses y pliegue en Rodilla

El barranco del Carrascal corta perpendicularmente el anticlinal de Cuarto Pelado. Este anticlinal adopta una orientación noroeste-sudeste y está formado por materiales cretácicos y, en su núcleo, jurásicos. Es el paso entallado perpendicularmente a la dirección del pliegue en estos materiales más duros lo que se conoce como "cluse"²⁸. En la ladera norte se observa un corte de esta estructura anticlinal en el que puede reconocerse un pliegue asimétrico con uno de sus flancos muy tendido y el otro flanco²⁹, casi vertical. Este tipo de morfología se denomina "pliegue en rodilla". Otro ejemplo de cluse se encuentra en una barranquera que alcanza el Barranco del Avellanal. En este punto, las aguas del barranco han labrado los materiales del Cretácico Inferior de un anticlinal hasta tallar este paso.

76 Modelado periglacial en Valdelinares

Situación y acceso

Valdelinares se localiza a 71 km al noreste de Teruel y a 25 km al noreste de Mora de Rubielos. Se accede por la carretera N-234 hasta La Puebla de Valverde donde se toma la A-232 hasta Rubielos de Mora, con desvío a la A-1515 hasta Linares. Finalmente, se llega a Valdelinares por carretera local.

Descripción

El clima periglacial alcanzó gran extensión en Europa durante las glaciaciones cuaternarias. Actualmente, las formas resultantes de este tipo de modelado se encuentran a menudo fosilizadas, aunque puede haber casos en los que los procesos genéticos que las originaron sigan hoy activos. Los largos periodos de hielo alternando con periodos de deshielo produjeron movimientos y deformaciones de suelos que en esta zona de Valdelinares pueden reconocerse. Las más llamativas son los bancos o lóbulos de solifluxión y palsas. Entre los primeros existe un buen ejemplo en el Barranco de las Ranas, cuyas laderas se ven afectadas por deslizamientos de terreno provocados por la plasticidad que el agua de imbibición confiere a los materiales. El resultado de ellos es la formación de bancos de solifluxión, los cuales han sido aprovechados en algunos casos para labores agrícolas. En el nacimiento del Barranco de Zoticos existe una zona en la que pueden reconocerse unas formas denominadas "palsas". Se trata de varios montículos que sobresalen adoptando morfologías más o menos circulares y que adquieren unas dimensiones de algunos decímetros de altura por 1-3 m de anchura. Estas "palsas" son fruto de las deformaciones que produce el agua que empapa el terreno al congelarse. Es, por tanto, un modelado característico de climas periglaciares.

Figuras de protección

Área de Especial Protección Urbanística, según Decreto 85/1990 de 5 de junio, de la DGA.





77 Polje de Mosqueruela

Situación y acceso

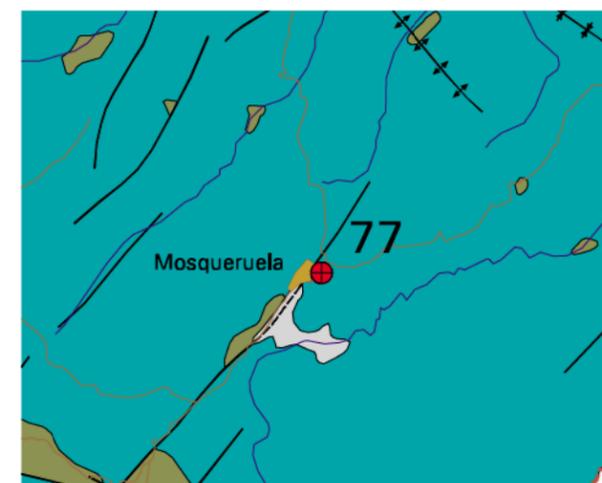
Se localiza en Mosqueruela, al sureste de la provincia de Teruel. El acceso se efectúa por la A-1701, carretera que arranca de la N-234 a la altura de Albentosa y que también es accesible desde diversas carreteras comarcales del Maestrazgo. El polje, de gran extensión, está bordeado por la A-1701 y la carretera comarcal que se dirige a Puertomingalvo.

Descripción

El polje de Mosqueruela constituye una forma de extensión kilométrica que, a modo de altiplano colgado, constituye los restos de una superficie de erosión en la que afloran calizas y margocalizas del Cretácico. Forma parte del sinclinal de Fortanete, sobre el que se identifican una serie de fallas que delimitaron este espacio, dando lugar a una estructura hundida, susceptible de ser karstificada. Efectivamente, las aguas de escorrentía son capaces de disolver la caliza, abriéndose paso a través de conductos que permiten la infiltración subterránea del agua y su posterior circulación a través de un complejo sistema de cavernas por las que el agua circula en flujo forzado. Una vez que descienden los niveles freáticos y las cavernas quedan en zona vadosa, se produce el colapso de las galerías subterráneas, dando lugar al desarrollo de depresiones cerradas en el exterior, que se denominan dolinas o poljes en función de su tamaño.

Debido a que un alto porcentaje del agua se infiltra, la red de drenaje está poco desarrollada y sin jerarquizar y además hay un escaso desarrollo del suelo. Los procesos de erosión y transporte de ladera quedan asimismo muy amortiguados, ya que los incipientes cursos de agua desaparecen a favor de las grietas, como ocurre en el sumidero o *ponor* situado al E de la Masía de Trigos y capaz de absorber un importante caudal. El polje de Mosqueruela fue originalmente una depresión cerrada, pero a lo largo del Cuaternario tuvo lugar una intensa actividad fluvial que determinó su captura por el río Majo. No obstante, la parte sur todavía conserva una parte cerrada, endorreica, identificable por el color rojo de sus suelos y la presencia de pequeñas plataformas calizas, restos de antiguos fondos del polje que han quedado colgados y donde se han instalado algunas masías.

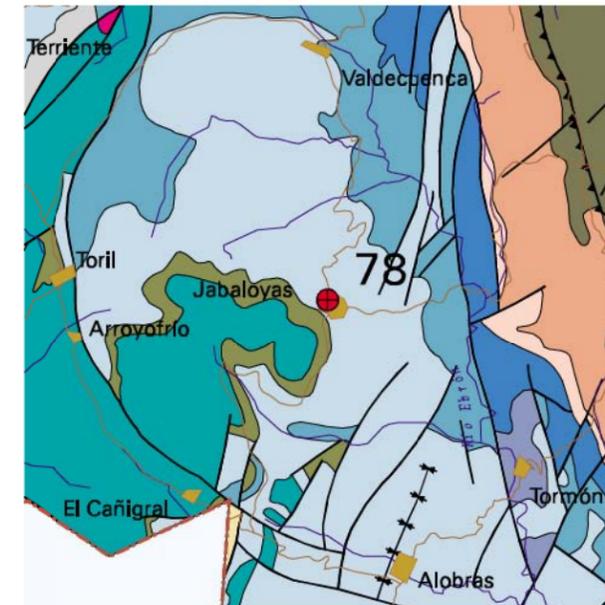
En esta zona se han descrito otros poljes, como los de los barrancos de Gilbert y Bojar, caracterizados por su fondo plano y considerable extensión.





Descripción

Afloramiento de materiales arrecifales con morfologías en pináculo. Estas formas están separadas entre sí por secuencias de relleno de canales de drenaje que constituyeron antiguas depresiones interarrecifales. Están formadas por calizas que contienen una elevada proporción de fósiles (bioclásticas)³⁰. Estos pináculos arrecifales adquieren unas dimensiones de orden hasta decamétrico, mientras que las depresiones interarrecifales alcanzan entre 30 y 50 m de amplitud.



78 Pináculos arrecifales de Jabaloyas

Situación y acceso

Jabaloyas está situado en la Sierra de Javalón, a 45 km de Teruel y a 31 km al sur de Albarracín. Se llega por carretera local, después de pasar el puerto de Valdecuenca (1.400 m).



Descripción

Se pueden apreciar varios niveles de terraza fluvial y dos antiguos meandros abandonados con un relieve calizo residual en el centro.

Este punto permite visualizar la geomorfología resultante de la evolución de la dinámica fluvial. Las terrazas fluviales son depósitos escalonados de los aluviones que han quedado a distintas alturas a ambos lados del cauce actual del río. Corresponden a épocas de gran sedimentación, seguidas de periodos de erosión activa, que ahonda el cauce y deja colgados los aluviones antiguos.

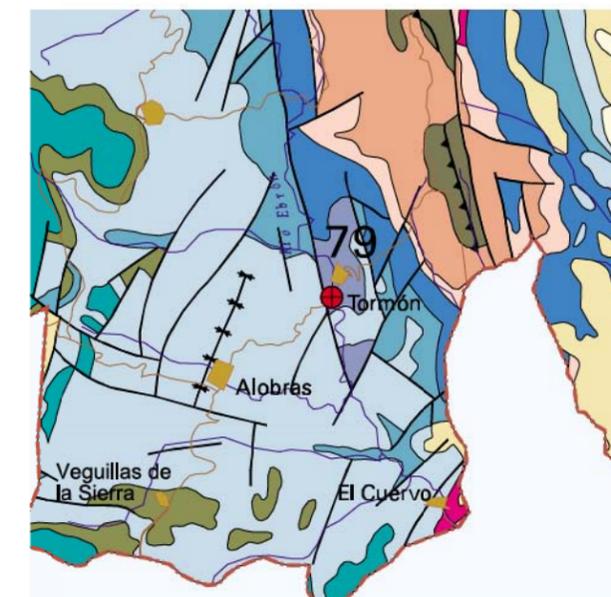
El estudio de dichos niveles permite determinar si se trata de terrazas fluviales cíclicas o pares, caracterizadas porque en las dos orillas opuestas a la misma altura relativa poseen materiales de la misma terraza, resultado de una rápida incisión vertical de un río en el fondo de un valle antiguo, frente a las terrazas acíclicas o no aparejadas, que no poseen correspondencia de sus niveles en las orillas opuestas del valle, debido a un ahondamiento lento, pero continuo. Estas últimas se corresponden con las llamadas terrazas individuales, formadas como consecuencia de movimientos verticales y laterales de un río, que dejan primero a las terrazas a un lado y luego en el otro, a niveles ligeramente diferentes.

Los meandros son geoformas resultantes de la evolución fluvial característica de los cursos en sus tramos medios-bajos. El gran aumento de la curvatura de un meandro puede hacer que se estrangule, formándose un meandro abandonado. Si el nivel del mar desciende o el terreno se eleva, el nivel de base del río desciende y, por tanto, el río vuelve a empezar su ciclo erosivo hasta volver de nuevo a conseguir su perfil de equilibrio. Los meandros entonces se fijan en el sustrato rocoso, formando una garganta sinuosa que es el llamado meandro encajado.

79 Sistema de terrazas y meandros abandonados de Tormón

Situación y acceso

El área se encuentra en el entorno de la población turolense de Tormón, existiendo una buena vista del sistema de terrazas y meandros abandonados desde la bajada al núcleo urbano de la carretera procedente del NE y desde la ermita situada en lo alto de la localidad.



80 Yacimiento de Libros

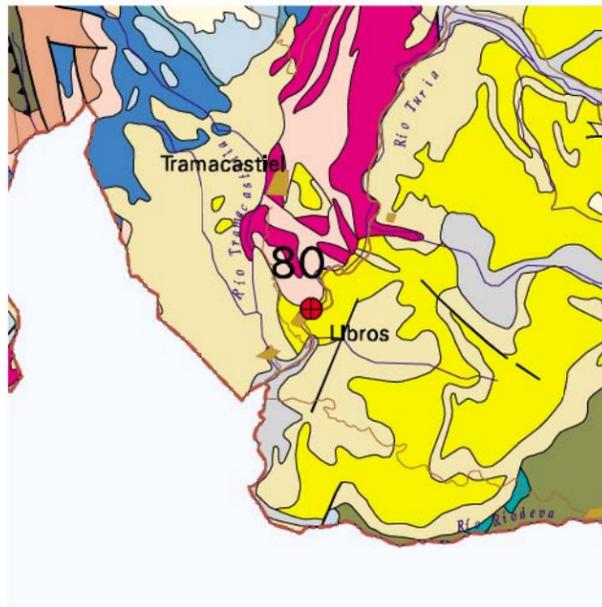
La población de Libros se sitúa al sur de Teruel, por la N-330, junto al río Guadalaviar y en el límite con el Rincón de Ademuz (Valencia).

Situación y acceso

Las conocidas como “ranas de Libros” presentan un excepcional estado de conservación. Fueron encontradas en unas margas calcáreas correspondientes al Mioceno. Estos materiales son muy ricos en azufre y contienen algunas intercalaciones de pizarras bituminosas y es por ello que fueron sometidos durante largos años a explotación minera. Fue a raíz de las primeras labores de extracción de esta mina de azufre cuando aparecieron estos célebres restos. Las minas se cerraron a principios de los años 60 y, desde entonces, no se ha vuelto a extraer ningún resto fósil de estos materiales.

Descripción

Se trata de un yacimiento muy antiguo cuyo descubrimiento supuso el arranque histórico de la Paleontología en Aragón. Las primeras descripciones datan de principios del siglo pasado. Los principales restos hallados en este yacimiento se encuentran hoy en día en el Museo de Paleontología de la Universidad de Zaragoza (Sala Longinos Navas).



81 Travertinos y cascadas de los Amanaderos en Riodeva

Situación y acceso

Se localizan en Riodeva, al sur de la provincia de Teruel, muy cerca del Rincón de Ademuz. El acceso se efectúa por la N-330, desviándose a 31 km al sur de Teruel por una carretera local que conduce a Riodeva. Los amanaderos están muy próximos a la pista que une Riodeva y Camarena, a unos 1.400 m de altitud.

Descripción

Los Amanaderos conforman una serie de fuentes situadas en la vertiente occidental de la Sierra de Javalambre. A partir de ellas se forma un pequeño río que se precipita formando una curiosa cascada y varios saltos de agua de menor entidad. Próximo al núcleo de Riodeva se ubica el Molino de la Montereta, que ha aprovechado tradicionalmente los caudales de este barranco.

Los Amanaderos tienen su origen en el acuífero carbonatado de la Sierra de Javalambre, cuyas descargas en el sector occidental van a parar a la cuenca del Turia. Este acuífero está constituido por calizas y dolomías jurásicas y triásicas (Muschelkalk) que confieren a las aguas un carácter bicarbonatado cálcico y algo magnésico; en definitiva, con gran cantidad de cal disuelta que, a su vez, está relacionada directamente con el contenido de dióxido de carbono (CO₂) en el agua. Cuanto mayor es la proporción de CO₂, mayor capacidad tiene el agua de disolver la caliza.

Tras un recorrido subterráneo por los ámbitos calcáreos, el agua resurge en la fuente de los Amanaderos, ya en el paisaje rojizo de las areniscas del Buntsandstein o rodano, proliferando, allá donde rezuma el agua, una vegetación de musgos y otras plantas que consumen gran parte del CO₂ del agua, que utilizan para realizar la función clorofílica. De esta manera, el agua pierde localmente la capacidad de disolver la cal, precipitando ésta sobre la propia vegetación. El proceso conduce a la calcificación de las plantas, dando así lugar a la formación de tobas y travertinos. El fenómeno se acentúa por la desgasificación que sufre el agua (pérdida de CO₂) al precipitarse en los saltos y cascadas. Los densos depósitos de travertino de los Amanaderos son un buen ejemplo de este tipo de formaciones, tanto por su magnitud como por sus caprichosas morfologías.



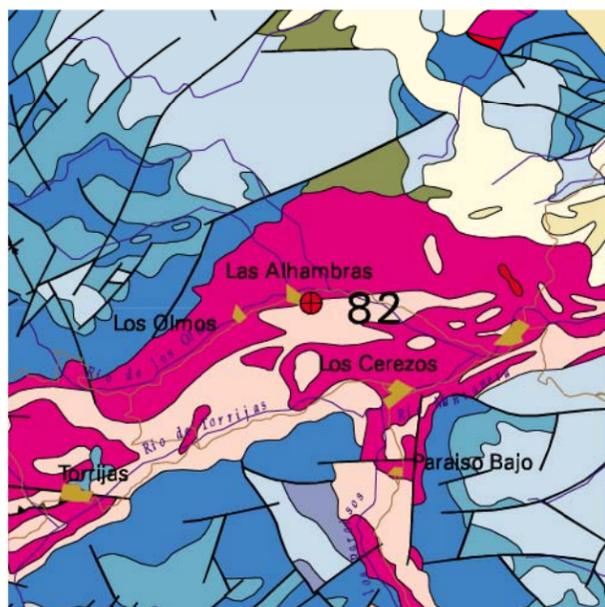
82 Crestas de Las Alhambras

La población de Manzanera se encuentra a 451 km al sudeste de Teruel por la carretera N-234 y desvío por carretera local después de pasar Sarrión. Estas crestas pueden contemplarse al sur de la carretera que une Manzanera con Las Alhambras y Los Olmos.

Situación y acceso

Descripción

Se trata de un paquete de estratos verticales de calizas del Triásico Medio que se presentan formando crestas. Esta morfología tiene su origen en la erosión sufrida por los materiales más blandos situados por encima y por debajo de estas calizas en la serie estratigráfica. Las discontinuidades tectónicas que afectan a estos materiales carbonatados se combinan con esa erosión diferencial dando al conjunto un aspecto de dientes de sierra.



83 Cañón y travertinos del río Mijares

Situación y acceso

Queda situado al sureste de la provincia de Teruel, en el límite con la provincia de Castellón, entre los términos municipales de Rubielos de Mora y San Agustín.

Por la carretera que conduce desde la N-234 hasta Olba, se accede a la zona este, que es la parte más espectacular. Aproximadamente en el pk 7 de dicha carretera hay que tomar un desvío hacia el norte, hacia Casa Bolea, y continuar por él hasta el final. A lo largo de esta carretera existen buenas vistas de la parte oriental del área.

También se puede acceder desde la carretera que comunica Rubielos de Mora con su apeadero de RENFE, entre los pk 5 y 6.

Descripción

El río Mijares se encaja profundamente creando gargantas con paredes de más de 100 m de altura. Se pueden observar en los materiales terciarios (Mioceno) grandes espesores de un tipo de depósitos calcáreos de origen bioquímico, denominados travertinos.

Los travertinos son rocas sedimentarias calcáreas continentales, con aspecto concrecional, más o menos vacuolar, de gris a amarillenta, groseramente estratificadas. Se suelen depositar en las emergencias de algunas fuentes y en los cursos de agua poco profundos con pequeñas cascadas (precipitación de los carbonatos activada por las turbulencias y la pérdida de CO₂). El aspecto cavernoso es debido en parte a la degradación, por fermentación, de restos vegetales encostrados con carbonatos de origen bioquímico (restos de algas azules). Algunos travertinos muestran todavía bellos moldes de plantas, sobre todo hojas.

La geomorfología de cañón encajado resultante de la evolución de la dinámica fluvial que ha diseñado el río Mijares en su discurrir entre los materiales carbonatados cretácicos y terciarios, crea asimismo unos gradientes de temperatura en la vertical que caracterizan la flora y fauna asociada a este tramo fluvial. Son de mención las numerosas nidificaciones existentes de aves rupícolas y de rapaces de gran tamaño.



Situación y acceso

Se localizan en el extremo sur la provincia de Teruel. El acceso se efectúa por la A-1514, carretera que arranca de la N-234 a la altura de Al-bentosa y que conduce a la localidad de Torrijas. Desde la A-1514 parten una serie de pistas y caminos que se dirigen hacia Abejuela, permitiendo el acceso a los diferentes poljes o *navas*. La *nava* más grande e interesante es la de Torrijas de unos 6 km de longitud y es accesible desde la pista que lleva desde el puerto de Torrijas hasta Abejuela.

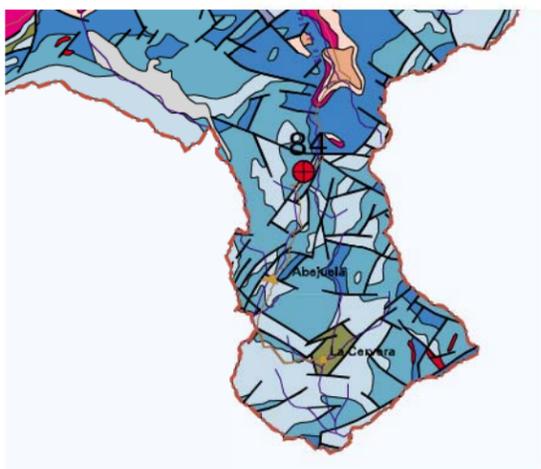
Descripción

En la zona de Torrijas-Abejuela se diferencian una serie de *navas* o depresiones cerradas de extensión kilométrica y forma alargada en dirección NW-SE, según las líneas estructurales dominantes. Sobre un substrato de calizas y margocalizas del Jurásico aparecen estas estructuras de fondo plano que están recubiertas de materiales de disolución como arcillas y sobre las que se cultivan cereales.

Estos poljes tienen su origen en las fases distensivas del Plioceno Superior que dieron lugar a una serie de fallas que delimitaron unas estructuras hundidas susceptibles de ser karstificadas por las aguas de escorrentía. Éstas han sido capaces de disolver la caliza, abriéndose paso a través de conductos que permiten la infiltración subterránea del agua y su posterior circulación a través de un complejo sistema de cavernas por las que el agua circula en flujo forzado. Una vez que descienden los niveles freáticos y las cavernas quedan en zona vadosa, se produce el colapso de las galerías subterráneas, dando lugar al desarrollo de depresiones cerradas en el exterior, que se denominan dolinas o poljes en función de su tamaño.

Debido a que un alto porcentaje del agua se infiltra, la red de drenaje está poco desarrollada y sin jerarquizar y además hay un escaso desarrollo del suelo. Los procesos de erosión y transporte de ladera quedan asimismo muy amortiguados, ya que los incipientes cursos de agua desaparecen en sumideros a favor de las grietas.

A lo largo del Cuaternario ha tenido lugar una intensa actividad fluvial que ha determinado la captura de la mayoría de los poljes, quedando algunos retazos colgados. Algunas de estas depresiones, como las de la Casilla y el Caballo todavía mantienen su carácter endorreico original.



Glosario



1. **Morrena:** Acumulaciones de bloques derrubidos sobre el glaciar o arrancados y transportados por él. Los bloques caídos de las paredes forman "morrenas laterales"; por confluencia de dos glaciares, dos morrenas laterales pueden dar origen a la "morrena central" del glaciar resultante; los bloques arrastrados bajo el hielo forman la "morrena de fondo" (FOUCAULT, A. y RAOULT, J.-F., 1985).

2. **Cabalgamiento:** Movimiento tectónico que lleva a un conjunto de materiales a cubrir a otro mediante un contacto anormal poco inclinado (superficie de cabalgamiento) (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

3. **Detrítico:** Sedimento o roca compuesta al menos por un 50 % de fragmentos (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

4. **Evaporítico:** Sedimento o roca rico en cloruros y sulfatos alcalinos (potásicos, sodicos, cálcicos y magnésicos). La precipitación de estas sales es resultado de la concentración, por intensa evaporación, generalmente en las marismas poco o nada comunicadas con el mar, o mejor en los lagos salados (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

5. **Dolina:** Depresión circular cuyo fondo plano está ocupado por *terra rossa*, residuo arcilloso rojo resultante de la disolución de las calizas. (FOUCAULT, y RAOULT, 1985). *Conviene aclarar que también se ha venido en denominar dolina a depresiones originadas por procesos similares pero desarrollados sobre otros materiales, como por ejemplo yesos. Son muy numerosos los ejemplos de dolinas en yesos en el Valle del Ebro.*

6. **Calcarenita:** Roca sedimentaria esencialmente calcárea, formada fundamentalmente por grano de 1/16 mm a 2 mm. Los granos calizos pueden ser terrígenos, intraclastos, bioclastos; el cemento calcáreo puede ser microcristalino o espático (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

7. **Perfil de equilibrio:** Es el perfil de un curso de agua que, como media, no erosiona ni aluviona sensiblemente su lecho. Este perfil, que en realidad no llega a darse más que en los países templados, es sólo provisional, porque el curso de agua continúa transportando materiales arrancados en su cuenca de alimentación, hasta que alcanza un perfil límite, en parte teórico, que corresponde al establecimiento de una penillanura (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

8. **Zona vadosa:** Situada entre la superficie freática y la superficie del terreno. Tiene alguna pequeña porción saturada de agua permanentemente, y otras en las que ocasionalmente también puede producirse saturación, pero transcurrido un tiempo estas últimas dejan de estar saturadas al perder el agua gravífica (CUSTODIO y LLAMAS, 1983).

9. **Palustre:** Perteneciente o relativo a lagunas o zonas pantanosas (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

10. **Acuífero confinado:** Aquel en el que el agua está en cualquier punto del mismo a mayor presión que la atmosférica y por tanto al efectuar una perforación, el agua asciende hasta un nivel superior al del techo del acuífero. Se considera que el techo y el fondo del acuífero no aportan agua. También se le denomina acuífero cautivo (CUSTODIO y LLAMAS, 1983).

11. **Palustre:** Perteneciente o relativo a lagunas, pantanos o zonas pantanosas (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

12. **Tectónica de zócalo:** Tectónica que afecta a los terrenos antiguos, recubiertos o no de una cobertera sedimentaria discordante, y que se traduce sobre todo en fallas y ondulaciones de gran radio de curvatura (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

13. **Edificio travertínico:** Tiene su origen en la precipitación subaérea del carbona-

to, bien por procesos físico-químicos (travertinos), o con intervención de organismos (vegetación, bacterias), en cuyo caso se denominan tobas. Ambas son construcciones características de surgencias (formaciones en cascada, columna o peldaños) y canales fluviales (formaciones en manto o represas); llegan a generar acumulaciones de gran espesor, que pueden obstruir la circulación del agua, formando lagunas (PEDRAZA GIL-SANZ, 1996).

14. **Travertino:** Roca sedimentaria calcárea continental, con aspecto concrecional, más o menos vacuolar, de gris a amarillenta, groseramente estratificada. Los travertinos se depositan en las emergencias de algunas fuentes y en los cursos de agua poco profundos con pequeñas cascadas (precipitación de los carbonatos activada por las turbulencias y la pérdida de CO₂). Los travertinos actuales son ricos en aragonito, pero este mineral recristaliza rápidamente en calcita. El aspecto cavernoso es debido en parte a la desaparición, por fermentación, de restos vegetales encostrados con carbonatos de origen bioquímico (actividad de algas azules). Algunos travertinos muestran todavía bellos moldes de plantas (sobre todo hojas) (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

15. **Chevron:** En morfología, relieve en forma de proa de barco, determinado por los cortados de las vaguadas en una capa dura inclinada (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

16. **Iconofósiles:** Traza fósil del andar o desplazarse de un animal (pistas), de su hábitat, y, más generalmente, todo vestigio de su actividad (deyecciones...) (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

17. **Andesita:** Roca magmática efusiva, en general gris violácea clara, microlítica fluidal con vidrio poco abundante, frecuentemente vesicular, de aspecto ligeramente escoriáceo y con vacuolas rellenas de cristobalita y tridimita, o secundariamente de calcita blanca. El volcanismo andesítico aparece en las áreas continentales, siendo también el volcanismo dominante en las zonas de subducción (arco insular; margen continental activo), y se considera que el magma andesítico procedería de la fusión parcial de anfíbolitas (a unos 30 km de profundidad y 700-800 °C), dando lugar a las islanditas, o bien de eclogitas (hacia unos 100 km y 1.000 °C o más) (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

18. **Dique:** Cuerpo de forma laminar de roca magmática, con potencia (*espesor*) variable desde algunas decenas a centenares de metros, que atraviesa las estructuras de la roca encajante. A causa de la erosión puede dar un relieve en forma de muralla (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

19. **Granate:** Mineral silicatado de color pardo rojizo.

20. **Pitón:** Extensión magmática de lavas viscosas, más o menos brechificadas, que obstruyen, frecuentemente, una chimenea volcánica (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

21. **Debris flow:** Son depósitos debidos a corrientes cargadas con gran cantidad de partículas finas (fango), con lo cual adquieren una gran densidad y una gran viscosidad. Debido a estas características, son capaces de transportar fragmentos de gran tamaño, que pueden llegar a las dimensiones de un bloque (CORRALES et al, 1977).

22. **Anticlinal desventrado:** Pliegue en el que la erosión ha "vaciado" su zona central, invirtiendo la forma de relieve resultante, de tal modo que puede llegar a formarse, en los casos más desarrollados, una zona de valle o depresión allí donde inicialmente existía una zona elevada.

23. **Diaclasa:** Fractura de rocas o de materiales sin desplazamiento relativo de las partes separadas. Se emplea especialmente para las fracturas perpendiculares a las capas sedimentarias (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

24. **Subsidencia:** Hundimiento progresivo, regular o a sacudidas durante un período bastante largo, del fondo de una cuenca sedimentaria, marina o no. En particular, es este fenómeno el que permite la acumulación de grandes espesores de sedimentos, que sin embargo, se han formado bajo una débil profundidad de agua. Una subsidencia a sacudidas es, por ejemplo, la responsable de la sedimentación cíclica de las series carboníferas (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

25. **Coluvión:** Materiales depositados en origen en la base de una pendiente y por tanto poco redondeados por el escaso transporte sufrido (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

26. **Bioturbación:** Conjunto de pequeñas perturbaciones en un sedimento, debidas a desplazamientos de organismos vivos: madrigueras, galerías, huellas de excavación o de reptación (pistas). Una bioturbación es un indicio de oxigenación del medio de sedimentación, siendo los medios reductores poco propicios al desarrollo de la fauna (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

27. **Bancos de solifluxión:** Deslizamiento debido al hecho de que los terrenos están embebidos en agua y fluyen como una masa de barro a partir de un nicho de despegue o nicho de solifluxión (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

28. **Cluse:** Entallada que hace un río en las capas de un anticlinal que se extiende hasta cortar las capas duras y especialmente, si se extiende hasta atravesar un anticlinal o un sinclinal perpendicularmente a su eje. (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

29. **Flanco:** Un pliegue posee generalmente una charnela, que es su región de máxima curvatura, y flancos, que son las partes situadas entre las charnelas; si los dos flancos de un pliegue están inclinados en el mismo sentido, se llama flanco normal al que, está situado por encima de la superficie axial, y a que lo está por debajo de ésta superficie se le llama flanco inverso (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

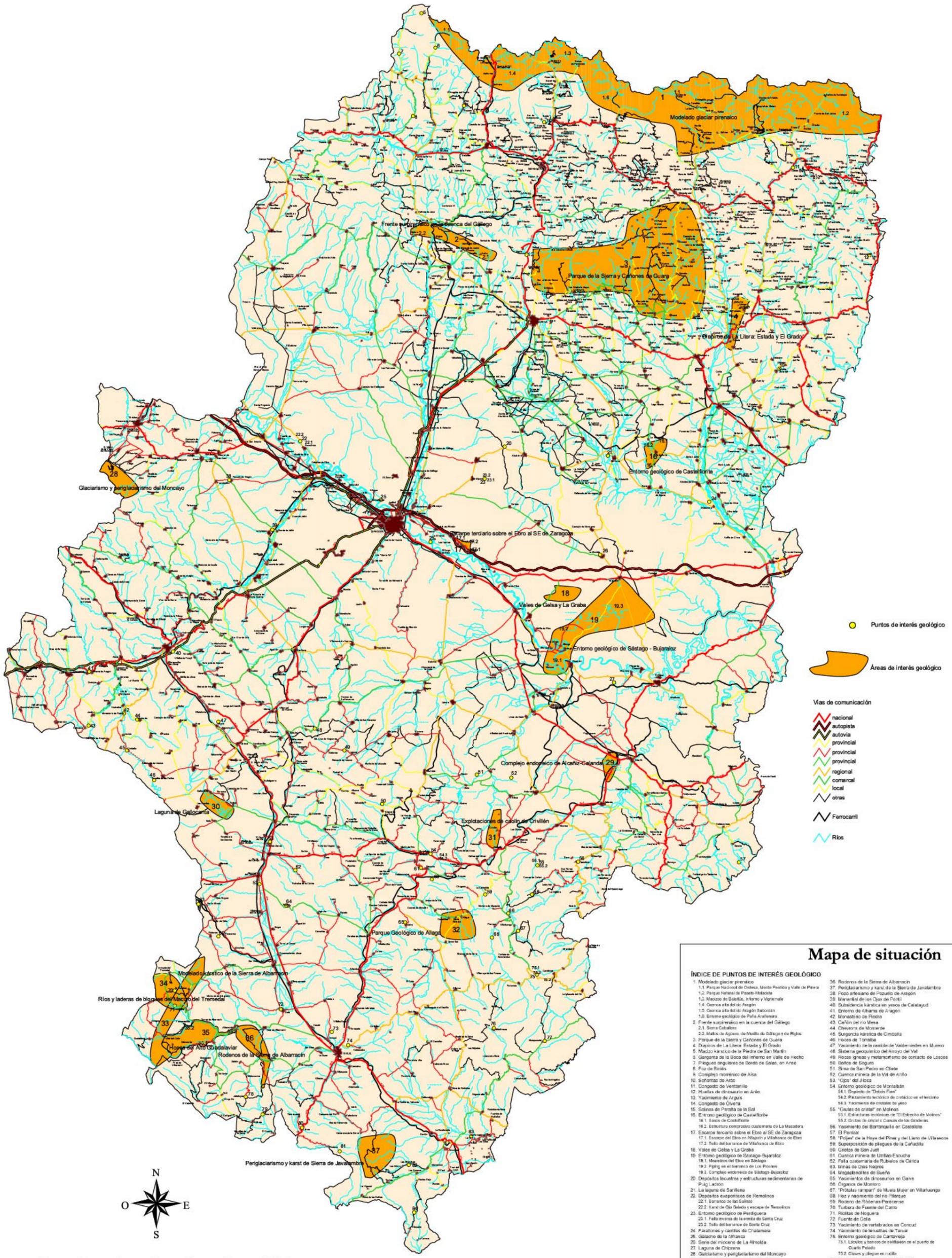
30. **Bioclástico:** Se aplica a las rocas sedimentarias formadas en considerable proporción por elementos fósiles, enteros o más frecuentemente en fragmentos, de origen animal o vegetal, que hayan sido o no transportados (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

Acidez: Para un mineral, proporción de átomos de silicio respecto al total de los cationes. Un mineral es neutro para un valor del 50 %, ácido por encima y básico por debajo (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

Coloide: Partículas muy pequeñas (algunas micras) de sustancias diversas que permanecen suspendidas en el agua en función de la tensión superficial de ésta, de su viscosidad, y de la carga eléctrica de las partículas. Las modificaciones del pH, de las concentraciones en sales... determinan una floculación (aglomeración laxa de las partículas) y una precipitación (FOUCAULT, y RAOULT, 1985).

Paleocanales: Son el producto morfológico derivado de la erosión diferencial ejercida sobre un sustrato litológico sedimentado durante el Terciario, en un medio sedimentario de cursos fluviales divagantes y poco impresos (PELLICER, y ECHEVARRÍA, 1989).

Mapa de los puntos de interés geológico de Aragón



Puntos de interés geológico

Áreas de interés geológico

Vías de comunicación

- nacional
- autopista
- autovía
- provincial
- provincial
- regional
- comarcal
- local
- otras
- Ferrocarril
- Ríos

Mapa de situación

ÍNDICE DE PUNTOS DE INTERÉS GEOLOGICO

1. Modelado glaciar pirenaico	36. Rodenos de la Sierra de Albarracín
1.1. Parque Nacional de Ordesa, Monte Perdido y Valle de Pineta	37. Periglaciario y karst de la Sierra de Javalambre
1.2. Parque Natural de Pico de Aneto	38. Pozo artesano de Pozuelo de Aragón
1.3. Macizo de Balaitús, interior y Vignemale	39. Manantial de los Ojos de Fontils
1.4. Cuenca alta del río Aragón	40. Subsidencia kárstica en yesos de Catalunya
1.5. Cuenca alta del río Aragón Subarrión	41. Entorno de Alhama de Aragón
1.6. Entorno geológico de Peña Anillos	42. Monasterio de Flore
2. Frente supereólico en la cuenca del Gállego	43. Cañón del río Mese
2.1. Sierra Caballero	44. Chavours de Monard
2.2. Matka de Agudo de Monte de Gállego y de Riba	45. Surgencia kárstica de Cimballa
3. Parque de la Sierra y Cañones de Guara	46. Hacia de Tornisa
4. Depósitos de la Llitera, Estada y El Grado	47. Yacimiento de la rambla de Valdemirades en Murru
5. Macizo kárstico de la Peña de San Martín	48. Sistema geológico del Arroyo del Val
6. Garganta de la boca del río en el valle de Hecho	49. Rocas igneas y metamorfismo de contacto de Lecos
7. Pingles singulares de Ibañeta de Gabas, en Arice	50. Ibañeta de Gabas
8. Foz de Binla	51. Sierra de San Pedro en Olate
9. Complejo morfotérmico de Aisa	52. Cuenca minera de la Val de Arrib
10. Soforitas de Arda	53. "Ojos" del Jilca
11. Convento de Ventanillo	54. Entorno geológico de Montalbán
12. Huellas de dinosaurio en Arén	54.1. Depósito de "Dolita Rosa"
13. Yacimiento de Argus	54.2. Yacimiento kárstico de contacto en el terciario
14. Convento de Oviña	54.3. Yacimiento de rocas de gran
15. Solinas de Peralta de la Sol	55. "Guitas de cristal" en Molinos
16. Entorno geológico de Castellar	55.1. Entorno geológico de "El Estrecho de Molinos"
16.1. Saco de Castellar	55.2. Cuenca de contacto de las Guadarrama
16.2. Estructura coralítica cuaternaria de La Macostera	56. Yacimiento del Baramuzo en Castolito
17. Escarpes terciarios sobre el Ebro al SE de Zaragoza	57. El Pinar
17.1. Escarpes del Ebro en Alcañiz y Miraflores de Ebro	58. "Pajar" de la Hoya del Pinar y del Llano de Ullastrog
17.2. Talla del barranco de Miraflores de Ebro	59. Superposición de depósitos de la Cazañeta
18. Vales de Gelsa y La Graba	60. Grietas de San Just
19. Entorno geológico de Sástago - Bujaraloz	61. Cuenca minera de Urillas-Escucha
19.1. Mandado del Ebro en Gállego	62. Faja cuaternaria de Ruberos de Gelsa
19.2. Pingles en el barranco de Los Pinares	63. Miras de Ojos Negros
19.3. Complejo endoréico de Sástago - Bujaraloz	64. Megacálculos de Gelsa
20. Depósitos eólicos y estructuras sedimentarias de Pujalatorre	65. Yacimiento de dinosaurios en Galve
21. La laguna de Sarriena	66. Cigarras de Marro
22. Depósitos evaporíticos de Remolinos	67. "Protalus rampart" de Muela Mujer en Villarluengo
22.1. Barranco de las Cintas	68. Hoz y nacimiento del río Pitarque
22.2. Kíval de Oso Sebeo y escape de Remolinos	69. Rodenos de Tóbaras-Pequeñas
23. Entorno geológico de Perdiguera	70. Turbera de Fuente del Carro
23.1. Faja inversa de la ermita de Santa Cruz	71. Rocas de Nogueras
23.2. Talla del barranco de Santa Cruz	72. Fuente de Gelsa
24. Farallones y cañales de Chalmesa	73. Yacimiento de vertebrados en Comand
25. Gaischo de la Alfranca	74. Yacimiento de huellas de Tarsal
26. Sierra del molino de La Alfranca	75. Entorno geológico de Cartaveja
27. Laguna de Cispansa	75.1. Lechos y arenas de sedimentación en el puerto de Cañal Pelado
28. Glaciario y periglaciario del Moncayo	75.2. Clivos y algar en rodillo
29. Complejo endoréico de Alcañiz-Salanda	76. Modelado postglaciar en Valdemirades
30. Laguna de Galizarra	77. "Pajar" de Baramuzo
31. Exploraciones de cañón de Civillán	78. Pinar de arcebutos de Jabalayas
32. Parque geológico de Alaga	79. Sistema de terrazas y meandros abandonados de Tornón
33. Modelado kárstico de la Sierra de Albarracín	80. Yacimiento de Libros
34. Ríos y laderas de bloques del Macizo del Tremedal	81. Tronchales y cascadas de los amonederos en Rodeto
35. Hoces del Alto Guadalupe	82. Crestas de las Alambras
35.1. Hoz de Caleruche en el río de la Fuente del Barco	83. Cañón y travertino del río Miras
35.2. Barranco hondo y meandros ocupados del Guadalupe	84. "Pajar" de Torrijas-Abelujá



Escala 1:350.000

Bibliografía



- ALBERTO, F.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M. J.; MACHÍN, J.; MELÉNDEZ, A.; PEÑA, J. L.; POCOVÍ, A. Y RODRÍGUEZ, J. (1983): *El piedemonte pliocuaternario en el sector central pirenaico* (Huesca y Lérida). Ed. Geographica. Zaragoza.
- ALBERTO, F.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M. J.; MACHÍN, J.; MELÉNDEZ, A.; PEÑA, J. L.; POCOVÍ, A. Y RODRÍGUEZ, J. (1984): *El cuaternario de la Depresión del Ebro en la región aragonesa. Cartografía y síntesis de los conocimientos existentes*. Ed. Univ. Zaragoza. Estación Experimental de Aula Dei. Zaragoza.
- ALFARO, J. A. (1988): *Sobre la tectónica frágil y la neotectónica del NE de la Sierra de Albarraán (Teruel)*. Teruel.
- ALMELA, A. y RÍOS, J. M. (1952): *Estudio geológico de la zona surpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales*. I Congr. Inter. Est. Pir. Zaragoza.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MAS, R. Y MELÉNDEZ, A. (1985): *Origine et évolution du détroit ibérique au Crétacé supérieur*. Coloquio sobre transgresiones y regresiones del Cretácico. Dijon.
- ALONSO, F. Y COMELLES, M. (1985): *Catálogo limnológico de las balsas y lagunas de la provincia de Teruel*. Teruel.
- ÁLVARO, J. (1994): *El cámbrico Inferior terminal y Medio de las Cadenas Ibéricas. Bioestratigrafía y Paleogeografía*. Tesis Doctoral Universidad de Zaragoza.
- AMIGÓ, J. M.; BESTEIRO, J.; LAGO, M.; Y POCOVÍ, A. (1982) *Some criteria to characterize the "Aerinite"*. Ed: IMA'82. Vama (Bulgaria).
- Anento, J. L.; Selfa, J.; Jiménez, R. (1997): *Las Saladas de Alcañiz*. Estudio Interdisciplinar. Serie: Investigación. Ed. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón. Zaragoza.
- ARAMBURU, P. (1904): *Las saladas de Sástago*. Ed. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.
- ARENAS, C. (1993): *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Tesis, Univ. Zaragoza.
- ARENAS, C.; PARDO, G. Y VILLENA, J. (1990): *Las unidades tectosedimentarias del margen septentrional de la Depresión del Ebro en el sector Luesia-Riglos* (provincias de Zaragoza y Huesca). Ed: Geogaceta.
- ARENAS, C.; PARDO, G. Y VILLENA, J.; Y PÉREZ, A. (1989) *Facies lacustres carbonatadas de la sierra de Alabierre* (Sector Central de la Cuenca del Ebro). XII Congr. Esp. Sedim. Bilbao.
- ARRIORTUA, M.; AMIGÓ, J. M.; BESTEIRO, J.; DECLERQ, J. P. Y GERMAIN, G. (1981) *Fe-Dolomite (teruelita) from the Keuper of the southern sector of the Iberian mountain Range*. Acta Geol. Hisp. España.
- ASO, E. J. (1987): *Estudio geológico del Stephaniense-Pérmico en el Alto Aragón: la región de Oza y su correlación con el macizo de Anayet*. Tesis de Licenciatura. Univ. Zaragoza.
- AVEDAÑO, P. L. (1969): *Exploración en el Solencio de Bastaras*. Senderos. Septiembre.
- AZAMBRE, B.; ROSSY, M. Y LAGO, M. (1987). *Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholeiitiques d'âge triasique (ophites) du domaine pyrénéen*. Bull. Minéral.
- BADILLO, L. (1959): *Catálogo de especies fósiles del Museo del Instituto Geológico y Minero de España*. I. Cambriano. Not. Com. Inst. Geol. Min. España.
- BALSA, J. Y MONTES, C. (1991): *Regadíos y conservación de humedales en regiones semiáridas. El caso de Los Monegros*. Quercus.
- BALSA, J.; GUERRERO, M. C.; PASCUAL, M. L. Y MONTES, C. (1991): *Las saladas de Bujaraloz-Sástago y la Salada de Chiprana: riqueza natural de Aragón*. Grupo Cultural Caspolino.
- BARBED, F.; MARTÍNEZ, M. B.; MILLÁN, H.; NAVARRA, J. J. Y POCOVÍ, A. (1988): Symp. Geol. Pyrenees and Betics. Barcelona. Abstracts: 71.
- BARROS, J. et al. (1989): *Estudio Geohidrológico de los Sectores VII, IX Y XI de la zona reglable de Monegros II* (Zaragoza y Huesca). TRAGSA, MAPA, IRYDA. Madrid.
- BARRERE, P. (1966): *La morphologie quaternaire dans la région de Biescas et de Sabiñánigo*. Bull. Assoc. Fr. Étude Quat. 1996 (2): 83-93.
- BENITO, G. (1986): *Génesis del modelado tipo mallo*. Cuad. Inv. Geográfica. 12 (1-2): 25-37 Logroño.
- BENITO, G. (1989): *Geomorfología de la cuenca Baja del río Gállego*. Tesis, Univ. Zaragoza.
- BENITO, G.; GUTIÉRREZ, M.; Y SANCHO, C. (1990): *Erosion rates in badlands areas of the Central Ebro Basin*. (NE-Spain). Catena.
- BENITO, G.; GUTIÉRREZ, M.; Y SANCHO, C. (1993): *The influence of physico-chemical properties on erosion processes in badlands areas, Ebro basin*. NE-Spain.
- BENITO, G.; MACHADO, M. J.; Y SANCHO, C. (1993): *Estudio geomorfológico y alterológico del rodano y su incidencia en la conservación de las pinturas rupestres del parque cultural de Albarraán (Teruel)*. Documento del IET. Publ. Resumen en revista Teruel.
- BERGA, A.; CABRERA, M. Y DE VALLEJO, M. (1995): *Laguna de Sariñena*. Folleto divulgativo. Departamento de Medio Ambiente, Gobierno de Aragón.
- BERNARD, R. Y VAN THIENEN, M. (1987): *Les Grottes Glacées du Marboré*. Ed. Propia

- BESTEIRO, J.; LAGO, M. Y POCOVÍ, A. (1982): Observaciones sobre una mineralización de aerinita asociados a rocas ofíticas del prepirineo de Huesca. Bol. Soc. Esp. Min.
- BESTEIRO, J.; LAGO, M.; POCOVÍ, A.; BASTIDA, J.; AMIGÓ, J. M. Y MOLINER, R. (1985): Nuevos datos mineralógicos sobre un indasificado aluminosilicato "aerinita", y consideraciones sobre su atribución al grupo de las ceolitas. Acta Geol. Hisp.
- BIARGE, F. Y PONTRONE, J. P. (1985): Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido. Huesca.
- BOMER, B. (1978): Le Bassin de l'Ebre et ses bordures montagneuses. Étude géomorphologique. Tesis, Univ. Caen.
- BOMER, B. (1979): Les piedmonts du Bassin de l'Ebre (Espagne). Méditerranée.
- BONNET, A.; DU CAILAR, J.; COURDÉE, J. Y DUBOIS, P. (1958): Le massif calcaire du Mont perdu. 2º Congr. Inter. Spéléologie. Bari.
- BONNET, A.; DU CAILAR, J.; COURDÉE, J. Y DUBOIS, P. (1961): Recherches Spéléologiques dans le massif du Mont Perdu. Ann. Spéléol.
- BORDONAU, J. (1992): Els complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus. Tesis Univ. Barcelona.
- BORDONAU, J.; POUS, J.; QUERALT, P. Y VILAPLANA, J. M. (1989): Geometría y depósitos de las cubetas glaciolacustres del Pirineo. Estudios Geol.
- BORDONAU, J.; SERRAT, D. Y VILAPLANA, J. M.: Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos (prensa) en The late quaternary in the Western Pyrenean Region (CEARRETA, A. Y UGARTE, F. M.) 301-310 Serv. Publ. País Vasco.
- BOSCÁ SEYTRE, A. (1911): Yacimiento fosilífero de Conud. Bol. R. Soc. Esp. Hist. nat. nº 11. Pp: 394-395.
- BOYÉ, M. (1952): Gelivation et cryoturbation dans le massif du Mont-Perdu (Pyrénées Centrales). Pirineos. 23: 5-29. Zaragoza.
- BROSCHÉ, K. U. (1971): Beobachtungen und rezenten Periglazialscheinungen. Part IV: Die Sierra del Moncayo im Iberischen Randgebirge. Die Erde. 1971 (1): 46-52.
- BROSCHÉ, K. U. (1978): Beiträge zum rezented und Vorzeitlichen periglazialen Formenschatz auf der Iberischen Halbinsel. Bohler-Verlag.
- BROTO, S. (1980): El valle de Benasque. Ed. Everest, S.L.
- BURILLO, F.; GUTIÉRREZ, M. Y PEÑA, J. L. (1981): El cerro del Castillo de Alfambra (Teruel). Estudio interdisciplinar de Geomorfología y Arqueología. Kalatos. Teruel.
- BURILLO, F.; GUTIÉRREZ, M. Y PEÑA, J. L. (1985): Datación arqueológica de deformaciones tectónicas en vertientes holocenas de Sierra Palomera (Cordillera Ibérica centrooriental). I Reun. Cuaternario Ibérico. Lisboa. Vol. II: 355-366.
- BURILLO, F.; GUTIÉRREZ, M. Y PEÑA, J. L. (1985): Las acumulaciones holocenas y su datación arqueológica en Mediana de Aragón (Zaragoza). Cuad. Inv. Geográfica. 11: 193-207. Logroño.
- BURILLO, F.; IBÁÑEZ, E. J. Y LOZANO, M. V. (1992): Parque cultural de Molinos. Serie Parques Culturales de Aragón, D.G.A. Teruel.
- CALLIZO, J. (1983): El valle de Ansó en Geografía de Aragón (HIGUERAS, A.). 3: 24-25. Guara Editorial. Zaragoza.
- CALLIZO, J. (1983): El valle de Hecho en Geografía de Aragón (HIGUERAS, A.). Guara Editorial. Zaragoza.
- CALVO, A.; GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J. L. Y SIMÓN, J. L. (1983): Morfología de vertientes y neotectónica en el macizo de Javalambre (provincia de Teruel). Cuad. Lab. Xeol. Laxe. 5: 429-448.
- CALVO, J.; GONZÁLEZ, J. M.; GONZÁLEZ, J. Y VILLENNA, J. (1978): Primeros datos sobre la sedimentación de dolomía en la laguna de Gallocanta (provincias de Zaragoza y Teruel). Tecniterrae. 21: 1-9.
- CALVO, J. M.; GIL, E. Y MELÉNDEZ, G. (1987): Megaplanolites ibericus (ichnogen et ichnosp. nov.) A new trace fossil from the upper Jurassic (uppermost oxfordian) of Bueña (Teruel Province Iberian Chain, Spain). Paleo. Paleo. Nº 61. Pp. 199-204.
- CALVO, M.; BESTEIRO, J.; SEVILLANO, E. Y POCOVÍ, A. (1988): Minerales de Aragón. Ed. Mira Editores, S.A. Zaragoza.
- CÁMARA, P. Y KLIMOWITZ, J. (1985): Interpretación geodinámica de la vertiente centro-oriental surpirenaica (cuencas de Jaca-Tremp). Estudios Geol. 41: 391-404.
- CANEROT, J. (1974): Recherches géologiques aux confins des Chaînes Ibérique et Catalane (Espagne). Trabajos de Tesis, serie 5, nº 4. E.N.A.D.I.M.S.A.
- CANEROT, J. Y MARTÍN, M. (1977): Sur la tectogenèse de la Chaîne Ibérique Orientale (Espagne). C.R.Acad.Sci. Paris. 285: 287-290.
- CANEROT, J. Y PIGNATELLI, R. (1979): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 519 (Aguaviva) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000. IGME.
- CAPOTE, R.; DÍAZ, M.; GABALDÓN, V.; GÓMEZ, J. J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A. Y YÉBENES, A. (1982): Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la rama castellana de la Cordillera Ibérica. I.G.M.E., Madrid. Temas Geológico Mineros, 5, 2 t., 390 p.
- CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ, M.; HERNÁNDEZ, A. Y OLMÉ, A. (1981): Movimientos recientes en la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica). V Reun. Grupo Esp. Trab. Cuaternario, Sevilla.
- CARANDELL, J. (1930): Contribución al estudio de las terrazas cuaternarias en España: terrazas de algunos ríos andaluces, y del río Piedra (Zaragoza) en Deuxième rapport de la Commission des terrasses pliocènes et pleistocènes (SANDFORD, K. S.). Unión Géographique Internationale. Nº 7: 68-73.
- CASTELLANO, E. (1965): Catálogo de simas y cavidades de la provincia de Teruel. Teruel. 34: 123-189.
- CASTÉRET, N. (1953): Dans les glaces souterraines les plus élevés du monde. Libr. Acad. Perrin.
- CERVELLÓ, J. M.; FREIXES, A. Y MONTERDE, M. (1983): Elementos de la hidrogeología del karst de alta montaña pirenaica (Macizos de Tendeñera y Alto Ésera) Convegno Inter. Sul carso di alta montagna, Imperia.
- CERVELLÓ, J. M.; MONTERDE, M. Y ROMERO, M. (1983): Contribució al coneixement de la hidrogeología cárstica del limit occidental de Serra Tendeñera. Espeleoleg.
- CHARLET, J. M. (1982): Les grands traits géologiques du Massif de la Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles). Pirineos.
- CHARLET, J. M. Y DOPUS, C. (1982): Observations nouvelles dans le Massif de la Maladeta. Pirineos.
- CHONARD, P. (1933): Autour des cañons de Nisde et d'Arazas. La Terre et la Vie. 2: 88-102. París.
- CHUECA, J. Y LAMPRE, F. (1994): Glaciares altoaragoneses. Cuadernos Altoaragoneses de Trabajo, 21. Instituto de Estudios Altoaragoneses, Huesca.
- Colectivo Pirineos (1985): La CUENCA del Ara (Aula Itinerante Ruta Práctica). Departamento de Cultura y Educación, Diputación General de Aragón.
- Confederación Hidrográfica del Ebro (1996): Delimitación de las unidades hidrogeológicas de la cuenca del Ebro (Plan Hidrológico). Oficina de Planificación Hidrológica. Zaragoza.
- Confederación Hidrográfica del Ebro (1998): Proyecto de construcción del piezómetro P-09.17.02. Zaragoza.
- Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón: Las dolinas de Villar del Cobo. Tríptico divulgativo.
- CONTE, J. C. Y LAGO, M. (1985): El magmatismo de la depresión del Cámaras y sector N del anticlinal de Montalbán: caracteres geológicos, petrológicos y geoquímicos. II Col. Estratigrafía y Paleogeografía Pérmico y Triásico España. La Seu d'Urgel. Resúmenes: 35-37.
- CONTE, J. C. Y LAGO, M. (1985): Características geoquímicas del magmatismo del área de la depresión del Cámaras y sector N de Montalbán (Zaragoza-Teruel). I Congr. Geoquím. España, Soria. Resúmenes: 135.
- CORRALES, I.; ROSELL, J.; SÁNCHEZ, L.; VERA, J. A.; VILAS, L. (1977): Estratigrafía. Ed. Rueda. Madrid.
- CUATRECASAS, J. (1931): Ojeda a la diserie del Valle de Ordesa. Cavanillesia. 4: 113-127. Barcelona.
- CUENCA, G.; AMO, O.; AURELL, M.; BUSCALIONI, A. D.; CANUDO, J. I.; LAPLANA, C.; PÉREZ, J.; RUIZ, J. I.; SANZ, J. L. Y SORIA, A. R. (1994): Los Vertebrados del tránsito Jurásico-Cretácico de Galve (Teruel). Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología. Pp: 50-53. Madrid.
- CUSTODIO, E.; LLAMAS, J. R. (1983): Hidrología Subterránea. Ed. Omega. Barcelona.
- DANTÍN, J. (1941): La laguna salada de Gallocanta (Zaragoza) Estudios Geogr.
- DANTÍN, J. (1942): Distribución y extensión del endorreísmo aragonés. Estudios Geogr.
- DANTÍN, J. (1942): Localización del endorreísmo aragonés. Las Ciencias.
- DE PEDRAZA, J. (1996): Geomorfología. Principios, métodos y aplicaciones. Ed. Rueda. Madrid.
- DESPARMET, A. (1967): Étude géologique détaillé des environs du Monasterio de Piedra (Prov. de Saragosse). Dipl. et Supl. Univ. Dijon.
- DÍAZ-MOLINA, M., YEBENES, A.; GOY, A. Y SANZ, J. L. (1984): Landscapes inhabited by upper Jurassic/lower Cretaceous arcosaurs (Galve, Teruel, Sapin). Third Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems.
- Diputación General de Aragón (1991): Parque natural de la Dehesa del Moncayo. Información general. Folleto divulgativo, Sección del Medio Natural, DGA.
- Diputación General de Aragón (1994): "La Minería en Aragón". Dirección General de Industria, Energía y Minas.
- Diputación General de Aragón (1994): Mapa de carreteras de Aragón. 2ª Edición. Zaragoza.
- Diputación General de Aragón (1996): Parque de la Sierra y Cañones de Guara. Espacios naturales protegidos. Dpto. De Agricultura y Medio Ambiente. Zaragoza.
- Diputación General de Aragón (1996): Parque Natural Posets-Maladeta. Dpto. De Agricultura y Medio Ambiente. Zaragoza.
- Diputación General de Aragón (1997): Paisaje protegido de los Pinares de Rodeno. Dpto. De Agricultura y Medio Ambiente. Zaragoza.
- Diputación General de Aragón (1999): Monumentos naturales de los glaciares pirenaicos. Dpto. De Agricultura y Medio Ambiente. Zaragoza.

- DU CALAR, J.; COURDÉE, J.; Y DUBOIS, P. (1953): *À la recherche des sources du Gave de Pau*. Ann. Spéléol. E.N.A.D.I.M.S.A. (1991): *Libro Blanco de la Minería en Aragón*. Diputación General de Aragón.
- E.P.T.I.S.A. (1986): *Proyecto para la actualización de datos de la cuenca alta del Jiloca. Estudio sobre las explotaciones, problemática del uso del acuífero y ordenación del mismo*. Fondo Documental del ITGE. Madrid.
- E.S.H.Y.G.S.L. (1992): *Estudio hidrológico-hidrogeológico de la cuenca endorreica de las saladas de Alcañiz (Teruel)*. Dpto. Agricultura, Ganadería y Montes, D.G.A. (inédito).
- ECAS (1989): *Estudio de Ordenación Territorial de la zona afectada por las obras de Monegros II*. Servicio de Ordenación del Territorio. D.G.A.
- ECAS-DENDROS, S.L. (1989): *Red de Espacios Naturales Protegidos de la Comunidad Autónoma de Aragón*. Dpto. Agricultura, Ganadería y Montes, D.G.A. (inédito). Varios tomos.
- Editorial ALPINA (1991): *Maladeta-Aneto*. Ed. Alpina, Granollers.
- Espeleo Club "El Farallón" (1995): *Teruel subterráneo. Exposición Fotográfica*. Folleto divulgativo. Diputación Provincial de Teruel.
- ESTES, R. Y SANCHIZ, B. (1982): *Early Cretaceous lower vertebrates from Galve (Teruel)*. Jour. Vert. Paleontol. 20: 1-13
- FERNÁNDEZ, C.; FERNÁNDEZ, R.; GUTIÉRREZ, M. Y ARRESE, F. (1981): *Papel de la karstificación en la génesis de los yacimientos de hierro de Sierra Menera (Teruel y Guadalajara)*. Bol. Geol. Min.
- FERNÁNDEZ MORENO, J.; CRUZ CASCALES, J. (1998): *La utilización del agua subterránea en los regadíos de Aragón*. Ed. Institución "Fernando el Católico". Zaragoza.
- FERRERO, E. et al. (1991): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 40 (Daroca) del Mapa Geológico nacional a escala 1:200000*. IGME.
- FONTBOTÉ, J. M. (1948): *La ribera de Biescas*. Pirineos. Jaca.
- FOUCAULT, A.; RAOULT, J. F. (1985): *Diccionario de Geología*. Ed. Masson. Barcelona.
- GARCÍA, J. M. (1989): *Mapa Geomorfológico de Sallent*. Geoforma Ediciones, Logroño. Mapa 1:50000.
- GARCÍA, J. M. Y ARBELLA, M. (1981): *Modelos de erosión en el piso subalpino: La degradación de los loess del Macizo de Monte Perdido (Pirineo central España)*. Pirineos. Jaca.
- GARCÍA VERA, M. A. (1996): *Hidrogeología de zonas endorreicas en climas semiáridos. Aplicación a los Monegros (Zaragoza y Huesca)*. Tesis doctoras. Serie: Investigación. Ed. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón.
- GAUTIER, F. (1967): *Nouvelles observations su le Terciare continental de la Chaîne Ibérique au Sud-Est de Teruel (Espagne)*. C.R. somm. Soc. Geol. France
- GAUTIER, F. (1974): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 614 (Manzanera) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. IGME.
- GIMENO, TENA, J.; AUQUÉ, L. Y MANDADO, J. (1989): *Caracterización geoquímica del sistema de aguas ácidas del Arroyo del Val (Zaragoza, España)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.
- GIMENO SERRANO, M. J. (1991): *"Ambiente geológico y caracterización del sistema geoquímico Arroyo del Val: relaciones entre fases minerales y especies en disolución"*. Memoria para obtener el grado de Licenciado en Ciencias Geológicas. Universidad de Zaragoza.
- GINER, J. Y BARNOLAS, A. (1979): *Las construcciones arrecifales del Jurásico superior de la sierra de Albarraçin (Teruel)*. Cuad. Geol. Univ. Granada.
- GINER, J. Y BARNOLAS, A. (1980): *Los Biohermes de Espongarios del Bajociense superior de Moscardón (Teruel)*. Acta Geol. Hisp.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1916): *Excursión a las Sierras de la Demanda, Urbián y Moncayo*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1936): *Algunos datos sobre el glaciario actual de Monte Perdido (Pirineos)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.
- GÓMEZ, A.; DE SEMIR, R.; MARTÍ, C. E.; VAL, F. Y EDITORIAL ALPINA (1980): *Panticosa-Formigal*. Ed. Alpina. Granollers.
- GOZALO, R.; ÁLVARO, J.; LIÑÁN, E.; SDZUY, K. Y TRUYOLS, J. (1993): *La distribución de Paradoxides (Acaparadoxides) mureroensis Sdzuy 1958 (Cámbrico medio basal) y sus implicaciones paleobiogeográficas*. Cuad. Lab. Xeol. Laxe.
- GRACIA, F. J. (1990): *Geomorfología de la región de Gallocanta*. Tesis Univ. Zaragoza.
- GRACIA, F. J. (1990): *Evolución morfológica reciente de la laguna de Gallocanta (Cordillera Ibérica central)*. I Reun. Nac. Geomorfología. Teruel.
- GRACIA, F. J. (1990): *Dinámica litoral en la laguna de Gallocanta (Cordillera Ibérica central)*. I Reun. Nac. Geomorfología. Teruel.
- GRACIA, F. J. Y CUCHI, J. A. (1993): *Control tectónico de los travertinos fluviales del río Jiloca (Cordillera Ibérica central)*. 2ª Reun. Cuaternario Ibérico, Madrid.
- GRACIA, F. J.; GUTIÉRREZ, M. Y SANCHO, C. (1987): *Las costras calcáreas pliocuaternarias de Villafranca (Fosa de Calamocha-Teruel)*. VII Reun. Cuat., Santander.
- GUIMERA, J. J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Iberica y la Serralada Costanera Catalana*. Tesis, Univ. Barcelona.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M.; MELÉNDEZ HEVIA (1991): *Introducción a la geología de la provincia de Teruel*. Edición en conmemoración del XXV Curso de Geología Práctica de Teruel. Ed. Instituto de Estudios Turo-lenses. Teruel.
- GUTIÉRREZ, F. (1994): *Geomorfología de la región de Calatayud. El karst en yesos*. Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza (inédita).
- GUTIÉRREZ, F. (1994): *Subsidencia kárstica en los materiales neógenos de la fosa de Calatayud* en Geomorfología en España (ARNÁEZ, J. et al.). Soc. Esp. Geomorfología, Logroño. 121-131.
- GUTIÉRREZ, F. (1994): *Subsidencia kárstica sinsedimentaria en el sistema aluvial Jalón-Jiloca (fosa de Calatayud)* en Geomorfología en España (ARNÁEZ, J. et al.). Soc. Esp. Geomorfología, Logroño. 133-147.
- GUTIÉRREZ, F.; ARAZAUTO, T. Y DESIR, G. (1993): *Landslides in the Alfajarín gypsum escarpment* en Second European Intensive Course on Applied Geomorphology: Arid Regions (GUTIÉRREZ, M. et al.). Zaragoza. 153-160.
- GUTIÉRREZ, G.; PALACIO, J.; ROBLES, F. Y USERA, J. (1982): *Inventario Nacional de Puntos de Interés Geológico. Sector Oriental de la Cordillera Ibérica (Maestrazgo)*. Fondo Documental del I.T.G.E., Madrid. Documento nº 27.500.
- GUTIÉRREZ, M. (1985): *La Geología y los Recursos Minerales de la provincia de Teruel*. Cartillas Turolenses, nº 1. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel.
- GUTIÉRREZ, M. Y PEDRAZA, J. (1974): *Existencia de pizarrosidad alpina en la Cordillera ibérica*. Bol. Geo. Min.
- GUTIÉRREZ, M. Y PEÑA, J. L. (1975): *Karst y periglaciario en la Sierra de Javalambre (provincia de Teruel)*. Bol. Geol. Min.
- GUTIÉRREZ, M. Y PEÑA, J. L. (1976): *Glacis y terrazas en el curso medio del río Alfambra (provincia de Teruel)*. Bol. Geol. Min.
- GUTIÉRREZ, M. Y PEÑA, J. L. (1977): *Las acumulaciones periglaciares del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarraçin)*. GUTIÉRREZ, M. Y PEÑA, J. L. (1979): *El karst de los Llanos de Pozondón (Provincia de Teruel)*. Teruel.
- GUTIÉRREZ, M. Y PEÑA, J. L. (1979): *El karst de Villar del Cobo (Sierra de Albarraçin)*. Estudios Geol. GUTIÉRREZ, M. Y PEÑA, J. L. (1989): *El karst de la Cordillera Ibérica en El karst en España (DURÁN, J. J. Y LÓPEZ, J.)*. Monografía de la S.E.G. nº 4. Madrid. 151-162.
- GUTIÉRREZ, M. Y PEÑA, J. L. (1990): *Las formas del relieve de la provincia de Teruel*. Cartillas Turolenses, nº extraordinario 7. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel.
- GUTIÉRREZ, M. Y PEÑA, J. L. (1990): *Guía de la excursión a la Sierra de Albarraçin*. I Reun. Nac. Geomorfología. Teruel.
- GUTIÉRREZ, M. Y PEÑA, J. L. (1994): *Cordillera Ibérica*, en Geomorfología de España (GUTIÉRREZ, M.). Ed. Rueda, Madrid.
- GUTIÉRREZ, M. Y PEÑA, J. L. (1994): *Depresión del Ebro*, en Geomorfología de España (GUTIÉRREZ, M.). Ed. Rueda, Madrid.
- GUTIÉRREZ, M. Y PEÑA, J. L. (1994): *Evolución geomorfológica del valle medio del río Alfambra (Cordillera Ibérica, Teruel)*, en XXVIII Curso de Geología Práctica (GUTIÉRREZ, M. Y MELÉNDEZ, A.). Universidad de Verano de Teruel.
- GUTIÉRREZ, M. Y RODRÍGUEZ, J. (1985): *Fenómenos de sofusión (piping) en la Depresión media del Ebro*. Cuad. Inv. Geográfica. Logroño.
- GUTIÉRREZ, M.; BENITO, G. Y RODRÍGUEZ, J. (1988): *Piping and badland areas of the middle Ebro Basin, Spain*. Catena. Supplement 13. Braunschweig.
- GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M. J.; PEÑA, J. L.; RODRÍGUEZ, J. Y SORIANO, A. (1985): *Quelques exemples de karst sur gypse dans la dépression de l'Ebre*. Karstología.
- GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J. L. Y SÁNCHEZ, M. (1985): *Dolinas aluviales en los materiales yesíferos de Villalba Baja (Teruel)*. I Reun. Cuaternario Ibérico, Lisboa.
- GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J. L. Y SIMÓN, J. L. (1983): *Los valles tectónicos recientes de Rubielos de la Cérida (Teruel)*. VII Reun. Grupo Esp. Trab. Cuaternario, Santiago-Vigo.
- GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J. L. Y SIMÓN, J. L. (1983): *Los poljes de la región de Torrijas-Abējuela (provincias de Teruel, Castellón y Valencia)*. Teruel.
- GUTIÉRREZ, M.; SANCHO, C.; BENITO, G.; DESIR, G. Y SIRVENT, J. (1993): *Cuantificación de la erosión hídrica en la Depresión del Ebro: Técnicas y aplicaciones cartográficas en Problemática geoambiental y desarrollo (ORTIZ, R.)*. V Reun. Nac. Geol. Ambient. Orden. Territ., Murcia.

- GUTIÉRREZ, M.; SANCHO, C.; BENITO, G.; SIRVENT, J. Y DESIR, G. (1994): *Procesos generadores de piping en zonas de badlandas de la Depresión del Ebro en Geomorfología en España* (ARNÁEZ, J. et al). III Reun. Nac. Geomorfología, Logroño.
- GUTIÉRREZ, M.; SANCHO, C.; BENITO, G.; SIRVENT, J. Y DESIR, G. (1994): *Quantitative study of piping processes in badlands areas of Ebro Basin, NE Spain*. Geomorphology.
- GUTIÉRREZ, M.; SIMÓN, J. L.; Y SORIANO, M. A. (1983): *Tectónica cuaternaria en el área de La Almunia (prov. de Zaragoza)*. Cuad. Lab. Xeol. Laxe. (VI Reun. G.E.T.C., Vigo-Santiago)
- GUTIÉRREZ, M.; SIMÓN, J. L.; Y SORIANO, M. A. (1986): *Algunos aspectos de la tectónica neógena y cuaternaria en el sector central de la Depresión del Ebro*. Bol. Geol. Min.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1929): *Pistas de aves fósiles en el Oligoceno de Peralta de la Sal*. Mem. R. Soc. Española de Historia Natural.
- HERNÁNDEZ, A. et al. (1983): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 491 (Calamocha) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. IGME.
- HERNÁNDEZ, A. et al. (1985): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 47 (Teruel) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200000*. IGME.
- HERNÁNDEZ, A. Y OLIVÉ, A. (1983): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 566 (Cella) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. IGME.
- HERNÁNDEZ, A.; DEL OLMO, P. Y ARAGONÉS, E. (1983): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 437 (Ateca) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. IGME.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. Y ARANEGUI, P. (1926): *La Laguna de Gallocanta y geología de sus alrededores*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. Y MELENDEZ, B. (1957): *Un yacimiento de coprolitos en el Mioceno de Calatayud*. Cursos y conferencias del Instituto Lucas Mallada (C.S.I.C.)
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. Y VIDAL, C. (1946): *La tectónica y la morfología del macizo de Monte Perdido y de las zonas de cumbres inmediatas en el Pirineo Central*. Pirineos.
- HERNÁNDEZ-SAMPELAYO (1933): *El sistema Cambriano. Explicación del Nuevo Mapa Geológico de España en escala 1:1.000.000*. Madrid.
- HIRST, J. P. Y MICHOLS, G. J. (1986): *Spec. Publ. Inter. Assoc. Sedim.* 8: 247-258.
- HOYOS, M.; ZAZO, C.; GOR, J. J. Y AGUIRRE, E. (1977): *Estudio geomorfológico de los alrededores de Calatayud (prov. de Zaragoza)*. II Reun. Grupo Esp. Cuaternario, Zaragoza.
- I.G.M.E. (1981): *Proyecto Hidrogeológico CUENCA del Ebro. Estudio Hidrogeológico de la Sierra de Guara (Provincia de Huesca) (subsistema 67 E)*. Subsistema 67 E/81-1. Madrid.
- I.G.M.E. (1982): *Inventario Nacional de Puntos de Interés Geológico. Sector Oriental de la Cordillera Ibérica (Maestrazgo). El Órgano de Montoro de Mezquita. (TE-I. 1-4)*. Fondo Documental del I.T.G.E., Madrid. Documento nº 27.504.
- I.G.M.E. (1982): *Inventario Nacional de Puntos de Interés Geológico. Sector Oriental de la Cordillera Ibérica (Maestrazgo). Sección cretácica del puerto de Villarluengo-Cañada de Benatanduz (TE-I)*. Fondo Documental del I.T.G.E., Madrid. Documento nº 27.506.
- I.G.M.E. (1982): *Inventario Nacional de Puntos de Interés Geológico. Sector Oriental de la Cordillera Ibérica (Maestrazgo). Sección de Cantavieja (TE-I. 1-9)*. Fondo Documental del I.T.G.E. Madrid. Documento nº 27.509.
- I.G.M.E. (1982): *Inventario Nacional de Puntos de Interés Geológico. Sector Oriental de la Cordillera Ibérica (Maestrazgo). Depósitos mareales de Ilesuela y Villafranca del Cid (TE-I. 1-10)*. Fondo Documental del I.T.G.E., Madrid. Documento nº 27.510, 12 p., 9 fotos, 25 diapositivas.
- I.T.G.E. (1991): *Mapas neotectónico y sismotectónico de España a escala 1:1.000.000*. Memoria y mapas (nédito).
- I.T.G.E. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 283 (Fustiñana) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. I.T.G.E. Madrid (en prensa).
- I.T.G.E. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 284 (Ejea de los Caballeros) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. I.T.G.E. Madrid (en prensa).
- I.T.G.E. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 285 (Almudévar) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. I.T.G.E. Madrid (en prensa).
- I.T.G.E. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 323 (Zuera) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. I.T.G.E. Madrid (en prensa).
- I.T.G.E. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 355 (Leañena) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. I.T.G.E. Madrid (en prensa).
- I.T.G.E. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 356 (Lanaja) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. I.T.G.E. Madrid (en prensa).
- I.T.G.E. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 357 (Sariñena) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. I.T.G.E. Madrid (en prensa).
- I.T.G.E. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 384 (Fuentes de Ebro) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. I.T.G.E. Madrid (en prensa).
- I.T.G.E. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 385 (Castejón de Monegros) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. I.T.G.E. Madrid (en prensa).
- I.T.G.E. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 386 (Peñalba) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. I.T.G.E. Madrid (en prensa).
- I.T.G.E. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 413 (Gelsa) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. I.T.G.E. Madrid (en prensa).
- I.T.G.E. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 414 (Bujaraloz) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. I.T.G.E. Madrid (en prensa).
- I.T.G.E. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 415 (Mequinenza) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. I.T.G.E. Madrid (en prensa).
- I.T.G.E. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 442 (Caspe) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. I.T.G.E. Madrid (en prensa).
- I.T.G.E. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 387 (Fraga) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. I.T.G.E. Madrid (en prensa).
- I.T.G.E. *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 353 (Pedrola) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. I.T.G.E. Madrid (en prensa).
- IBÁÑEZ, M. J. (1973): *Contribución al estudio del endorreísmo de la depresión del Ebro: el foco endorreico al W y SW de Alcañiz*. Geographica. 2ª época, año XV, 1: 21-33. Zaragoza.
- IBÁÑEZ, M. J. (1975): *El endorreísmo del sector central de la Depresión del Ebro*. Cuad. Inv.: Geografía e Historia.
- IBÁÑEZ, M. J. (1981): *La Cordillera Ibérica*, en Geografía de Aragón (HIGUERAS, A.). Guara Editorial, Zaragoza.
- IBÁÑEZ, M. J. y MENSUA, S. (1976): *Contribución al estudio de vertientes en condiciones semiáridas: Tipos de vertientes sobre yesos en el valle del Ebro*. Bo. R. Soc. Geografía. Madrid.
- IBÁÑEZ, M. J. (1976): *El piedemonte ibérico bajoaragonés. Estudio geomorfológico*. Instituto de Geografía Aplicada, C.S.I.C., Madrid.
- ICONA (1974): *Inventario de paisajes de Huesca*. Servicio Provincial de Huesca. Ministerio de Agricultura.
- ICONA (1978): *Inventario abierto de Espacios Naturales*. Ministerio de Agricultura.
- Instituto Tecnológico Geominero de España (1980): *Mapa Geológico de España E:1:200.000. Síntesis de la cartografía existente*. Huesca. Segunda edición. Servicio de Publicaciones. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- Instituto Tecnológico Geominero de España (1985): *Mapa Geológico de España E:1:200.000. Teruel*. Primera edición. Servicio de Publicaciones. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- Instituto Tecnológico Geominero de España (1991): *Mapa Geológico de España E:1:200.000. Daroca*. Primera edición. Servicio de Publicaciones. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- Instituto Tecnológico Geominero de España (1995): *Mapa Hidrogeológico de España E:1:200.000 Daroca*. Primera edición. Servicio de Publicaciones. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- Instituto Tecnológico Geominero de España (1995): *Mapa Hidrogeológico de España E:1:200.000 Teruel*. Primera edición. Servicio de Publicaciones. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- Instituto Tecnológico Geominero de España (1977): *Mapa Geológico de España E:1:50.000 Calanda*. Segunda serie. Primera edición. Servicio de Publicaciones. Ministerio de Industria. Madrid.
- Instituto Tecnológico Geominero de España (1980): *Mapa Geológico de España E:1:50.000 Villarluengo*. Segunda serie. Primera edición. Servicio de Publicaciones. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- Instituto Tecnológico Geominero de España (1982): *Mapa Geológico de España E:1:50.000 Broto*. Segunda serie. Primera edición. Servicio de Publicaciones. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- Instituto Tecnológico Geominero de España (1994): *Mapa Geológico de España E:1:50.000 Ansó*. Segunda serie. Primera edición. Servicio de Publicaciones. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- Instituto Tecnológico Geominero de España (1998): *Mapa Geológico de España E:1:50.000 Zaragoza*. Segunda serie. Primera edición. Servicio de Publicaciones. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid.
- JEURISSEN, G. F. J. (1967): *Geology of the Upper Cretaceous and part of the lower Tertiary between the río Aragón Subordán and the río Gállego, Spanish Pyrenees, province of Huesca*. Tesis, Univ. Utrecht.

- JIMÉNEZ, A. (1987): *Estudio geomorfológico de las Muelas de San Juan y Frías de Albarracín (provincia de Teruel)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza.
- JORDANA DE POZAS, J. (1950): *Mapa Agronómico Nacional. Comarca de Zaragoza*. Mem. Madrid.
- JORNET, L. (1972): *El Monasterio de Piedra*. Industrias Gráficas la Moderna, Zaragoza.
- LAGO, M.Y POCOVÍ, A. (1980): *Observaciones petrográficas y tectónicas sobre las ofitas del área de Aulet (Prepirineo meridional, prov. de Huesca)*. Acta Geol. Hisp.
- LAGO, M.Y POCOVÍ, A. (1991): *Magmatismo de Teruel* en Introducción a la geología de la provincia de Teruel (GUTIÉRREZ, M. y MELÉNDEZ, A.). Instituto de Estudios Turolenses, Teruel.
- LAGO, M.; CONTE, J. C.Y POCOVÍ, A.: *Petrología y Geoquímica de rocas volcánicas en la Depresión del Cámaras (Zaragoza-Teruel)*. (En prensa)
- LIÑÁN, E.Y GOZALO, R. (1986): *Trilobites del Cámbrico inferior y medio de Murero (Cordillera Ibérica)*. Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza.
- LIÑÁN, E.; FERNÁNDEZ-NIETO, C.; GÁMEZ, J. A.; GOZALO, R.; MAYORAL, E.; MORENO-ERIS, E.; PALACIOS, T.Y PEREJÓN, A. (1993): *Problemática del límite Cámbrico inferior-medio en Murero (Cadenas ibéricas, España)*. Rev. Esp. Paleontol. N° extraordinario: 26-39.
- LIÑÁN GUJARRO, E. (1999): *Los fósiles en Aragón*. Ed: Caja de Ahorros de la Inmaculada de Aragón. Zaragoza.
- LLAMAS, M. R. (1959): *Las minas de sal gema de Remolinos (Zaragoza) y la geología de sus proximidades*. Bol. R. Soc. Esp. Hisp. Nat.
- LLOBET, S.; COLL, X.; COLL, J.Y PÉREZ, P. (1988): *Ordessa-Vignemale*. Ed. Alpina, Granollers.
- LÓPEZ, J. (1984): *Disolución de rocas carbonatadas. Cuantificación del proceso actual de karstificación en el macizo de la Piedra de San Martín (Pirineo Occidental)*. Cuad. Inv. Geográfica.
- LÓPEZ, J. (1986): *Geomorfología del macizo kárstico de la Piedra de San Martín*. Tesis, Univ. Zaragoza.
- LÓPEZ, J. (1987): *Relaciones entre la fracturación y el karst en el macizo de la Piedra de San Martín (Pirineo Occidental)*. Estudios Geol.
- LÓPEZ, J.Y MARTÍN, C. (1987): *Longitudes de fracturas y cavidades en el karst de Larra (Pirineos)*. Geogaceta.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.Y FREIXES, A. (1989): *El karst en los Pirineos españoles*, en El Karst en España (DURÁN, J. J.:Y LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.). Monografía 4, S.E.G.:131-144. Madrid.
- LOTZE, F. (1929): *Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-ph.k.nf.
- LOTZE, F. (1961): *Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. Akademie der Wissenschaften und der Literatur. Abh.der mathematisch-naturwissens-haftlichen Klasse*.
- LOZANO, M.V. (1988): *Estudio geomorfológico de las Sierras de Gúdar (prov. de Teruel)*. Tesis, Univ. Zaragoza.
- LOZANO, M.V. (1992): *Mapa Geológica. Serie Cartografía Temática 5, Parque Cultural de Molinos, S.A.E.T., Teruel*.
- LOZANO, M.V. (1992): *Mapa Geomorfológico. Serie Cartografía Temática 7, Parque Cultural de Molinos, S.A.E.T., Teruel*.
- LOZANO, M.V. (1993): *El modelado de las laderas en las Sierras de Gúdar (Cadena Ibérica oriental, provincia de Teruel)*. 2ª Reun. Cuaternario Ibérico, Madrid.
- MAESTRE, A. (1845): *Descripción geognóstica y minera del distrito de Cataluña y Aragón*. Anales de Minas.
- MANDADO, J. (1979): *Petrogénesis y geoquímica de las evaporitas y rocas asociadas en el área de Remolinos (Zaragoza)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza (inédito).
- MANDADO, J.Y TENA, J. (1980): *Moldes de cristales tova de halita como proceso diagenético en la serie evaporítica de Remolinos (Zaragoza)*. Rev. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona.
- MARTÍ, C.(1973): *Sobre los sedimentos morrénicos del río Aragón*. Pirineos. Jaca.
- MARTÍ, C.(1977): *Altos valles de los ríos Aragón y Gállego*. Trabajos Neógeno-Cuaternario.
- MARTÍ, C.(1977): *El valle de Hecho*. Trabajos Neógeno-Cuaternario.
- MARTÍN, L.Y LEYVA, F. (1986): *Síntesis geológico-minera de las cuencas lignitíferas de Oliete-Ariño, Utrillas-Alia-ga y Castellote*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1986): *El macizo granítico del Aneto*, en Atlas de Geomorfología (MARTÍNEZ, E.Y TELLO, B.). Alianza Editorial, Madrid.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1986): *El macizo plegado de Monte Perdido* en Atlas de Geomorfología (MARTÍNEZ, E.Y TELLO, B.). Alianza Editorial, Madrid.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1989): *Morfología glaciar del valle de Benasque (Pirineo aragonés)*. Ería. Oviedo.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1990): *Morfestructuras del valle de Benasque (Pirineo aragonés)*. An. Geogr. Univ. Complutense. Madrid.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1990): *Unidades fisiográficas y morfológicas del valle de Benasque (Pirineo aragonés)*. Estudios Geogr.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1991): *Geomorfología del valle de Benasque*. Instituto de Estudios Altoaragoneses, Huesca (en microfilm).
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E.Y ANTÓN, J. (1981): *Repertorio bibliográfico sobre morfología glaciar de la Península Ibérica*. Cuad. Inv. Geográfica.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E.Y ARENILLAS, M. (1977): *La morfología glaciar del Moncayo*. Tecniterrae.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E.Y ARENILLAS, M. (1988): *Los glaciares actuales del Pirineo español*, en La nieve en el Pirineo español (M.O.P.U.). Madrid.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; ARENILLAS, M.Y MARTÍNEZ, R.: *El estado de los glaciares españoles en 1991*. Ería. Oviedo. (en prensa).
- MARTÍNEZ, F. J.; PABLO, F.Y SÁNCHEZ, J.A. (1986): *Estudio hidrogeoquímico de los acuíferos carbonatados del macizo de Guara*. Jornadas sobre el karst en Euskadi, Donosti. Comunicaciones.
- MARTÍNEZ, M. B. (1994): *Congreso de Jaca*. Guía de campo.
- MARTÍNEZ, M. B.; GONZÁLEZ, A.Y POCOVÍ, A. (1991): *Los cabalgamientos del sur de la Peña Montañesa (prepirineo, Huesca)*. I Congr. Grupo Esp.Terciario,Vic. Comunicaciones: 210-213.
- MATTAUER, M. (1976): *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*. Colección Métodos. Ed. Omega. Barcelona.
- MEDENBAC, O. (1983): *"Minerales"*. Editorial Blume.
- MELÉNDEZ, A.Y PEDAUYÉ, R. (1986): *Estudio de las facies carbonatadas del Cretácico superior de la región de Nuévalos (provincia de Zaragoza)*. IX Congr. Nac. Sedim., Salamanca.
- MELÉNDEZ, A.Y PENDÓN, G. (1982): *Sedimentary evolution of Upper Cretaceous platform carbonate of Northwestern Iberian Chain (NE Spain)*. 3ª Europ. Reg. Mtg. Sedim. I.A.S., Copenague.
- MELÉNDEZ, A.Y SANCHO, C. (1987): *Algunas microfacies características de las costras calcáreas de la Depresión del Ebro*. VII Reun. Nac. Cuaternario, Santander.
- MELÉNDEZ, A.; MELÉNDEZ, F.; PORTERO, J.Y RAMÍREZ, J. (1985): *Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of upper Cretaceous evaporitic-carbonates platform in the central part of the Sierra Ibérica*. 6ª Europ.Reg.Mtg.Sedim.I.A.S., Lleida. Excursión Guidebook.
- MELÉNDEZ, A.; PARDO, G.; PENDÓN, J. G.Y VILLENA, J. (1979): *Las facies terminales del jurásico en el sector central de la Cordillera Ibérica*. Cuad. Geología.
- MELÉNDEZ, G.; AZANZA, B.; BENITO, G.; CALVO, J. M.; CANUDO, I.; GIL, E.; LORENZO, J. I.Y SOTO, E. (1986): *La Cueva de las Graderas, Molinos (Teruel)*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel.
- MELÉNDEZ, J.Y ESTERAS, M. (1965): *Análisis polínico de la turbera de los "Ojos del Tremedal" (Orhuela del Tremedal, Teruel)*. Teruel.
- MENSUA, S. E IBÁÑEZ, M. J. (1977): *Terrazas y glacis del centro de la depresión del Ebro*. III Reun. Nac. Grupo Esp.Trab. Cuaternario, Zaragoza.
- MERGL, M.Y LIÑÁN, E. (1986): *Some cambrian Brachiopoda of the Cordillera Ibérica and their biostratigraphical significance*. Memorias primeras Jornadas de Paleontología. Zaragoza.
- MILLAN, F. C. (1992): *La cuenca minera de Teruel. Aspectos geológicos y mineros*. Tierra y Tecnología. Núm. 10. Pp: 61-67. Ed. Ilustre Colegio Oficial de Geólogos. Madrid.
- MILLÁN, H. (1995): *Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento Surpirenático en las Sierras Exteriores Aragonesas*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza.
- MOISSENET, E. (1980): *Reliefs et déformations récentes: Trois transversales dans les fossés internes des chaînes ibériques orientales*. Rev. Geogr. Pyr. et du Sud-Ouest.
- MOISSENET, E. (1985): *Le Quaternaire Moyen aluvial du Fossé de Teruel (Espagne)*. Phsio-Geo.
- MONTES, C.Y MARTINO, P. (1987): *Las lagunas salinas españolas*. Seminario sobre bases científicas para la protección de los humedales en España. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid.
- MONTSERRAT, J. (1985): *Estudi del Pleistocè superior i del Holocè en el rebliment sedimentari de l'Estany de Llauset (Pirineu Ribagorça)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Barcelona.
- MONTSERRAT, J. (1992): *Evolución glaciar y postglaciar del dima y la vegetación en la vertiente Sur del Pirineo: Estudio palinológico*. Instituto Pirenaico de Ecología, Jaca.
- MUÑOZ, J. A.; PUIGDEFÁBREGAS, C.Y FONTBOTÉ, J. M. (1983): *El Ciclo Alpino y la estructura tectónica del Pirineo*, en Libro Jubilar J. M. RÍOS. Geología de España (COMBA, J.A.). IGME, Madrid.
- MURILLO, J. J.; MARTINEZ, A. (1986): *Guía geológica de Teruel. I Itinerarios por el Bajo Aragón*. Centro de Profesores. Ministerio de Educación y Ciencia. Zaragoza.

- N.T.A.S.L. (1994): *Estudio de un espacio natural a proteger en los TT.MM. de Albarracín, Bezas y Gea de Albarracín (Teruel)*. Dpto. Agricultura, Ganadería y Montes, D.G.A. (inérito).
- NAVARRO, D.; CRESPO, A.; PÉREZ, A. Y CANEROT, J. (1981): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 544 (Forcall) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000*. IGME.
- NUSSBAUM, F. (1949): *Sur les traces des glaciers quaternaires dans la région de l'Aragon*. Pirineos. Zaragoza.
- ORTÍ, F. Y PUEYO, J. J. (1977): *Asociación de halita bandeada-anhidrita nodular del yacimiento de Remolinos. Zaragoza (sector central de la CUENCA del Ebro)*. Nota petrogenética. Rev. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona.
- PARDO, G. (1979): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones detríticas del Cretácico inferior terminal en el Bajo Aragón turlense*. Tesis, Univ. Zaragoza.
- PEDECCCHI, C. et al. (1988): *Evaluación preliminar del impacto ambiental de los regadíos en el polígono de Monegros II*. Instituto Pirenaico de Ecología. Dirección General de Medio Ambiente. MOPU.
- PEDECCCHI, C.; IBÁÑEZ, M. J.; ASCASO, A.; PUIGDEFÁBREGAS, J.; GARCÍA, J. M.; CREUS, J.; GÓMEZ, D.; MONTSERRAT, G.; BARRENTOS, J. A.; VICENTE, M. C.; ESPADALER, X.; VIVES, J. Y FALCOY, J. M.: *Estudio multidisciplinar de la Laguna de Sariñena (Huesca)*. Instituto de Estudios Altoaragoneses, Huesca. Colección de Estudios Altoaragoneses.
- PELLICER, F. (1980): *El periglaciario del Moncayo*. Geographicalia. Zaragoza.
- PELLICER, F. (1984): *Geomorfología de las Cadenas Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo*. Cuad.Est.Borjanos, 11-12, Borja (Zaragoza).
- PELLICER, F. (1988): *El Moncayo*. Caja Ahorros Inmaculada, Zaragoza.
- PELLICER, F. Y ECHEVERRÍA, M. T. (1989): *Formas de relieve del Centro de la Depresión del Ebro*. Institución "Fernando el Católico", Zaragoza.
- PELLICER, F. Y YETANO, L. M. (1985): *El Galacho de Juslibol: un ejemplo de meandro abandonado*. Cuad. Inv. Geográfica.
- Pellicer, F.; Echeverría, M. T.; e Ibáñez, M. J. (1985): *Procesos actuales en el escarpe de yesos de Remolinos*. Cuad.Inv.Geográfica. Logroño.
- PELLICER, F.; IBÁÑEZ, M. J. Y ECHEVERRÍA, M. T. (1984): *Notas geomorfológicas sobre la laguna de Sariñena*. Geographicalia. Zaragoza.
- Peña Guara (1969): *Resumen exploraciones en Guara*. Boletín Informativo de Peña Guara. 1 Huesca.
- Peña Guara (1970): *Resumen exploraciones en Guara*. Boletín Informativo de Peña Guara. 2 Huesca.
- Peña Guara (1971): *Resumen exploraciones en Guara*. Boletín Informativo de Peña Guara. 3 Huesca.
- PEÑA, J. L. (1975): *Los depósitos cuaternarios del valle del Segre entre Tiurana y Camarasa*. Ilerda. Lérida.
- PEÑA, J. L. (1983): *La Conca de Tremp y sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana. Estudio geomorfológico*. Inst. Est. Ilerdenses, Lérida.
- PEÑA, J. L. (1994): *Cordillera Pirenaica*, en Geomorfología de España (GUTIÉRREZ, M.). Ed. Rueda, Madrid.
- PEÑA, J. L. Y ECHEVERRÍA, M. T. (1991): *Geomorfología del área de Alcañiz (Teruel)*. Bol. Taller Arqueol. Alcañiz.
- PEÑA, J. L.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M. J.; LOZANO, M. V.; RODRÍGUEZ, J.; SÁNCHEZ, M.; SIMÓN, J. L.; SORIANO, A. Y YETANO, L. M. (1984): *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses. Teruel. 1 mapa geomorfológico E. 1:200000.
- PEÑA, J. L.; SÁNCHEZ, M. Y SIMÓN, J. L. (1981): *Algunos aspectos de la tectónica cuaternaria en el margen oriental de la fosa de Alfabra-Teruel*. Teruel.
- PEREZ, A.; ROC, A. C. (1998): *Los sedimentos de la Laguna de Gallocanta y su comparación con las calizas de la Muela de Zaragoza*. Serie: Investigación. Ed. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón. Zaragoza.
- PÉREZ, A.; SIMÓN, J. L. Y VIVÓ, M. J. (1983): *Paisajes naturales de la región del Maestrazgo y Guadalupe*. Manc. Tur. Maestrazgo e Instituto de Estudios Turolenses, Teruel.
- PÉREZ-OÑATE, J.; CUENCA, G. Y SANZ, J. L. (1994): *Un nuevo Saurópodo del Jurásico Superior de Galve (Teruel)*. Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología. 159-162. Madrid.
- PUEYO, J. J. (1978): *La precipitación evaporítica actual de las lagunas saladas del área: Bujaraloz, Sástago, Caspe, Alcañiz, y Calanda (provincias de Zaragoza y Teruel)*. Rev. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona.
- PUEYO, J. J. (1980): *La sedimentación evaporítica actual de las lagunas de la zona de Bujaraloz-Alcañiz (provincias de Zaragoza y Teruel)*. I Congr. Nac. Sedim. Salamanca.
- PUEYO, J. J. (1980): *Procesos diagenéticos observados en las lagunas tipo playa de la zona Bujaraloz-Alcañiz (provs. de Zaragoza y Teruel)*. Rev. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona.
- PUEYO, J. J. E INGLÉS, M. (1986): *Mineralogía del sustrato, composición de la salmuera intersticial y procesos diagenéticos en las playas de los Monegros y Bajo Aragón*. XI Congr. Esp. Sedim., Barcelona. Resúmenes de comunicaciones.
- PUEYO-LUESMA, J. (1916): *Las minas de azufre en Libros (Teruel)*. Boletín de la Sociedad Aragonesa de Ciencias Naturales. 15-16: 195-199.
- PUIGDEFÁBREGAS, C. (1970): *Líneas Generales de la Geología del Alto Aragón Occidental*. Pirineos. Jaca.
- PUIGDEFÁBREGAS, C. (1972): *Caracterización de estructuras de marea en el Eoceno medio de la Sierra de Guara (Huesca)*. Pirineos. Jaca.
- PUIGDEFÁBREGAS, C. (1975): *La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca*. Monografías Inst. Estudios Pirenaicos, Jaca. N° 104.
- PUIGDEFÁBREGAS, C. Y SOLER, M. (1973): *Estructura de las Sierras Exteriores Pirenaicas en el corte del río Gállego (Prov. de Huesca)*. Pirineos. Jaca.
- QUIRANTES, J. (1965): *Nota sobre las lagunas de Bujaraloz-Sástago*. Geographica. Año 12: 30-34.
- QUIRANTES, J. (1978): *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Institución "Fernando el Católico", CSIC, Zaragoza.
- REGATO, P. (1988): *Contribución al estudio de la flora y la vegetación del "Galacho de la Alfranca" en relación con la evolución del sistema fluvial*. Naturaleza en Aragón, 3. Diputación de Aragón.
- RIBA, O. (1959): *Estudio geológico de la Sierra de Albarracín*. Monografías Instituto Lucas Mallada, C.S.I.C., Madrid. N° 16.
- RIBA, O. (1991): *Estratigrafía del Pérmico y Triásico*, en Introducción a la geología de la provincia de Teruel (GUTIÉRREZ, M. Y MELÉNDEZ, A.). Instituto de Estudios Turolenses, Teruel. 35-54.
- RIBA, O.; PUIGDEFÁBREGAS, C.; SOLER, M.; QUIRANTES, J. Y MARTÍ, C. (1981): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 22 (Tudela) del Mapa Geológico de España a escala 1:200000*. Síntesis de la Cartografía existente. IGME, Madrid.
- RIBA, O.; REGUANT, S. Y VILLENA, J. (1983): *Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro* en Libro Jubilar J. M. RÍOS. Geología de España (COMBA, J. A.). IGME, Madrid. T. II: 131-159.
- RIBA, O.; VILLENA, J. Y QUIRANTES, J. (1966): *Hallazgo de un nuevo tipo de relieves en el Terciario del Ebro: paleoocales*. I Simp. de Fotografía Aérea Aplicada a la Arqueología y Ciencias Naturales, Madrid.
- RIBA, O.; VILLENA, J. Y QUIRANTES, J. (1967): *Nota preliminar sobre la sedimentación en paleoocales terciarios de la zona de Caspe-Chiprana (provincia de Zaragoza)*. Anal. Edaf. Agrob.
- ROYO, J. I. Y ANDRÉS, J. A.: *Parque Cultural del río Martín (Teruel)*. Folleto divulgativo, Gobierno de Aragón.
- SÁENZ, C. (1931): *Estudio de las condiciones geológicas del emplazamiento del vaso del pantano de la Tranquera en el río Mesa (provincia de Zaragoza)*; Carenas. Publ. Confederación Hidrográfica del Ebro. Tomo 36.
- SÁENZ, C. Y MARÍN, J. L. (1969): *Geología del Valle del río Piedra en Llumes (Zaragoza)*. Acta Geol. Fac. Ciencias Barcelona. T.4, 4:91-95.
- SÁNCHEZ, J. A. (1988): *Los recursos hídricos de la Sierra de Guara y sus somontanos*. Col. De Est. Altoaragoneses, 27.
- SÁNCHEZ, J. A. et al. (1989): *Hidrogeoquímica de la zona endorreica de las lagunas de Monegros*. Bol. Geol. Min. 100 (5): 876-885.
- SÁNCHEZ, J. A.; DE MIGUEL, J. L.; Y MARTÍNEZ, F. J. (1987): *El drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica en la depresión terciaria del Ebro y procesos geológicos asociados*. II Congr. Geoquim. España. 3-8.
- SÁNCHEZ, J. A.; GARRIDO, E.; DE MIGUEL, J. L. Y JORGE, J. C. (1990): *La escorrentía natural en la zona oriental de Monegros: resultados de la aplicación de un programa de balance diario de agua en el suelo*. Mollada de Ciencias. Instituto de Estudios Altoaragoneses, Huesca.
- SÁNCHEZ, J. A.; MARTÍNEZ, F. J.; SAN ROMÁN, J. Y DE MIGUEL, J. L. (1988): *Manifestaciones hidrológicas e hidroquímicas de flujos subterráneos procedentes de formaciones poco permeables del terciario del Somontano de Huesca*. Estudios Geol.
- SÁNCHEZ, J. A.; SAN ROMÁN, J. Y GARRIDO, E. (1991): *Las lagunas del sector Alcañiz-Calanda como una manifestación hidrogeológica del drenaje de la cordillera ibérica en la depresión terciaria del Ebro*. Bol. Taller Arqueol. Alcañiz.
- SÁNCHEZ, J. A.; SAN ROMÁN, J.; DE MIGUEL, J. L.; Y MARTÍNEZ, F. J. (1990): *El drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica en la depresión del Ebro: aspectos geológicos*. Geogaceta.
- SÁNCHEZ, M. (1989): *Geomorfología de la depresión de Alfabra-Teruel-Landete y sus rebordes montañosos*. Tesis, Univ. Zaragoza.
- SÁNCHEZ, M. (1989): *Formas kársticas en la zona de Villalba Baja-Cuevas Labradas (Depresión de Alfabra-Teruel-Landete)*. Cuaternario y Geomorfología.
- SANCHO, C. (1985): *El piedemonte pliocuaternario en la región del Cinca (provs. de Huesca y Lérida): depósitos y evolución*. I Reun. Cuaternario Ibérico, Lisboa.

- SANCHO, C. (1986): *Geomorfología de la región Albalate de Cinca-Candasnos (prov.de Huesca)*. Cuad. Inv. Geográfica. Logroño.
- SANCHO, C. (1988): *Geomorfología de la CUENCA Baja del río Cinca*. Tesis, Univ. Zaragoza.
- SANCHO, C. (1989): *Deformaciones asociadas a la actividad diapírica cuaternaria del antidual de Barbastró (provincia de Huesca)*. Cuaternario y Geomorfología.
- SANCHO, C. (1990): *Análisis morfogenético de los caliches pleistocenos del sector oriental de la Depresión del Ebro*. Ins. Est. Ilerdenses.
- SANCHO, C., Y BENITO, G. (1990): *Factors controlling tafoni weathering in the Ebro Basin (NE Spain)*. Z. Geomorph.
- SANCHO, C. Y MELÉNDEZ, A. (1984): *Las costras calcáreas cuaternarias del Bajo Cinca (Prov. de Huesca)*. Bol. Geol. Min.
- SANCHO, C.; GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J. L. Y BURILLO, F. (1988): *A quantitative approach to scarp retreat starting from triangular slope facets (Central Ebro Basin, Spain)*. Catena. Supplement 13: 139-146. Braunschweig.
- SAN ROMAN, J. (1994): *Estudio hidrogeológico del interfluvio Queiles-Jalón (Zaragoza)*. Tesis doctoral.
- SEGURET, M. (1972): *Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité*. Tesis, Publ. Univ. Sciences Techniques du Languedoc, Montpellier. Série Géol. Struct., nº 2.155.
- SIMÓN, J. L. (1980): *Estructuras de superposición de plegamientos en el borde NE de la cadena Ibérica*. Acta Geol. Hisp.
- SIMÓN, J. L. (1981): *Reactivación alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Ibérica*. Teruel.
- SIMÓN, J. L. (1983): *Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel*. Teruel.
- SIMÓN, J. L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*. Tesis, publ. Institutio de Estudios Turolenses, Teruel.
- SIMÓN, J. L. (1989): *Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin*. Jour. Struct. Geol.
- SIMÓN, J. L. (1992): *Parque Geológico de Aliaga*. Folleto divulgativo, Gobierno de Aragón.
- SIMÓN, J. L. (1994): *Los pliegues superpuestos de la región de Aliaga*, en XXVIII Curso de Geología Práctica (GUTIÉRREZ, M. Y MELÉNDEZ, A.). Universidad de Verano de Teruel.
- SIMÓN, J. L. (1998): *Guía del Parque Geológico de Aliaga*. Ed: Ayto. de Aliaga, CEDEMATE y Dpto. Geología de la Univ. de Zaragoza.
- SOLER, M. Y PUIGDEFÁBREGAS, C. (1970): *Líneas generales de la geología del Alto Aragón occidental*. Pirineos. Jaca.
- SORIANO, A. (1986): *Geomorfología del piedemonte ibérico en el sector central de la Depresión del Ebro*. Tesis Univ. Zaragoza.
- SUBILS, J. (1963): *Operación Turlensis: Memoria de una Campaña Espeleológica*. Teruel.
- URQUIZA, A.; GARCÍA, R.; POZO, M.; Y LEGUEY, S. (1985): *Estudio mineralógico y textural de las mineralizaciones de hierro de la zona "tío Elías" del yacimiento de Ojos Negros (Teruel)*. Bol. Soc. Esp. Min.
- VALERO, B. (1991): Tesis, Univ. Zaragoza.
- VAN DE WEERD, A. (1976): *Rodent faunas of the Mio-Pliocene continental sediments of the Teruel-Alfambra region, Spain*. Utrecht Micropaleontological Bulletins. 216 pp.
- VAN DER LINGEN, G. J. (1960): *Geology of the Spanish Pyrenees, North of Canfranc, Huesca Province*. Estudios Geol.
- VIALLARD, P. (1978): *Tectogenèse de la Chaîne Ibérique: relations substratum-couverture dans une tectonique polyphasée*. C.R.A. cad. Sci. Paris.
- VILA, R.; VAL, F.; LLOBET, S.; Y COLL, J. (1991): *Candanchú-Canfranc*. Ed. Alpina, Granollers.
- VILA, R.; VALENZUELA, M. C.; Y PÉREZ, P. (1990): *Sierra de Guara I*. Ed. Alpina, Granollers.
- VILA, R.; VALENZUELA, M. C.; Y PÉREZ, P. (1990): *Sierra de Guara II*. Ed. Alpina, Granollers.
- VILA, R.; VALENZUELA, M. C.; PÉREZ, P.; Y COLL, J. (1984): *Ansó-Hecho-Belagua-Zuriza*. Ed. Alpina, Granollers.
- VILANOVA, J. (1874): *Observaciones sobre la teruelita de Teruel y el azabache y el ámbar de Utrillas*. Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.
- VILLENA, J. (1971): *Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo*. Tesis, Univ. Granada.
- VILLENA, J.; Y RAMÍREZ, J. (1974): *Estratigrafía del Cretácico de la región de Molina de Aragón*. I Simp. Cretácico Cord. Ibérica.
- ZUIDAM, R. A. VAN (1976): *Geomorphological development of the Zaragoza region, Spain*. I.T.C., Enschede.

Esta edición de
Puntos de interés Geológico de Aragón
se terminó de imprimir en el mes de diciembre de 2001,
en los talleres gráficos de INO Reproducciones
de Zaragoza