

MARÍA ASUNCIÓN SORIANO JIMÉNEZ

1. Introducción

En la Tierra hay una interacción continuada entre la parte sólida, líquida, gaseosa y biótica. Ello supone que cualquier modificación o alteración que afecte a uno de esos elementos influye en los demás. Por ello, antes de realizar un estudio general de cualquier región, es conveniente conocer muy bien sus características físicas dominantes. Las rocas sometidas a la acción del clima a lo largo del tiempo se alteran lo que producirá el desarrollo de diversos tipos de suelos y de relieves con morfologías que, en algunos casos, pueden caracterizar a una región.

Ello condiciona a su vez la instauración de diversas especies vegetales y animales y, por supuesto, la acción humana ejercida sobre ese entorno (explotación de recursos económicos, demografía, asentamientos, obras civiles, etc.).

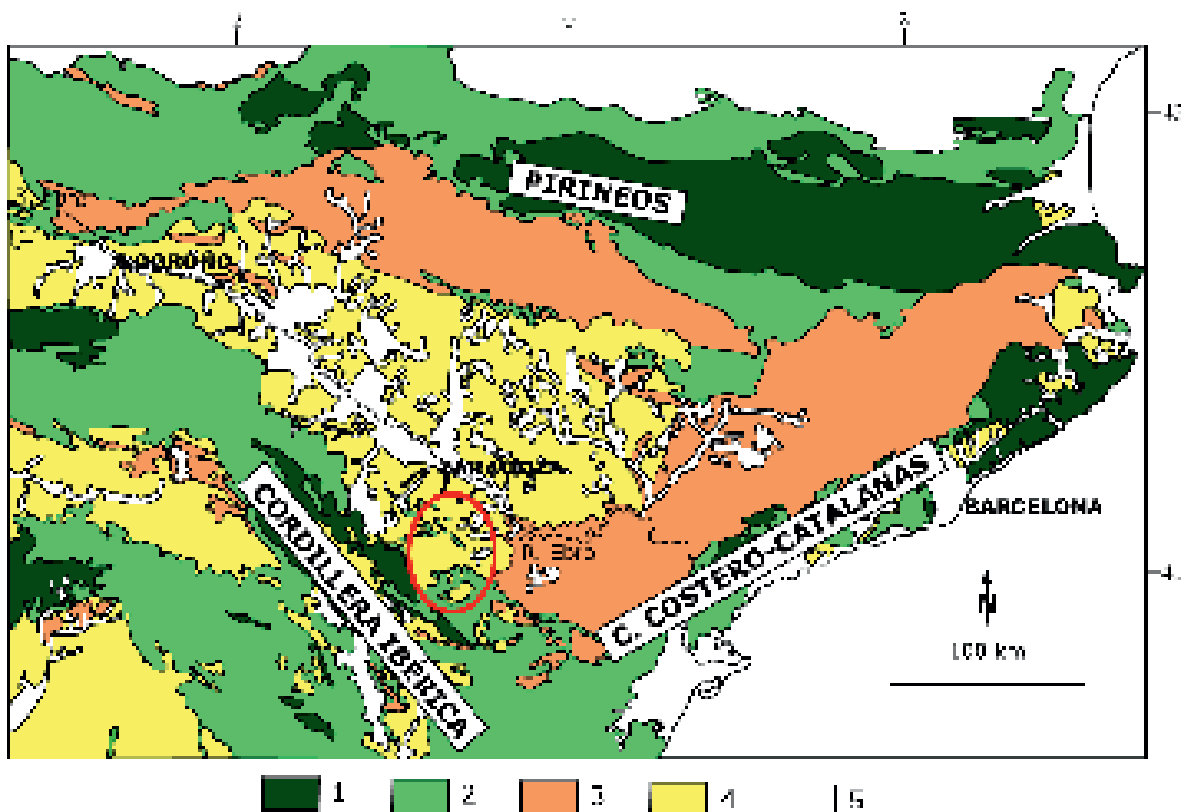
Buena parte de los acontecimientos geológicos que se han producido en la Tierra a lo largo del tiempo geológico, quedan registrados en sus rocas. La interpretación de esa información permite conocerlos (Historia Geológica). De forma esquemática, los procesos sufridos por los materiales se pueden agrupar en dos tipos: (1) aquellos que contribuyen a la alteración de las rocas, fragmentación, transporte, sedimentación y formación de rocas sedimentarias, es decir el ciclo geológico externo y (2) aquellos que producen la deformación de rocas preexistentes, generación de rocas a partir de la consolidación de un magma y elevación de todos estos materiales o ciclo geológico interno. La Geomorfología es una de las disciplinas incluidas dentro de la Geología cuyo objetivo es estudiar los procesos geológicos (acción del agua, viento, organismos) que actúan sobre las rocas y las formas que producen en ellas denominadas modelados.

La distribución de los continentes y océanos ha variado a lo largo del tiempo y ello condiciona la formación de diversas rocas y estructuras. Para explicar esos cambios se elaboró la teoría de la *Tectónica de Placas*. Es necesario comentar brevemente algunos aspectos de esta teoría para facilitar la comprensión de la Geología de esta

comarca. La capa más externa de la Tierra (*litosfera*) es rígida, está fragmentada en diversas placas y se desplaza como consecuencia del movimiento de las corrientes de convección que se producen en otra capa inferior, denominada *astenosfera*. Los límites de las placas se separan (*divergen*) en aquellas zonas donde surge nuevo material procedente de la astenosfera que se incorpora a las mismas. Otros límites se acercan (*convergen*) donde se consume parte del material formado, se deforman las rocas, se generan cordilleras, etc. Tras la formación de relieves, los diversos agentes erosivos, mencionados anteriormente, actuarán sobre las rocas iniciando el ciclo geológico externo.

2. Geología del Campo de Belchite

Desde un punto de vista geológico, casi la totalidad de la Comarca de Campo de Belchite está incluida dentro de la Cuenca del Ebro y tan solo las localidades más meridionales se hallan enclavadas en la Cordillera Ibérica. Existe un contraste importante entre ambas unidades condicionado por el tipo de rocas y por su estructura. Sin embargo, dentro de la zona considerada como Cuenca del Ebro es frecuente la presencia de afloramientos jurásicos que destacan entre las rocas propias del relleno de la cuenca, lo que le confiere un carácter especial.



Esquema de situación geográfico-geológico de la Cuenca del Ebro. 1: Paleozoico. 2: Mesozoico. 3: Paleógeno. 4: Neógeno. 5: Cuaternario. Con una elipse se indica la situación aproximada del Campo de Belchite.

2.1. Evolución geológica de la Cordillera Ibérica y de la Cuenca del Ebro

La Cordillera Ibérica.- Es una estructura alpina que está parcialmente arrasada (Sopeña y de Vicente, 2004) y cuya deformación, en general, es moderada. La edad de los materiales que la integran es muy variada y abarca desde el Precámbrico hasta el Cuaternario, aunque en esta zona son de edad, fundamentalmente, jurásica. A lo largo del Paleozoico se alternaron periodos distensivos y compresivos que generaron cuencas sedimentarias y plegamiento de los materiales, respectivamente (Álvaro, 1991). Desde finales del Paleozoico y durante el Mesozoico se produce una extensión (condicionada por la apertura del Océano Atlántico) que genera la formación de cuencas sedimentarias. Sin embargo, el acercamiento entre las placas Ibérica y Euroasiática en el Terciario causó el desarrollo de los Pirineos, la inversión de la estructura, que anteriormente eran extensionales, y la reactivación de las fallas transcurrentes generadas previamente (de Vicente *et al.*, 2004).

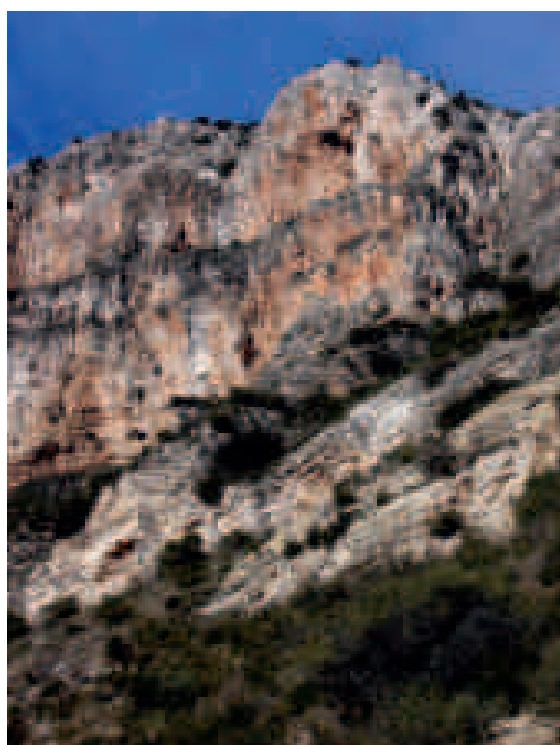
La Cuenca del Ebro.- La formación de esta cuenca estuvo condicionada por la situación de la placa Ibérica entre las placas euroasiática y africana, el desplazamiento de las mismas y su aproximación que dieron lugar, entre otros, al desarrollo de la Cadena Pirenaica. La Cuenca del Ebro representa la última fase de la evolución de la cuenca de antepaís surpirenaica (Pardo *et al.* 2004). Su forma es aproximadamente triangular y está conectada con la Cuenca del Duero por el corredor de la Bureba. Está limitada por los Pirineos, Cordillera Costero-Catalana y Cordillera Ibérica. Sus márgenes y estructura actual se establecieron entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior cuando los cabalgamientos de procedencia pirenaica alcanzan su emplazamiento. La actividad tectónica condicionó la relación entre los materiales sedimentarios que llegaban a la cuenca y la subsidencia de ésta. El espesor de relleno sedimentario es mayor en el margen norte de la cuenca (Quirantes, 1978; Riba *et al.*, 1983). Al sur de la zona central el relleno terciario es de unos 1000 m (Pardo *et al.*, 2004).

En el sector central de la cuenca hay poca subsidencia y una estructura casi tabular. Hay un desplazamiento progresivo de la sedimentación hacia el margen ibérico. En las proximidades de este margen el sustrato preterciario está afectado por cabalgamientos de tendencia preferente NO-SE y vergencia norte que condicionan la sedimentación paleógena y afectan incluso, al relleno neógeno determinando la emersión local de dicho sustrato como paleorelieves entre las formaciones miocenas. Desde el Eoceno superior la cuenca del Ebro dejó de estar conectada con el Océano Atlántico y paso a ser una cuenca continental. Durante este tiempo, desde los márgenes montañosos llegaban cursos fluviales y aluviales a la cuenca que provocó la acumulación de depósitos detríticos de diverso tamaño de grano (gravas, arenas y lutitas). En la zona central de la cuenca, más alejado de las zonas montañosas, dominaban lagos de poca profundidad en los que por evaporación se generaron evaporitas y carbonatos. La Cuenca del Ebro se abrió hacia el mar Mediterráneo hace 12,5 - 8,5 millones de años (García-Castellanos *et al.*, 2003). Desde ese momento se instala el sistema fluvial del Ebro, causando una erosión importante desde final del Terciario hasta la actualidad y favoreciendo durante el Cuaternario el desarrollo de niveles de terrazas y de glaciares.

2.2. Litología y estructura de los materiales de la Cordillera Ibérica y de la Cuenca del Ebro

Cordillera Ibérica.- Todos los materiales que integran la Cordillera Ibérica en esta zona son mesozoicos y, fundamentalmente, jurásicos, con la excepción de las inmediaciones de Moneva, donde aflora Triásico. Dado que es el Jurásico la edad dominante de los materiales, se van a dar unos rasgos generales de sus características más importantes en la zona (Gómez, 1991).

Jurásico inferior.- Comienza con dolomías, brechas dolomíticas y evaporitas y sobre ellas hay calizas y margas. En las últimas hay muchos fósiles (bivalvos, gasterópodos, braquiópodos, crinoides, belemnites, ammonites, etc.). En general, todos estos materiales se sedimentaron en zonas marinas próximas a la costa. Aflora en el anticlinal de Belchite, entre Moyuela y Moneva y en la Sierra de Arcos.



Calizas jurásicas plegadas al oeste de Valmadrid

Jurásico medio.- Hay niveles de calizas, margocalizas y oolitos ferruginosos. Contienen restos fósiles variados y abundantes (como en el anterior). El ambiente en que se formaron estos materiales es marino de plataforma de profundidad variada. Estos materiales se encuentran en el anticlinal de Belchite, en la Sierra de Arcos y entre Moneva y Ventas de Muniesa.

Jurásico superior.- Integrado por margas, calizas, margocalizas, calizas bioclásticas y oncolíticas, con diversos tipos de fósiles. Estas rocas se formaron en ambientes de plataforma con profundidad variada. Se pueden reconocer entre Moneva y Ventas de Muniesa, en la Sierra de Arcos, en Fuendetodos, Valmadrid y Puebla de

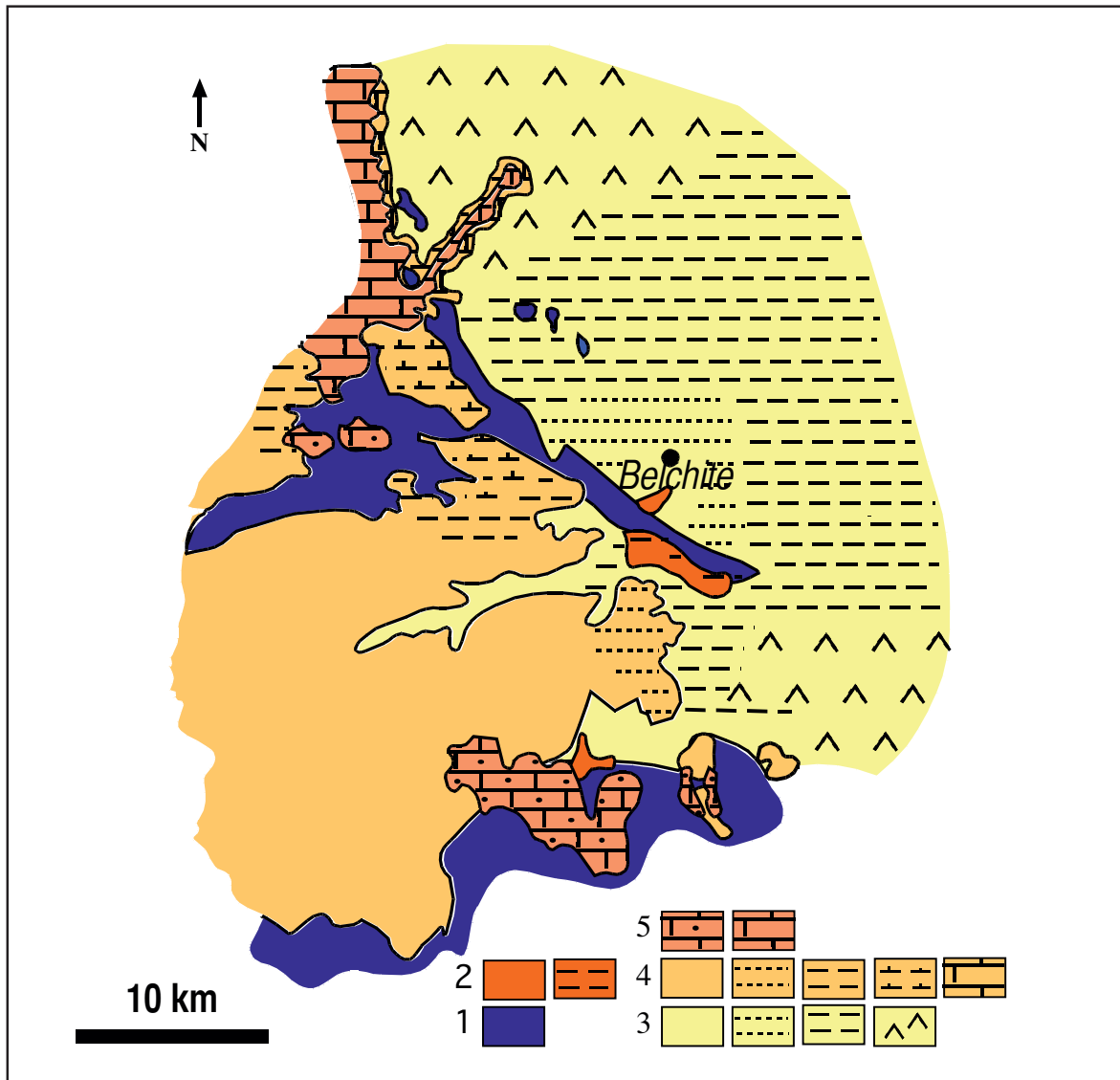
Albortón. Precisamente, en los niveles más recientes del Jurásico superior de esta última población es donde se extrae la roca ornamental denominada *Piedra de la Puebla de Albortón* (Gisbert, 2004).

Cuenca del Ebro.- La edad de los materiales de la Cuenca del Ebro es Terciario y Cuaternario (estos últimos se describirán en el apartado de Geomorfología) y, en general, tienen una disposición horizontal. Para estudiar en detalle las rocas terciarias, se han utilizado diferentes métodos a lo largo del tiempo. El estudio de Quitantes (1978) se basa en la litología de los materiales aflorantes, si bien no toda la comarca está incluida en él. Posteriormente, se diferencian unidades

Página siguiente:

Vista aérea de la Hoz de la Puebla (*cluse*). A la derecha, canteras de *Piedra de la Puebla de Albortón*





Esquema donde se muestra el mesozoico y las unidades tectosedimentarias identificadas por Pérez (1989) en el Campo de Belchite (modificado). 1: Jurásico. 2: T₄ (conglomerados y lutitas, respectivamente). 3: T₅ (conglomerados, areniscas, lutitas y yesos, respectivamente). 4: T₆ (conglomerados, areniscas, lutitas, margo-lutitas y carbonatos, respectivamente). 5: T₇ (calcarenitas y carbonatos, respectivamente).

tectosedimentarias en las que se detectan cambios evolutivos observados a escala de cuenca (Pardo *et al.*, 2004). En la cartografía del plan MAGNA se distinguen unidades a partir de la ordenación vertical rítmica que observan en las rocas sedimentarias, no obstante tampoco están incluidas en estos estudios toda el área de esta comarca. Por ello se describirán brevemente las unidades tectosedimentarias de esta zona. De manera general, se observa en el contacto de la Cuenca del Ebro con la Cordillera Ibérica materiales detríticos de grano grueso, disminuyendo su tamaño hacia el centro de la cuenca que se han generado a partir de abanicos aluviales. En la zona central de la cuenca dominan rocas formadas por precipitación química en lagos (evaporitas y carbonatos).

La unidad más antigua que se identifica en esta comarca es la denominada T₄ (Pérez, 1989). Su edad es Paleógena y está integrada por conglomerados y lutitas

plegados. Se localiza en el embalse de Moneva y en el anticlinal de Belchite. El tránsito de Paleógeno a Neógeno se produce dentro de esta unidad. En las unidades neógenas los materiales se disponen horizontales o subhorizontales. La más antigua (T_5) ocupa gran extensión y presenta litologías diversas según la zona de la cuenca que se considera. De esta manera hay conglomerados en el entorno de Moneva y Belchite, areniscas en Belchite, lutitas en la zona de Puebla de Albortón, Belchite y Lécera y yesos en Valmadrid, Puebla de Albortón e inmediaciones de Lécera. La siguiente unidad (T_6) se sitúa, principalmente, en el borde meridional de la Cuenca del Ebro. Con litologías variadas, conglomerados (en las proximidades de la Cordillera Ibérica), areniscas en el entorno de Lécera, lutitas al sur de Almonacid de la Cuba, lutitas y carbonatos en las cercanías de Azuara y la Puebla de Albortón y carbonatos en la zona de la Plana. Por último, la unidad T_7 consta de rocas carbonatadas que son calcarenitas en las cercanías del embalse de Moneva y calizas y margas en La Plana (sector de Fuendetodos, Valmadrid, la Puebla de Albortón). Las tres son de edad miocena (Pérez, 1989).

Estructura de los materiales.- En el Paleógeno hay etapas de deformación que generan estructuras (pliegues y cabalgamientos) con dirección preferente NO-SE (anticlinal de Belchite, Sierra de Arcos) y en menor medida E-O (Fuendetodos) que afectan al Mesozoico y al Paleógeno. Posteriormente, durante el Mioceno inferior-medio hay una nueva fase que genera pliegues de dirección aproximada N-S (Valmadrid, Puebla de Albortón y domo de Moneva). En los márgenes de algunos de los pliegues hay fallas normales (Fuendetodos, Belchite) tal como indican Gutiérrez *et al.* (1986) y Cortés (2005). La fracturación del orógeno hercínico tuvo gran influencia en la evolución alpina de la cadena ya que condicionó la localización de la deformación en la compresión que se produjo en el Terciario.



Vista aérea del parcialmente erosionado domo de Moneva. Muestra en su núcleo los materiales poco resistentes del Triásico superior (yesos y arcillas), donde la erosión ha sido mayor y sobre ellos se disponen rocas carbonatadas más resistentes, que dan lugar al resalte topográfico. Tal morfología es la causa de la denominación local de “volcán”.

En general aquellos materiales generados durante el Mioceno están horizontales o subhorizontales. Buena parte de ellos están afectados por fracturación, lo que se refleja muy claramente en la presencia de lineamientos detectados mediante imágenes de satélite y que son el reflejo superficial de fallas de zócalo (Arlegui y Soriano, 1998). Buena parte de estos lineamientos tienen dirección NO-SE, pero también hay N-S y NE-SO. A menor escala se observan diaclasas con orientaciones variadas.

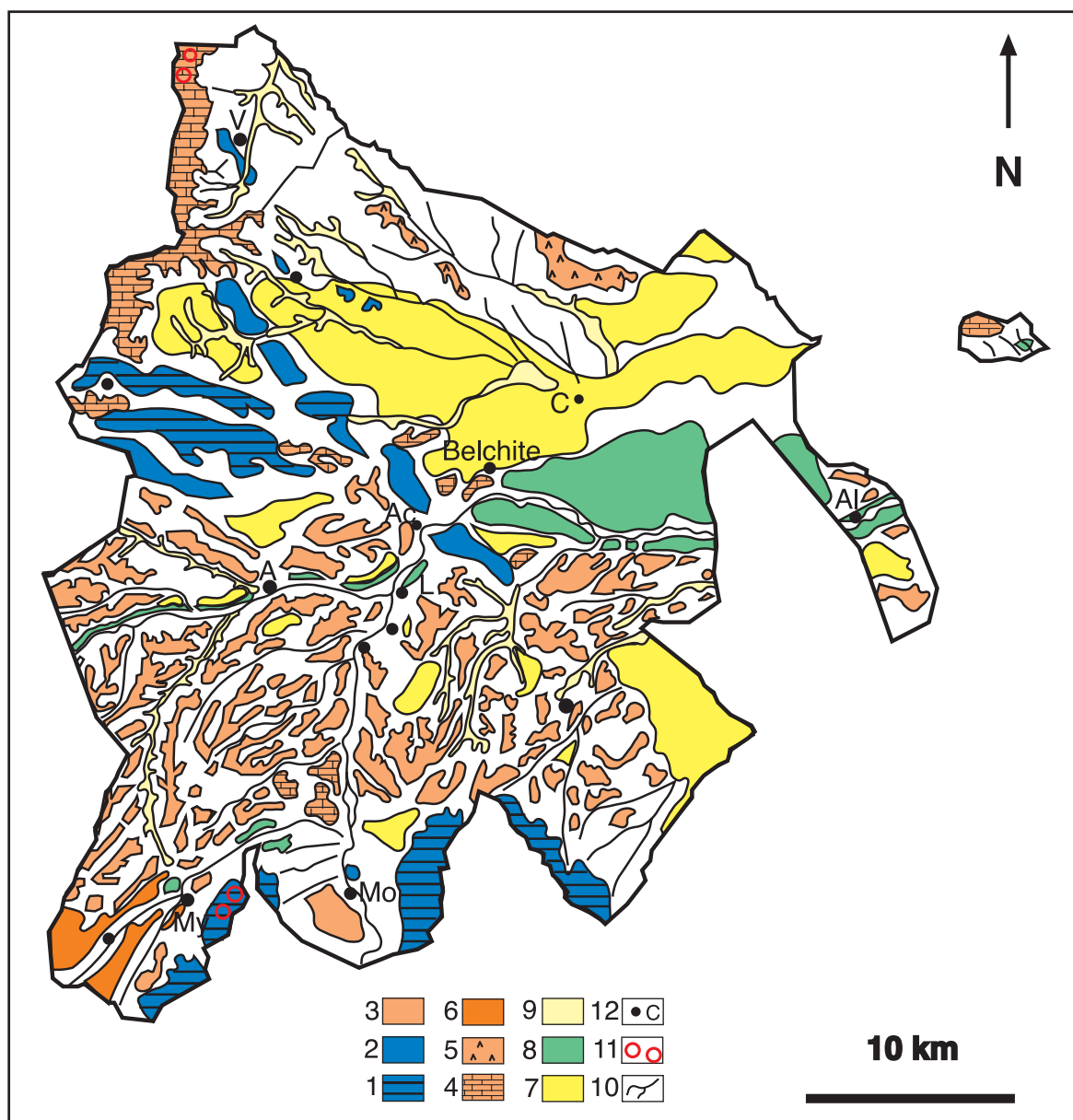
3. ¿Un impacto meteorítico en Azuara?

En 1985 diversos autores publicaron un artículo científico en el que se exponía el origen meteorítico de la cubeta de Azuara. A éste siguieron otros en que se aportaron nuevos datos para corroborar esa hipótesis. Sin embargo, otros autores no comparten esta opinión y exponen sus argumentos sobre el origen estructural o el origen endógeno de dicha cubeta. A continuación se expone brevemente alguno de los argumentos expresados por los partidarios de unas y otras para explicar el origen de la estructura presente en esta región.

A lo largo de diversos trabajos (seleccionamos Ernstson et al, 1985 y Ernstson y Fiebag, 1993) indican los siguientes hechos que apoyan la idea del *impacto meteorítico*: forma circular, estratigrafía invertida de los bordes, presencia de brechas, deformaciones a escala microscópica, anomalías gravimétricas negativas, metamorfismo, presencia de *ejecta*, etc. Por otra parte, los defensores de las ideas *estructuralistas* indican que la cubeta de Azuara es un sinclinorio situado entre sendos anticlinales, que la traza arqueada de los pliegues se explica estructuralmente, que la sedimentación de las unidades terciarias se produce durante el levantamiento de las estructuras de los límites de la cubeta, que las megabrechas del borde mesozoico corresponden a una formación del Jurásico inferior que se encuentra en toda la Cordillera Ibérica, que los datos gravimétricos están incompletos, que los materiales de la supuesta *ejecta* se forma mediante procesos sedimentarios, etc. (Aurell *et al.*, 1993). Finalmente, Sánchez Cela (1997) presenta su idea *endogenista* y rebate los argumentos a favor del impacto meteorítico ya que no se han encontrado fragmentos metálicos exóticos, no se observan los rasgos de metamorfismo de choque ni los minerales que se habrían formado bajo condiciones de alta presión y temperatura, las anomalías gravimétricas podrían tener orígenes no relacionados con el impacto y las brechas atribuidas al impacto se encuentran en un nivel estratigráfico concreto en toda la Cordillera Ibérica y no se han formado bajo condiciones de alta presión o temperatura. Por tanto, parece evidente que la controversia sobre esta estructura no está resuelta (Cortés *et al.*, 2002) y que se debe considerar como una estructura de impacto sin verificar y, por tanto, no se debe incluir dentro del catálogo de los impactos meteoríticos en la Tierra.

4. La Geomorfología de Campo de Belchite

Los materiales, su disposición y los agentes erosivos que han actuado sobre ellos a lo largo del tiempo, son los condicionantes del desarrollo de modelados. Ya se ha indicado que la comarca de Belchite queda enclavada en la Cuenca del Ebro y en la Cordillera Ibérica debido a su extensión. La litología del sector incluido en la Cuenca del Ebro es muy variada ya que abarca materiales formados en sus márgenes (conglomerados y areniscas al sur y oeste de Azuara, p. ej.) con otros característicos del centro de la misma (yesos, margas y calizas en el entorno de Valmadrid-La Puebla de Albortón). Además, se encuentran los afloramientos



Esquema geomorfológico de Campo de Belchite (modificado a partir de Peña *et al.* 2002, Soriano, 1990). 1: Superficie de erosión. 2: Relieves estructurales en materiales plegados. 3: Relieves estructurales horizontales en rocas detríticas. 4: Relieves estructurales horizontales en rocas carbonatadas. 5: Relieves estructurales horizontales en rocas yesíferas. 6: Pliocuaternario. 7: Niveles de glaciares. 8: Niveles de terrazas. 9: Vales. 10: Incisión lineal. 11: Campos de dolinas. 12: Núcleo de población. Se han indicado con iniciales algunas de las localidades. A: Azuara. Ac: Almonacid de la Cuba. Al: Almoche. C: Codo. L: Letux. Mo: Moneva. My: Moyuela. V: Valmadrid.

jurásicos en la mitad norte de la comarca que destacan en ese relleno terciario y, por supuesto, aquellos que pertenecen al límite de la Cordillera Ibérica. Todo ello va a condicionar los modelados que se desarrollan en la zona observándose unos contrastes netos entre las áreas consideradas. Así, en la parte norte el paisaje está caracterizado por la presencia de relieves estructurales y de vales que los erosionan. En la zona comprendida entre Almonacid de la Cuba, Belchite y Lécera además de los relieves estructurales en materiales terciarios se observa un desarrollo de extensos glacis que erosionan a los anteriores. La zona sur aparece dominada fundamentalmente por los relieves estructurales sobre rocas terciarias y mesozoicas. A continuación se van a describir los modelados más importantes que se encuentran en esta comarca.

Superficies de erosión.- Son extensas áreas aplanadas que han sido arrasadas por procesos erosivos variados. Para su formación es necesario que la estabilidad tectónica de la región se mantenga durante un periodo de tiempo dilatado. En esta comarca se han reconocido dos superficies de erosión. La más antigua puede verse en las proximidades de Almonacid de la Cuba donde los materiales plegados de edad paleógena están arrasados y recubiertos por materiales horizontales neógenos (Gutiérrez y Sancho, 1989). En un tramo del río Cámaras, entre Nogueras y Villar de los Navarros, donde la acción erosiva del río permite su observación Gutiérrez (1989) identifica una superficie entre el Paleozoico y el Neógeno. En ambos casos denominan a esta superficie *intramiocena*. En las proximidades de la Comarca de Belchite se han observado hechos similares. Así, Soriano (1990) denomina S_1 a una superficie de este tipo reconocida en el valle del Huerva, entre el Mesozoico y Paleógeno plegados sobre los que se disponen el Mioceno horizontal.

A finales del Terciario, se desarrolla otra superficie de erosión a la que Soriano (1990) denomina S_2 y que se conserva sobre alguno de los afloramientos mesozoicos de la zona tales como Fuendetodos, Belchite, Moneva y Moyuela. Su elaboración coincide con un periodo de calma tectónica. Al norte de Fuendetodos (Soriano, 1990) se observa que la superficie enrasa con el techo de la sedimentación carbonatada terciaria de la zona (anticlinal de Mezalocha con las calizas de la Plana). Esta superficie se identifica en amplias zonas de la Cordillera Ibérica recibiendo el nombre de *Superficie de erosión fundamental* (Peña *et al.*, 1984). Sobre ella se ha desarrollado karstificación (Gutiérrez, 1989).

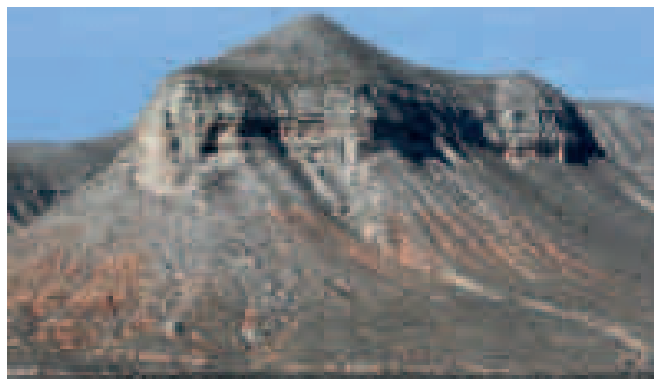
Posteriormente, hay etapas de inestabilidad tectónica que provocan la deformación de los materiales de la zona y el encajamiento sobre la superficie S_2 de otra nueva superficie de erosión S_3 (Soriano, 1990) que se reconoce en la proximidad de esta comarca (valle del río Huerva) y que afecta también a las calizas de la Plana al NO de Valmadrid.

Pliocuaternario.- Se identifica en las inmediaciones de Plenas y Moyuela, aunque al oeste de Azuara (pero dentro de la comarca del Campo de Cariñena) también se reconoce. Forman una superficie con inclinación del 2% que erosiona a los materiales infrayacentes, tal como se ve en los márgenes de río Moyuela, entre

Plenas y Moyuela (Gutiérrez, 1989). Está integrado por materiales detríticos y a techo se desarrollan costras carbonatadas. Son el resultado de periodos de intensa erosión en la Cordillera Ibérica depositándose abanicos aluviales en la Cuenca del Ebro. Su edad no está bien establecida pero se piensa que se generan en las inmediaciones del tránsito Terciario-Cuaternario, de ahí su denominación.

Modelados estructurales.- Estas formas están condicionadas por la resistencia que tienen las rocas frente a la erosión y por la disposición que presentan. Si las rocas sedimentarias están plegadas y hay una alternancia entre materiales resistentes y poco resistentes se formarán *cuestas*, *hog-backs* y *barras* si la inclinación de los estratos es inferior a 30°, en torno a 45° y en torno a 90°, respectivamente. En las estructuras plegadas que afloran en Fuendetodos, Valmadrid, Puebla de Albortón y cercanías de Almonacid de la Cuba hay varios ejemplos de ellas. Cuando la red fluvial cuaternaria secciona perpendicularmente a los anticlinales elabora *cluses* de gran profundidad (Almonacid de la Cuba, la Puebla de Albortón). Si el curso fluvial sigue la dirección de la estructura se generan *combes* (Fuendetodos y la Puebla de Albortón) y si en los flancos de los anticlinales hay pequeños torrentes que no alcanzan en su tramo superior a la divisoria de aguas reciben el nombre de *ruz* (presentes en la mayor parte de los afloramientos de materiales plegados de la comarca). En ocasiones entre ellos quedan restos de capas parcialmente erosionadas denominados *chevrons* que son frecuentes en el anticlinal de Belchite y en el domo (anticlinal con forma elíptica) de Moneva.

La mayor parte de los materiales que rellenan la Cuenca del Ebro tienen una disposición horizontal o subhorizontal. Ello da lugar a la formación de modelados estructurales tabulares de diversa extensión. Se han distinguido dos tipos de modelados horizontales: las *plataformas estructurales* con mayor superficie y las *mesas* con menor. En ambos casos la superficie coincide con el plano superior de una roca resistente. Para que estos modelados se desarrollen, es preciso que exista un contraste litológico importante, de tal forma que los materiales inferiores sean más blandos. Cuando hay alternancia de niveles más y menos resistentes se producen los denominados *relieves en graderío* en los que se observan una sucesión de cornisas y taludes de vertiente suave. Al norte de Fuendetodos, Puebla de Albortón y oeste de Valmadrid se encuentra el borde meridional de la extensa plataforma carbonatada de La Plana. Sin embargo, la zona comprendida entre las dos últimas localidades (denominada el Sillero) ha quedado reducida casi a una arista como consecuencia de la intensa erosión que ha sufrido en ambas vertientes. Además de ésta, cabe destacar los relieves al oeste y sur de Azuara, donde el material



Terciario horizontal con vertiente parcialmente regularizada y presencia de grandes bloques caídos. Se aprecia incisión. Cercanías de la Puebla de Albortón

resistente son conglomerados y areniscas. La presencia de pequeñas mesas es muy abundante sobre todo en el sector de Belchite-Lécera donde dominan aquellas con carbonatos a techo y también en el área de El Planico.

Formas fluviales.- Los cursos más importantes de la zona son el río Aguasvivas y sus afluentes los ríos Moyuela y Cámaras. El caudal de los mismos depende, fundamentalmente, de las precipitaciones lo que hace que con frecuencia estén secos al menos durante la época estival. El aprovechamiento de las aguas data ya de la época romana (s. I) con la construcción de la presa de Almonacid de la Cuba cuyo embalse se colmató a finales del s. II. Además, son muy abundantes los arroyos y barrancos de pequeñas dimensiones.

El río Moyuela, denominado así a partir de la confluencia en Moyuela del río Santa María y del río Seco, presenta una llanura aluvial de unos 200 m de anchura y un nivel de terraza situado a unos 15 m sobre el cauce actual. Está integrada por cantos y arenas.

El río Cámaras es un río *braided* o de cursos entrelazados, caracterizado por la presencia de barras dentro del canal que dividen a éste, con una amplia llanura aluvial. La margen derecha del río es más escarpada al estar limitado por las rocas detríticas terciarias. La margen izquierda es menos abrupta y en ella se observan dos niveles de terrazas que están constituidas por cantos y bloques (de hasta 50 cm de longitud), predominantemente de cuarcita y en menor proporción de caliza, englobados en una matriz areno-arcillosa y sobre ellos niveles de arenas y limos.

El curso del río Aguasvivas es meandriforme, si bien en las áreas en que atraviesa materiales mesozoicos (embalse de Moneva y anticlinal de Belchite) forma cañones profundos. Aunque cerca de su confluencia con el río Cámaras tiene dos niveles de terrazas, es a partir de la salida del río del anticlinal de Belchite, donde se observa un mayor número. En ese sector, Gutiérrez y Sancho (1989) diferencian seis niveles ya que piensan que el nivel culminante denominado el Saso corresponde a Pliocuaternario. Sin embargo, Peña *et al.* (2002) incluyen a éste como el nivel de terraza más antiguo. Las terrazas están encajadas y tienen poco desarrollo lateral. Presentan dominio de gravas con cantos de cuarcitas y de calizas jurásicas, principalmente. Los niveles más antiguos tienen costras carbonatadas a techo. En la zona ocupada por la colmatación del embalse (con una longitud de unos 5 km), los materiales son arcillas y arenas con cantos sueltos.

Por otra parte, en el área de El Planico, incluida en esta comarca se distinguen los cuatro niveles de terrazas más recientes pertenecientes al río Ebro. Forman pequeños cerros. Están integrados por gravas con composición muy variada y se intercalan niveles de arenas y limos. Se observa estratificación cruzada. A techo de los niveles antiguos se desarrollan costras carbonatadas.

Glacis.- Constituyen sin ninguna duda el modelado más representativo de esta comarca junto con los relieves estructurales. Se desarrollan en extensas superficies al pie de dichos relieves siendo las zonas del área de la Puebla de Albortón-



Al atravesar el río Aguasvivas el anticlinal de Bechite ha formado cañones, pozas y saltos de agua, como en el Pozo de los Chorros

Belchite-Lécera donde alcanzan mayor extensión. Se formaron por la actividad de cursos aluviales a lo largo del Cuaternario. Morfológicamente, se caracterizan por tener superficies de escasa pendiente que se encuentran al pie de una zona más elevada existiendo un fuerte ángulo entre ambas, y que se dirigen hacia un nivel de base local, presente o ausente, en la actualidad (van Zuidam, 1976). Pueden tener depósitos o carecer de ellos.

En el valle del río Cámaras se desarrolla un glacis de poca extensión longitudinal pero gran extensión lateral que parte de los relieves terciarios y enlaza con la terraza superior de dicho río. Está formado por gravas y algo de arena. Al noroeste de Azuara se encuentra otro nivel de glacis que se genera a partir de los relieves mesozoicos y terciarios de la zona y que está formado por gravas y niveles de arena. En ocasiones presenta costras carbonatadas a techo.

En el área comprendida entre la Puebla de Albortón y Belchite, Soriano (1990) identifica dos niveles de glacis en que hay acumulación de materiales y otro que carece de ellos (erosivo). Se observa un paso progresivo del nivel erosivo al nivel superior de acumulación. Se generan al pie de los relieves neógenos y jurásicos de la zona. En la zona deprimida situada entre Fuendetodos y la Puebla de Albortón se reconoce un nivel de acumulación. La pendiente media de estos glacis es del 2 al 3% y la erosión que sufren es variable, siendo muy elevada para el nivel superior y muy escasa para el inferior. Los materiales que los forman son niveles de gravas y arenas en el nivel superior y, limos y arenas con clastos en el inferior.

En el sector Belchite-Lécera los glaciares alcanzan gran desarrollo. Se diferencian cinco niveles (Gutiérrez y Sancho 1989) que suelen aparecer erosionados por la red fluvial actual quedando reducidos en algunos casos a estrechas franjas alargadas. Su orientación es diferente en función del área de procedencia a partir de la que se generan (mesozoica, terciaria y otros niveles cuaternarios). Sus dimensiones son variables y en algún caso (glaciar de Lécera) es de unos 20 km de longitud. La inclinación que tiene la superficie de los glaciares oscila entre 0,8 y 2%. Los depósitos están integrados por gravas, arenas y arcillas. En el caso de los glaciares de derrame que son los más modernos y ocupan las posiciones topográficas más bajas tienen una composición limo-arenosa y enlazan con los valles de fondo plano.

Valles de fondo plano o vales.- Es uno de los modelados más abundantes y característicos de la zona central de la Cuenca del Ebro. Su distintivo fundamental es un perfil en artesa, como consecuencia del relleno parcial por sedimentos del fondo de antiguos barrancos. Se encuentran con frecuencia en esta comarca, pero de manera especial al norte de la misma, entre las poblaciones de la Puebla de Albortón y Valmadrid, donde se observa una densa red de vales con morfología dendrítica. Precisamente esta segunda localidad se instala en el fondo de una val que es la de mayores dimensiones de este entorno y que alcanza 30 km de longitud total. El trazado de las vales es meandriforme cuando se forman sobre relieves terciarios no detríticos y lineales si lo hacen sobre rocas detríticas neógenas y niveles cuaternarios. En los límites de la comarca de Belchite, el relleno está siendo erosionado por la acción fluvial actual, si bien este proceso no es tan intenso como en el área del Huerva (Soriano, 1989). Ello permite ver el espesor y características del



Vales de la zona de La Puebla de Albortón

relleno (niveles de arenas y limos que contienen algún nivel con gravas de composición litológica variada). Estos depósitos se sedimentaron por la acción de corrientes efímeras y por aportes de vertientes.

Conos de deyección.- Con frecuencia en la desembocadura de los cursos de los barrancos y vales de la zona se desarrollan conos de deyección, cuya morfología vista en planta es muy similar a la de un abanico abierto. Su anchura no suele sobrepasar los 500 m. Los sedimentos por los que están formados varían en función de su área fuente pero, generalmente, están integrados por niveles de gravas y detríticos finos. Se observan, principalmente, en los márgenes del río Cámaras, en el área de Belchite-Lécera y en los márgenes de la val de Valmadrid.

Constituyen superficies de enlace entre las zonas elevadas y el fondo de valle. Por la erosión de los materiales, buena parte de ellas aparecen tapizadas por fragmentos de rocas procedentes de sus niveles culminantes. Sin embargo, algunas apenas presentan recubrimiento detrítico (desnudas). Es el caso de las desarrolladas sobre los materiales predominantemente yesíferos del entorno de Valmadrid. Las que sí se hayan recubiertas pueden estarlo de una forma parcial o total. Las primeras se observan al pie de los relieves estructurales horizontales calcáreos y de areniscas que tienen un escarpe vertical o subvertical por su elevada resistencia frente a la erosión. También al pie de los relieves jurásicos donde, alcanzan espesores de hasta 5 m y los materiales detríticos tienen estratificación. Las cubiertas totalmente se observan también sobre relieves estructurales horizontales y sobre los diferentes niveles cuaternarios de terrazas y glacis. La orientación es importante en el desarrollo de estas vertientes ya que aquellas orientadas al norte están tapizadas de detríticos, llegando a cubrirse toda la cornisa mientras que las orientadas al sur dejan un frente escarpado en su cima. Es frecuente que los depósitos de vertiente estén parcialmente erosionados por regueros y barrancos de distinto tamaño. Además, en ocasiones se observan caída de bloques y pequeños desprendimientos al pie de los relieves estructurales, en especial los mesozoicos, que están condicionados por la fracturación.

Karst.- Son las formas resultantes de procesos en los que domina la disolución de rocas solubles tales como carbonatos, yesos y sales. Por lo tanto, en esta comarca pueden desarrollarse sobre carbonatos mesozoicos y carbonatos y yesos terciarios. Se han identificado dos tipos de formas, las *dolinas* y el *lapiaz*. Las primeras son depresiones cerradas con morfología en planta redondeada. Siguiendo la clasificación de Cvijic (1893) son dolinas en cubeta (el diámetro es unas 10 veces mayor que la profundidad) se han reconocido sobre la superficie de erosión desarrollada en la Cordillera Ibérica. También se encuentran en las calizas terciarias de la Plana al norte de Fuendetodos. Los lapiaces son formas de menor tamaño con morfología muy variada. Los más frecuentes son: estructural (se produce el ensanchamiento de fracturas por disolución) oqueroso (tubos con distintas direcciones), en regueros (formando pequeños canales), de goteo (depresiones de 2 cm como máximo en la superficie horizontal de las rocas). En las calizas de



Lapiaz en yesos. Área de Valmadrid

la Puebla de Albornón (Soriano, 1985) definió el lapiaz alveolar constituido por oquedades de pequeño tamaño que se desarrollan en superficies perpendiculares de la roca. Por lo que respecta a los yesos, en ellos se han identificado tan sólo lapiaz en regueros y de goteo, teniendo estas dos formas un mejor desarrollo sobre ellos que sobre las calizas de la zona.

Costras carbonatadas.- Se generan en ambientes semiáridos y están integradas por depósitos de calcita que puede ser desde pulverulenta a bien cementada, generadas en un suelo, sobre sedimentos o rocas preexistentes (Esteban y Klappa, 1983). Hay desarrollo de costras a techo de los niveles de tránsito entre Terciario y Cuaternario y de diversos niveles cuaternarios.

En las terrazas más antiguas del río Aguasvivas, en las cercanías de Belchite, se encuentran costras carbonatadas con espesor variable, que en la zona apical del nivel superior alcanza 1,5 m de espesor disminuyendo éste hasta casi desaparecer en las zonas media y distal (Gutiérrez y Sancho, 1989). Estos autores consideran que un perfil tipo está constituido (desde la parte inferior a la superior) por una base canaliforme de gravas cementadas (costra brechoide) que pasa a costra pulverulenta con arenas y arcillas. En la parte superior se encuentra un nivel de costra laminada con retrabajamiento y nódulos. En el Pliocuaternalio de la zona de Plenas-Moyuela las costras tienen menor espesor (0,5 m) y se observan facies pulverulenta, brechoide, nodulosa y laminada (esta última a techo). Esta variedad de tipos de costras indica que en su formación han intervenido periodos en que se produce transporte y sedimentación de fragmentos de distinto tipo alternando con otros en que predominan los procesos de tipo pedogenético que reestructuran lo depositado anteriormente. Por último, se producen encharcamientos que facilitan la formación de costras laminadas a los que pueden llegar pequeños canales (Soriano y Meléndez 1985).

Otras formas.- En bastantes tramos de la margen derecha del río Cámaras se aprecia la existencia de relieves tipo *mallo* generados por la fracturación que afecta a los conglomerados y areniscas neógenos (Gutiérrez y Soriano, 1989). También se han reconocido *tafonis* y alvéolos en los niveles detríticos finos de esa zona (pequeñas oquedades con forma redondeada o elíptica, resultado de la meteorización de las areniscas). En algunos barrancos se observan procesos de *piping* o tuberías que son conductos, tanto horizontales como verticales, que se producen por el arrastre

mecánico de las partículas. Como consecuencia de procesos de hielo-deshielo que en la época invernal se producen con cierta frecuencia, sobre todo en zona de la Cordillera Ibérica y en el entorno de la Plana, se observan huecos alrededor de los cantos causados por el levantamiento por helada y su posterior asentamiento durante el deshielo.

Bibliografía

- ÁLVARO, M. (1991) "Tectónica". En: *Mapa y memoria explicativa de la hoja n° 49 (Daroca) del mapa geológico nacional a escala 1:200.000*. IGME
- AURELL, M.; GONZÁLEZ, A.; PÉREZ, A.; GUIMERÁ, J.; CASAS, A. y SALAS, R. (1993), "Discussion of 'The Azuara impact structure (Spain): New insights from geophysical and geological investigations' by K. Ernstson and J. Fiebag". *Geologische Rundschau* 82, 750-755.
- CORTÉS, A.L.; DÍAZ-MARTÍNEZ, E.; SANZ-RUBIO, E.; MARTÍNEZ-FRÍAS, J. y FERNÁNDEZ, C. (2002) "Cosmic impact versus terrestrial origin of the Azuara structure (Spain): A review". *Meteoritics and Planetary Science* 37, 875-894.
- CORTÉS, A.L. (2005) "Tectónica". En: *Mapa y memoria explicativa de la hoja n° 411 (Longares) del mapa geológico nacional a escala 1:50.000*. IGME.
- CVIJIC (1893) "The dolines". Traducido de *Geog. Abhandlungen* 5, 225-276. En: Sweeting, M.M. (ed.) 1981 *Karst Geomorphology*. Hutchinson.
- ERNSTSON, K.; HAMMANN, W.; FIEBAG, J. y GRAUP, G. (1985) "Evidence of an impact origin for the Azuara structure (Spain)". *Earth and Planetary Science Letters* 74, 361-370.
- ERNSTSON, K. y FIEBAG, J. (1993) "The Azuara impact structure (Spain): New insights from geophysical and geological investigations-Reply". *Geologische Rundschau* 82, 756-759.
- ESTEBAN, M. y KLAPPA, C.F. (1983) "Subaerial exposure environment". En: Scholle, P.A. *et al.* (eds.) *Carbonate depositional environments*, A.A.P.G. Memoir 33, 2-55.
- GARCÍA-CASTELLANOS, D., VERGÉS, J., GASPAR-ESCRIBANO, J. & CLOETINGH, S. (2003). "Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia)". *Journal of Geophysical Research*, 108 (B7), 2347-2365.
- GISBERT, J. (2004) *La piedra natural en Aragón*. 272 p. Gobierno de Aragón.
- GÓMEZ, J.J. (1991) "Sedimentología de carbonatos del Jurásico". En: *Mapa y memoria explicativa de la hoja n° 49 (Daroca) del mapa geológico nacional a escala 1:200.000*. IGME
- GUTIÉRREZ, M. (1989) "Geomorfología". En: *Mapa y memoria explicativa de la hoja n° 466 (Moyuela) del mapa geológico nacional a escala 1:50.000*. IGME
- GUTIÉRREZ, M. y SANCHO, C. (1989) "Geomorfología". En: *Mapa y memoria explicativa de la hoja n° 440 (Belchite) del mapa geológico nacional a escala 1:50.000*. IGME
- GUTIÉRREZ, M. y SORIANO, M.A. (1989). "Geomorfología". En: *Mapa y memoria explicativa de la hoja n° 439 (Azuara) del mapa geológico nacional a escala 1:50.000*. IGME
- GUTIÉRREZ, M; SIMÓN, J.L. y SORIANO, M.A. (1986) "Algunos aspectos de la tectónica neógena y cuaternaria en el sector central del Depresión del Ebro". *Bol. Geol. Y Min.* 97, 9-21.
- PARDO, G., ARENAS, C., GONZÁLEZ, A., LUZÓN, A., MUÑOZ, A., PÉREZ, A., PÉREZ-RIVARÉS, F.J., VÁZQUEZ-URBEZ, M. y VILLENA, J. (2004). "La cuenca del Ebro". En: Vera, J.A. (ed) *Geología de España*, IGME y Sociedad Geológica de España, Madrid, 533-543.

PEÑA, J.L.; GUTIÉRREZ, M.; IBÁÑEZ, M.J.; LOZANO, M.V.; RODRÍGUEZ, J.; SÁNCHEZ, M.; SIMÓN, J.L.; SORIANO, M.A. y YETANO, L.M. (1984) *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses. 149 p.

PEÑA, J.L.; PELLICER, F.; JULIÁN, A.; CHUECA, J.; ECHEVERRÍA, M.T.; LOZANO, M.V.; y SÁNCHEZ, M. (2002) *Mapa geomorfológico de Aragón*. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón. 54 p.

PÉREZ, A. (1989). *Estratigrafía y Sedimentología del Terciario del borde meridional de la depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 525 pp.

QUIRANTES, J. (1978) *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Institución Fernando el Católico. C.S.I.C. 200 p.

RIBA, O., REGUANT, S.; VILLENA, J. (1983) “Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro”. In: *Geología de España* (Madrid IGME), 131-157.

SÁNCHEZ CELA, V. (1997) “La estructura circular de Azuara (Zaragoza). Origen endógeno versus impacto”. *Boletín Geológico y Minero* 108, 121-128.

SOPEÑA, A. y DE VICENTE, G. (2004) “Cordilleras Ibérica y Costero-Catalanas. Rasgos generales”. En: Vera, J.A. (ed) *Geología de España*, IGME y Sociedad Geológica de España, Madrid, 467-470.

SORIANO, M.A. (1985) “Tipos de lapiaz generados en las cercanías de Zaragoza”. *Acta Geol. Hisp.* 20, 131-139.

SORIANO, M.A. (1989) “Infilled valleys in the central Ebro basin (Spain)”. *Catena*, 116. pp. 357-367.

SORIANO, M.A. (1990) *Geomorfología del sector centromeridional de la Depresión del Ebro*. Institución Fernando el Católico. C.S.I.C. 269 p.

SORIANO, M.A. y MELÉNDEZ, A. (1985-86) “Les croûtes carbonatées finitertiaires et quaternaires du secteur meridional central de la Depresión de l’Ebre (Espagne)” *Géologie Méditerranéenne* XII-XIII, 127-135.

DE VICENTE, G.; VEGAS, R. y CASAS, A. (2004) “Cordilleras Ibérica y Costero-Catalanas. Estructura y evolución alpina de la Cadena Ibérica”. En: Vera, J.A. (ed) *Geología de España*, IGME y Sociedad Geológica de España, Madrid, 525-527.

VAN ZUIDAM, R.A. (1976) *Geomorphological development of the Zaragoza region, Spain. Processes and landforms related to climatic changes in a large Mediterranean river basin*. I.T.C. 221 p. Enschede.

