



MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD



Instituto Geológico
y Minero de España

INFORME GEOLÓGICO SOBRE LA POSIBLE DECLARACIÓN DEL ALTO TAJO COMO PARQUE NACIONAL

Versión Enero 2022

ÍNDICE

1. GEOLOGÍA

1.1. Marco geográfico y geológico regional

1.2. Geología de la zona de estudio

2. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DEL ALTO TAJO

2.1. Unidades fisiográficas-geológicas

Unidad Cañones fluviales (1)

Cañón principal (1.1)

Cañones secundarios (1.2)

Unidad parameras y vertientes (2)

Paramera *sensu stricto* (2.1)

Paramera baja (2.2)

Relieves estructurales lineales (2.3)

Muelas (2.4)

Vertientes irregulares (2.5)

Valles (3)

Fondos de valle (3.1)

Otros valles fluviales poco encajados (3.2)

Antrópico (4)

3.- IDENTIFICACIÓN, CARTOGRAFÍA Y CARACTERIZACIÓN DE LOS SISTEMAS NATURALES GEOLÓGICOS PRESENTES DE LOS RECOGIDOS EN EL ANEXO DE LA LEY 30/2014 DE PARQUES NACIONALES REPRESENTADOS EN EL TERRITORIO PROPUESTO COMO PARQUE NACIONAL

3.1. Sistemas naturales geológicos

3.1.1. Introducción

3.1.2. Cartografía de elementos de los sistemas naturales geológicos

3.2. Sistemas naturales geológicos presentes en el Alto Tajo

3.2.1. Cañones fluviales sobre relieves estructurales

Cañón principal (1.a)

Cañones secundarios (1.b)

Áreas acarcavadas (1.c)

Fondo de valle (1.d)

Meandro abandonado (1.e)

Cascadas, saltos de agua y rápidos (1.f)

Tobas fluviales (1.g)

Pliegues (1.h)

Relieves estructurales, crestas, cuevas (1.i)

Desprendimientos (1.j)

3.2.2. Sistemas naturales singulares de origen kárstico

Lapiaces (2.a)

Dolinas aisladas en embudo o de fondo plano (2.b)

Campos de dolinas y otras depresiones kársticas (2.c)

Cavidades kársticas (2.d)

Edificios tobáceos (2.e)

Laguna kárstica (2.f)

Surgencias y manantiales (2.g)

3.3. Lugares de interés geológico

4. APORTACIÓN, DESDE EL PUNTO DE VISTA GEOLÓGICO, DE LOS SISTEMAS NATURALES DE LA ZONA DE ESTUDIO AL CONJUNTO DE SISTEMAS NATURALES DE LA RED DE PARQUES NACIONALES DE ESPAÑA

4.1. Sistemas naturales geológicos representados en la red de parques nacionales

4.1.1. Sistema cañones fluviales sobre relieves estructurales en el Parque Nacional de Picos de Europa

4.1.2. Sistema cañones fluviales sobre relieves estructurales en el Parque Nacional de Ordesa y Monte perdido

4.1.3. Sistemas naturales singulares de origen kárstico en el Parque Nacional de Picos de Europa

4.1.4. Sistemas naturales singulares de origen kárstico en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido

4.2. Discusión: redundancia y aportación de los sistemas naturales geológicos presentes en la zona de estudio a la actual red de parques nacionales

5. DIAGNÓSTICO DEL ESTADO DE CONSERVACIÓN DE LOS SISTEMAS NATURALES PRESENTES

6. CONCLUSIONES

7. REFERENCIAS

1. GEOLOGÍA

1.1. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO REGIONAL

La zona de estudio se sitúa en el interior peninsular, abarcando el curso alto del río Tajo, aunque sin incluir su nacimiento (Fig.1). Se trata de una zona muy elevada, con existencia de extensas parameras y muelas que llegan a elevarse por encima de los 1.800 m de altitud, al tiempo que, en ella, convergen varias cuencas hidrográficas, como las del Júcar, Guadalquivir, Cabriel y, por supuesto, Tajo. Las extensas parameras están cortadas a cuchillo por el cañón del Tajo y otros tributarios tan encajados como el curso principal. El clima es mediterráneo pero muy condicionado por la elevada altitud, con una marcada estación seca en verano y dos máximos pluviométricos en otoño y primavera, de manera que presenta una importante continentalización. El régimen de temperaturas alcanza su mínimo en invierno con temperaturas muy bajas, siendo los veranos frescos y cortos. Así, las heladas no son excepción en ningún periodo del año, incluso en los meses de verano.



Figura 1. Ubicación de la zona de estudio (polígono rojo) en la cabecera del río Tajo.

La zona incluye una serie de unidades fisiográficas que serán descritas en detalle en el capítulo 2 pero, que de manera resumida y como introducción, son: 1)-muelas y parameras: generalmente cubiertas de densos bosques de pinar pero también con quejigal y sabina albar; alcanzan mayor desarrollo en la parte suroccidental de la zona de estudio pero adquieren mayor cota en la parte oriental. Presentan un intenso desarrollo del modelado kárstico y muy poco drenaje superficial precisamente por la infiltración kárstica. A pesar de su desarrollo como topografías predominantemente horizontales, suelen corresponder con estructuras plegadas pero arrasadas por la erosión; 2)-hoces y cañones: que interrumpen y aíslan dichas parameras y muelas, conformando una densa red de cursos fluviales encajados; 3)-relieves estructurales: si bien las parameras y muelas podrían ser un ejemplo, se independizan de esta unidad para referirse a zonas intensamente plegadas donde la estructura condiciona el

desarrollo del relieve de manera directa al no haber sufrido tanto los efectos del arrasamiento erosivo, condicionando totalmente la fisonomía de la zona e, incluso, la configuración de la red fluvial. Se trata, en conjunto de una unidad con un relieve más accidentado de lo que a primera vista podría parecer, en especial en la parte suroriental de la zona de estudio, donde las alineaciones tectónicas dan lugar a una serie de relieves paralelos separados por surcos menos elevados.

La zona de estudio se sitúa íntegramente en la unidad geológica de la Cordillera Ibérica. Esta es una de las 14 unidades principales de España (Fig.2).

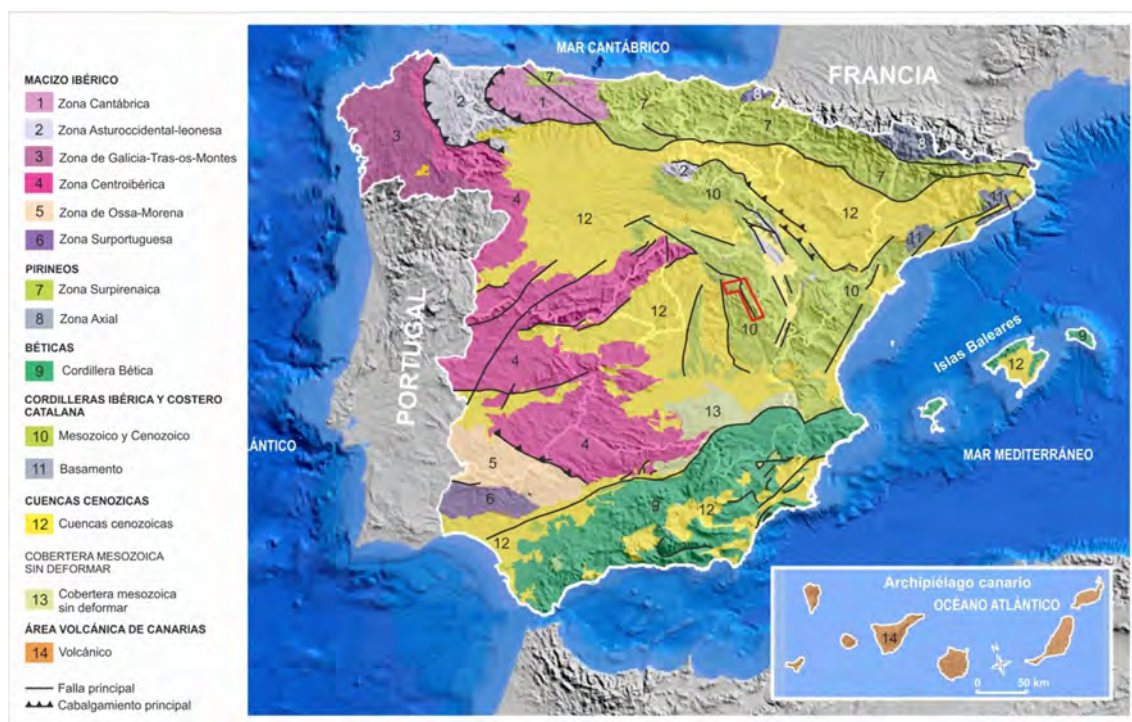


Figura 2. Unidades geológicas principales de España. La zona de estudio está marcada por el polígono rojo, íntegramente situada en la unidad de la Cordillera Ibérica, cerca de su confluencia con la Cuenca Cenozoica del Tajo. Fuente: IGME.

La Cordillera Ibérica forma un conjunto orográfico que conforma la divisoria natural entre tres de las grandes cuencas hidrográficas peninsulares (Ebro, Duero y Tajo) y otras menores que vierten al Mediterráneo (Simón, 2007). Se halla fragmentada en múltiples unidades que reflejan la compartimentación tectónica de la cadena (Ibáñez, 1981). A nivel general, pueden distinguirse las siguientes unidades (Simón, 2007; Fig.3): 1)-Macizo de Cameros-Demanda, formado por materiales esencialmente cretácicos y paleozoicos, que actúa como divisoria hidrográfica entre las cuencas altas del Ebro y el Duero y alcanza sus cotas máximas en San Lorenzo (2.271 m) y Urbión (2.223 m); 2) Rama Aragonesa, formada por dos grandes alineaciones de materiales paleozoicos y triásicos de dirección NO-SE que flanquean la cuenca terciaria de Calatayud; 3) Rama Castellana: extensa unidad delimitada por la cuenca del Tajo al SO, y las cuencas de Almazán, Jiloca y Turia al NE, donde afloran materiales de todo el Mesozoico, predominando el Triásico en el sector más occidental (Atienza-Molina de Aragón), el Jurásico en la Sierra de Albarracín y el Cretácico en la Serranía de Cuenca (Simón, 2007).

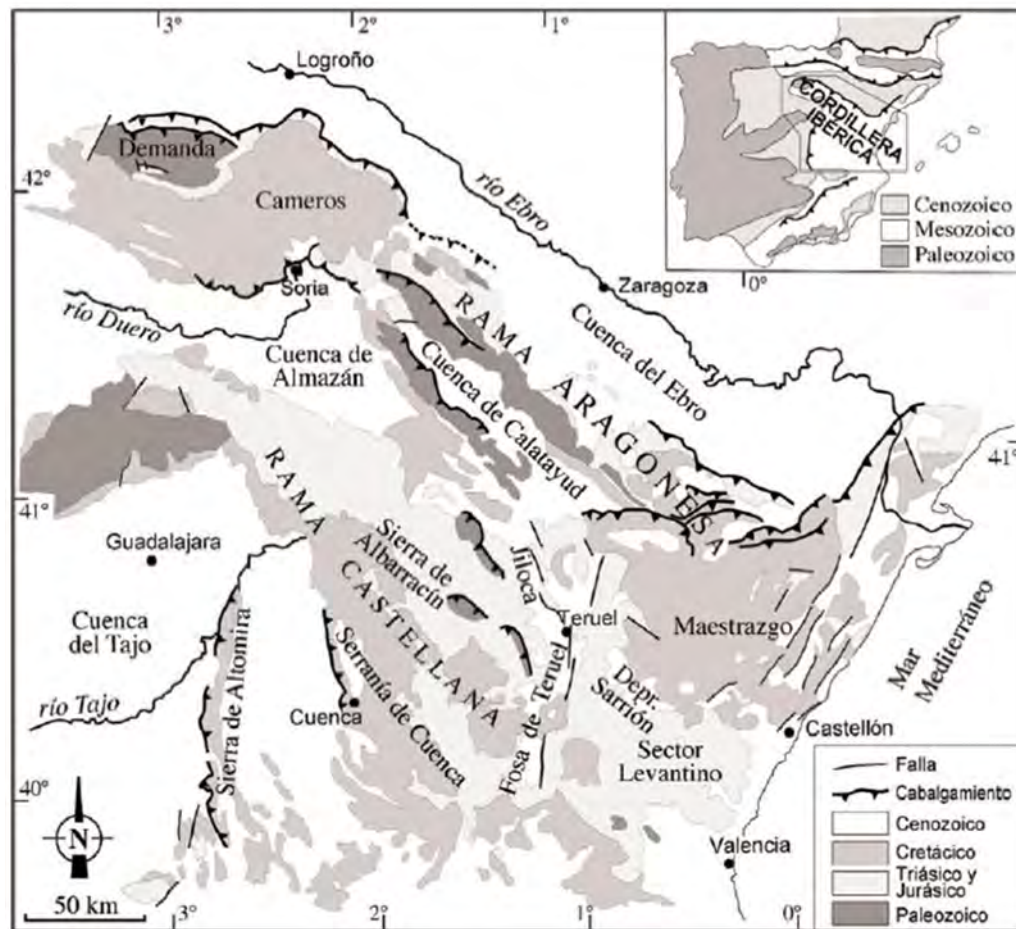


Figura 3. Grandes unidades morfo-estructurales de la Cordillera Ibérica. Extraído de Simón (2007).

El relieve de la Cordillera Ibérica es, en general, poco contrastado, con cumbres que se elevan por encima de los 2.000 m de altitud en torno a las cuales se extienden extensos altiplanos o parameras a cotas entre los 1.000 y 1.600 m, cortados por profundas incisiones fluviales que suponen el origen de los mayores desniveles de la cordillera (Simón, 2007). Este relieve ha ido conformándose a lo largo de la evolución geológica alpina de la cadena, particularmente con la concurrencia de los procesos orogénicos y erosivos del Cenozoico.

Desde el punto de vista geológico, la Cordillera Ibérica es una cadena alpina intraplaca, de dirección general NO-SE y doble vergencia (Fig. 3), que se caracteriza por (Liesa et al., 2018): 1)-una ausencia casi total de sedimentos mesozoicos y cenozoicos asociados a facies profundas, predominando los de plataforma somera y ambientes transicionales sobre los lacustres y aluviales; 2) una deformación total moderada, con presencia muy escasa de esquistosidad alpina y carencia casi total de metamorfismo; y 3) un contraste manifiesto entre el estilo estructural del zócalo y el de la cobertera. Es considerada como una cadena de tipo intermedio entre las cadenas propiamente alpinas (Pirineos, Béticas), con alto grado de deformación, y las áreas de plataforma poco o nada deformadas (Julivert et al., 1972; Julivert, 1978). De hecho, junto con la Cordillera Costera Catalana y el Sistema Central, la Cordillera Ibérica constituye la mayor zona de deformación en el interior de la Placa Ibérica durante la compresión cenozoica (Capote et al., 2002; De Vicente et al., 2004). La Cordillera Ibérica fue una zona que registró una importante subsidencia diferencial asociada a distintas etapas de rifting, de modo que durante la etapa de acortamiento cenozoico se produce la inversión de

las cuencas mesozoicas (genéricamente agrupadas con el término Cuenca Ibérica) para dar lugar a la Cordillera Ibérica (Liesa et al., 2018).

Así, la orogenia Varisca estructuró los materiales del zócalo y formó las líneas principales que serían reactivadas en el ciclo tectónico alpino. Este, por su parte, se inicia durante Pérmico superior y Triásico inferior con el desarrollo de un graben que se rellena con sedimentos clásticos, colmatándose con los materiales del Muschelkalk y Keuper. El final del Triásico corresponde de nuevo con una fase subsidente, que evoluciona desde los procesos de rifting iniciales a una etapa de subsidencia térmica que se mantendrá hasta finales del Jurásico (Álvaro, 1997). Durante el Jurásico superior y el Cretácico inferior tuvo lugar un nuevo proceso de rifting relacionado con la apertura del Golfo de Vizcaya, dominando la sedimentación detrítica en el Cretácico inferior. Sin embargo, en el Superior se reinstalarían las condiciones marinas carbonatadas. Los esfuerzos de la Orogenia Alpina empezaron a deformar a todo este conjunto durante el Paleógeno y Mioceno inferior. La deformación polifásica afecta tanto a la cobertera como al zócalo, dando lugar a diversas estructuras como pliegues, fallas cabalgamientos y otros rasgos menores. Entre las direcciones de fracturación predominantes destacan NO-SE y NE-SO a NNO-SSE. Durante el Mioceno se reiniciaron los procesos distensivos, teniendo lugar una reactivación de las fallas preexistentes y creándose cuencas sedimentarias que se colmatarían de materiales y en los que son evidentes rasgos de actividad neotectónica (Álvaro, 1997).

El desarrollo de la Cordillera Ibérica durante el Cenozoico (hasta el Mioceno inferior) y su estructura compresiva muestran una gran complejidad y variabilidad espacial reflejo del acercamiento entre las placas Europea, Ibérica y Africana (Álvaro et al., 1979; Salas y Casas, 1993; Salas et al., 2001; Capote et al., 2002). La convergencia de dichas placas, junto con la traslación hacia el este a partir de la Dorsal Atlántica, inducen y transmiten desde los bordes de la Placa Ibérica hacia el interior de la misma distintos campos de esfuerzos compresivos intraplaca, que tienen una distribución heterogénea en la región y variaciones espaciales de las trayectorias del esfuerzo principal. Bajo estos campos compresivos, se produjo la reactivación inversa de las fallas extensionales que condujo a la inversión positiva de las cuencas mesozoicas ibéricas (e.g., Casas y Simón, 1992; Casas, 1993; Guimerà et al., 1995, 2004; Casas et al., 2000; Liesa et al., 2018) y a la estructuración compresiva de la cadena. Dicha estructura está caracterizada por una dirección principal de pliegues, desgarres y cabalgamientos de orientación NO-SE o ibérica a la que se le superpone, especialmente en la Cordillera Ibérica centro-oriental, una segunda familia de pliegues y cabalgamientos E-O a ENE-OSO transversos (Simón, 1980, 1982, 2004; Guimerà, 1988; Simón et al., 1998; Capote et al., 2002; Liesa, 2011a).

1.2. GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se sitúa en la subunidad denominada Rama Castellana (Fig.4). Una de sus principales características son los aplanamientos erosivos post-orogénicos que arrasaron ampliamente las estructuras compresivas (Simón, 2007). Forman las vastas parameras de Molina de Aragón (Guadalajara) y la Serranía de Albarracín, situadas a altitudes entre 1.200 y 1.500 m (ocasionalmente incluso más altas) y frecuentemente afectadas por procesos kársticos.

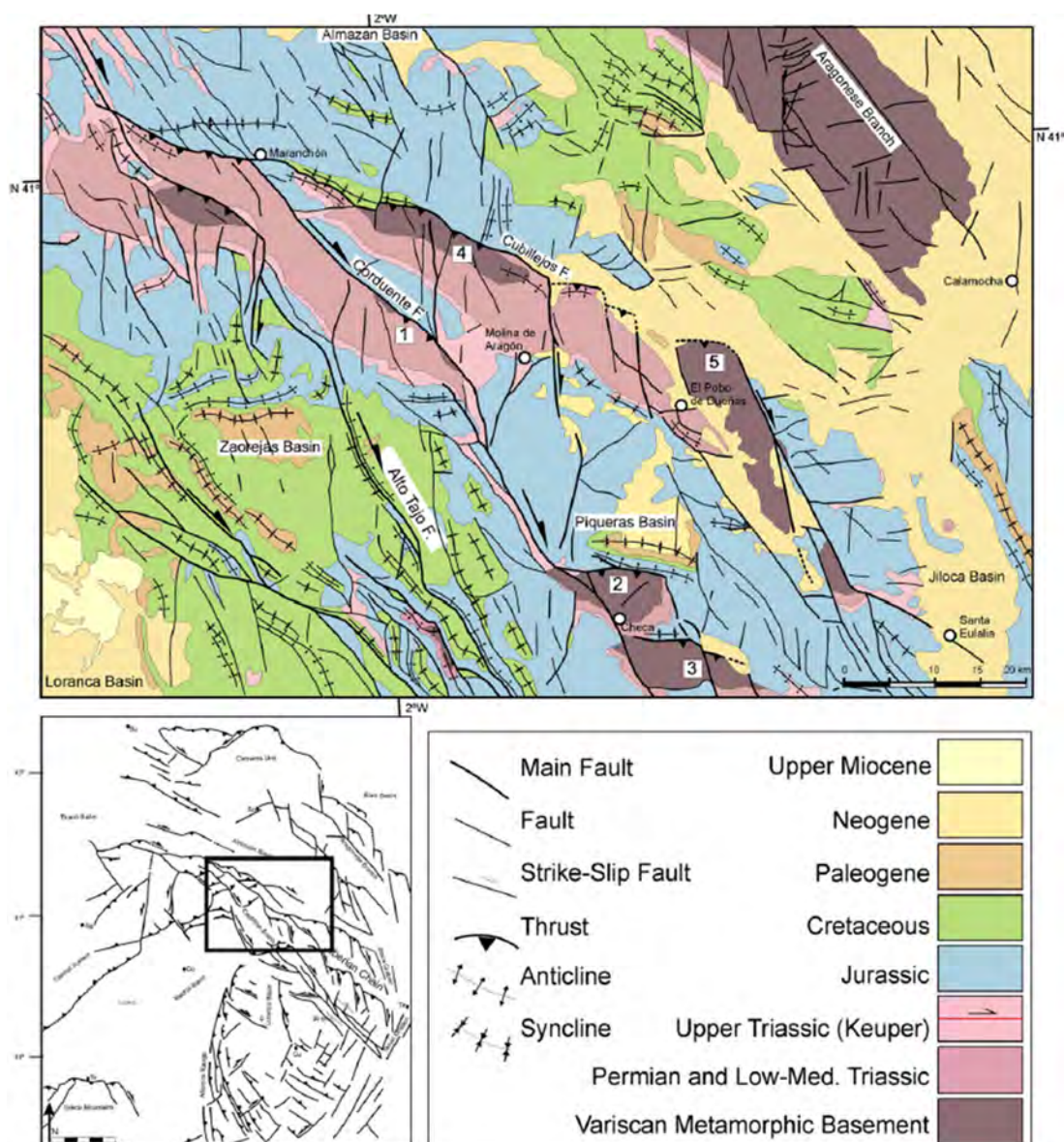
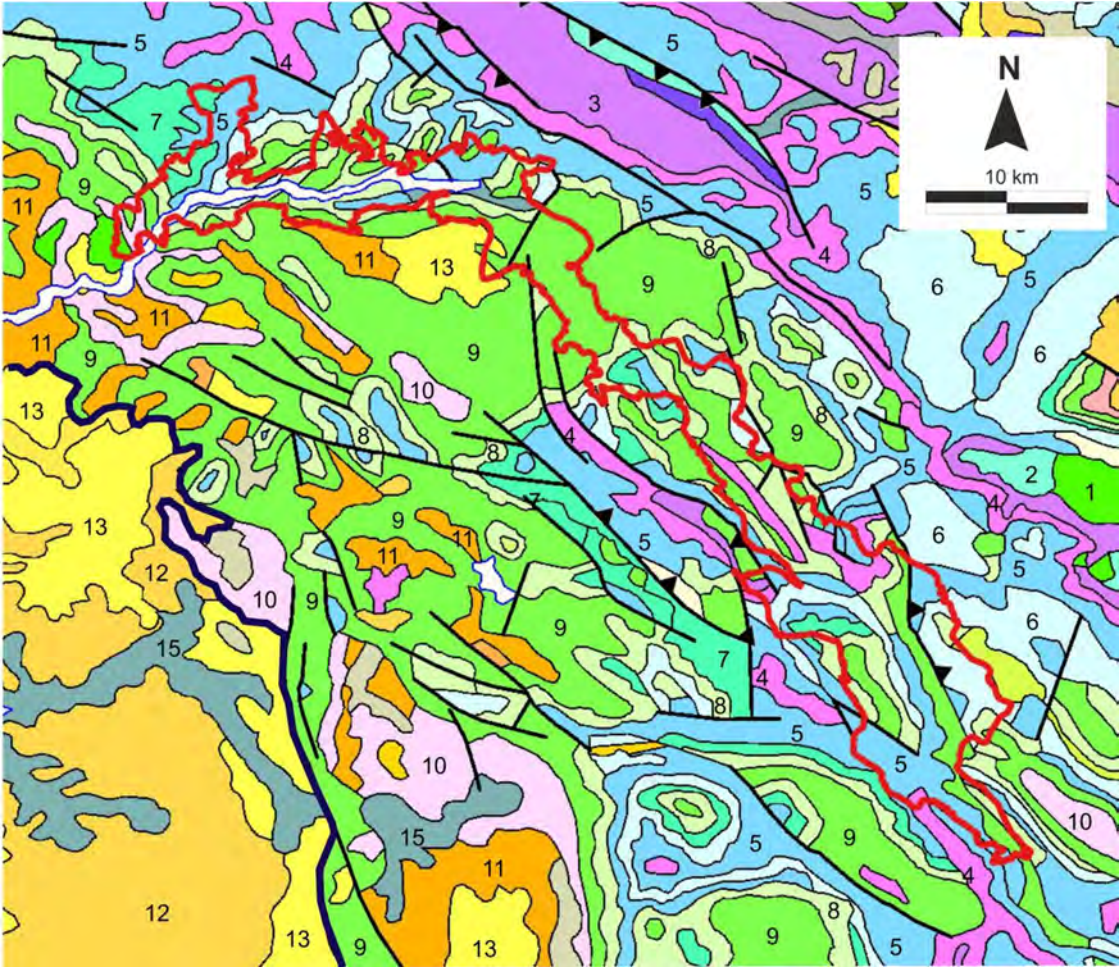


Figura 4. Mapa geológico regional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (extraído de De Vicente et al., 2009).

La Rama Castellana muestra también alineaciones orográficas en dirección NO-SE ligadas a las estructuras de plegamiento (Simón, 2007). Las cumbres más elevadas coinciden bien con materiales antiguos exhumados en el núcleo de anticlinales cabalgantes, o bien con calizas plegadas jurásicas y cretácicas que resistieron en mayor grado la erosión posterior (Simón, 2007). Todos ellos son relieves residuales que destacan sobre los niveles de aplanamiento finineógenos, y que en algunos casos se hallan coronados por superficies más antiguas. Esto demuestra que se encontraban ya elevados al final del periodo orogénico, conformando lo que en aquel momento sería una 'zona axial' de la cordillera coincidente de forma aproximada con la divisoria de vergencias estructurales (Guimerà y Álvaro, 1990) y con la divisoria paleohidrográfica entre las cuencas del Duero y Tajo (Casas y Cortés, 2002).

Aunque el relieve relict que representan las antiguas superficies de erosión terciarias domina el paisaje de amplias áreas de la Cordillera Ibérica, el modelado final de ésta es fruto de la incisión fluvial durante el Plioceno superior y Cuaternario y de la consiguiente erosión lateral (Simón, 2007). Estos procesos se desencadenan desde el momento en que las cuencas neógenas interiores pasan a ser exorreicas y la red fluvial actual comienza a organizarse. En

terrenos con fuertes contrastes litológicos, la erosión diferencial de las capas hace que la estructura del subsuelo se trasluzca fielmente en el modelado. La influencia de la tectónica compresiva es en este caso indirecta, por cuanto fue la causante de las estructuras que luego han sido ‘esculpidas’ y expuestas por la erosión (Simón, 2007). Dichas formas de modelado estructural se desarrollan sobre todo en terrenos cretácicos y, en menor medida, triásicos, caracterizados por la alternancia de unidades carbonatadas marinas más resistentes y unidades detríticas continentales más blandas. En la zona de estudio dichos contrastes viene marcados, sobre todo, por la alta resistencia de las unidades del Jurásico inferior y Cretácico superior, y la poca resistencia a la erosión de las formaciones detríticas del Triásico superior y Cretácico inferior (Simón, 2007).



CENOZOICO	CUATERNARIO	15
	NEÓGENO	14 13 12 11
	PALEÓGENO	10
MESOZOICO	CRETÁCICO	Sup. 9 Inf. 8
	JURÁSICO	Sup. 7 6 Inf. 5
	TRIÁSICO	Sup. 4 Inf. 3
	SILÚRICO	2
	ORDOVÍCICO	1

Figura 5. Mapa geológico simplificado de la zona de estudio (en rojo). La línea gruesa azul marca el límite de las unidades geológicas de la Cordillera Ibérica (al este) y de la Cuenca Cenozoica del Tajo (oeste). Fuente: IGME.

El aspecto de estos relieves estructurales es distinto según se trate de áreas tabulares o fuertemente plegadas. Todo ello se traduce en un relieve complejo en el que se articulan anticlinales desventrados, sinclinales colgados, escarpes de cabalgamientos, cuencas terciarias ‘vaciadas’ y crestas agudas y sinuosas (Simón, 2007), como se pueden ver en el extremo suroriental de la zona de estudio

En la zona de estudio dominan absolutamente los materiales mesozoicos, si bien en las proximidades también aflora el basamento y depósitos cenozoicos (Fig.5). El basamento está formado por afloramientos paleozoicos, que generalmente corresponden al núcleo de estructuras alpinas arrasadas por la erosión. En su mayoría se trata de pizarras y cuarcitas ordovícicas y silúricas. Sobre ellas, se disponen discordantemente los sedimentos que marcan el inicio del ciclo orogénico alpino en el centro de la Península. La sucesión del Triásico viene dada por la presencia de los tres grandes conjuntos de facies “germánicas” por su similitud con ellas: Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. Son especialmente notables los afloramientos de la primera y tercera de estas formaciones. Los afloramientos del Jurásico inferior y Cretácico superior ocupan gran parte de la superficie del Parque Natural. Son mayoritariamente rocas carbonatadas formadas en las plataformas marinas poco profundas que se instalaron en esta zona fundamentalmente durante el Jurásico y Cretácico superior. Sobre ellos se disponen discordantemente algunos afloramientos poco extensos neógenos.

La serie mesozoica refleja la evolución de la cuenca ibérica durante ese periodo, en el que se suceden momentos de actividad distensiva con otros de rifting, etapas de estabilidad y etapas de subsidencia atenuada (Meléndez, 1997). La evolución, a grandes rasgos sería la siguiente: 1)-primer estadio de rifting que marca el inicio del ciclo alpino desde el Pérmico superior hasta el Triásico que sería seguido de una fase de subsidencia atenuada durante el Jurásico inferior y medio; 2)-un segundo periodo de reactivación del rift durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior seguido de una etapa de subsidencia post-rift en el Cretácico superior; 3)-creación de los relieves alpinos e inversión de la cuenca durante el Oligoceno-Mioceno.

Así, la serie estratigráfica representada en el área de estudio comienza con los depósitos del Permo-Triásico. Se trata de un periodo distensivo tras los mayores esfuerzos de la orogenia Varisca (que tuvieron lugar en el Carbonífero superior), en el que a lo largo de la cuenca ibérica se creó un relieve de bloques controlados fracturas y desgarres variscos reactivados durante esta etapa. Así, la cuenca ibérica sería un corredor de dirección NO-SE flanqueado por márgenes elevados en el norte y en el sur y la existencia de cubetas y depresiones separadas por umbrales. Durante el Triásico se mantuvo un clima árido y condiciones continentales muy oxidantes. La sedimentación de los materiales terrígenos, debido a una intensa erosión de los relieves variscos, originó la Fm. Buntsandstein. La presencia de conglomerados en su base representa la etapa de mayor erosión con más energía en el medio sedimentario y mayor relieve. Los conglomerados corresponden a sedimentos de las zonas proximales de sistemas fluviales que evolucionarían hacia sistemas más jerarquizados ya en la parte alta de la serie. Este periodo sedimentario acaba con los relieves variscos prácticamente arrasados por la erosión y las depresiones colmatadas enrasando con los relieves marginales. Durante el Triásico medio y superior se produciría una transgresión que depositaría la F. Muschelkalk, formada por sedimentos marinos carbonatados. La regresión que siguió a esta invasión marina depositó sedimentos terrígenos, arcillas y limos, con implantación de ambientes litorales y continentales en un clima predominantemente árido que da lugar a la Fm. Keuper, con depósitos de arcillas y margas con abundantes evaporitas. Así, los materiales de la serie triásica, representada por las Fms. Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper aparecen poco representados en la zona de estudio, si bien están colindantes y sí hay presencia de varias manchas de la Fm. Keuper en el cañón del río Tajo. Por su composición evaporítica da lugar a manantiales salobres, como los situados en Las Cárquimas, donde llegaron a construirse unas salinas, hoy abandonadas.

La sedimentación durante el Jurásico se inicia con una paleo topografía de cubetas subsidentes en las que se depositan brechas, pero sobre las que se situarían las calizas y dolomías de la Fm. Cuevas Labradas, que por su monotonía y homogeneidad representan una etapa mucho más tranquila y estable correspondiente a un periodo transgresivo con instalación de una plataforma carbonatada. Las calizas y dolomías de esta formación sí tienen una extensión muy significativa en la zona de estudio y tienen un importante reflejo en el paisaje, al ser rocas que suelen dar lugar a resaltes y escarpes y son susceptibles de desarrollar un karst muy acusado. A partir de este momento, se reconocen varios ciclos sedimentarios jurásicos atribuibles a cambios eustáticos y no tectónicos. Las formaciones margosas y calcáreas que se suceden reflejan cambios en la invasión marina o de estabilidad en cada uno de los ciclos, como son las Fms. Cerro del Pez, Barahona y Turmiel, todas ellas representadas en la zona de estudio. Durante el Jurásico medio se van a suceder varios ciclos sedimentarios con formación de plataformas carbonatadas de amplia extensión en toda la cuenca con cierta estabilidad tectónica y una subsidencia moderada. Está representado en la zona de estudio por las Fms. Chelva, Casinos, El Pedregal y Yátova.

Durante el Jurásico superior y comienzos del Cretácico tiene lugar una regresión generalizada con aparición de depósitos continentales en facies Purbecck y Weald, con muy poca presencia en la zona de estudio. En concreto, durante los primeros tiempos del Cretácico Inferior se asiste a la reactivación del rift ibérico con la aparición de relieves que son rápidamente atacados por la erosión, y la formación de cuencas interiores o cubetas de sedimentación en su mayoría en condiciones lacustres continentales (Meléndez, 1997).

A mediados del Cretácico inferior los movimientos distensivos principales habían cesado y para entonces se habían erosionado los principales relieves y las cubetas y cuencas sedimentarias interiores fueron colmatadas por sedimentos. En estas condiciones, y con una cierta estabilidad tectónica que solo se manifiestan en una subsidencia lenta y continuada, tiene lugar de nuevo la invasión por el mar de la cuenca Ibérica. Sin embargo, durante el Aptiense superior tiene lugar una rápida regresión marina que reúne características propias de colmatación de la cuenca, con depósitos de marismas, estuarios y deltas, que hacen avanzar rápidamente la línea de costa. La fase distensiva crea áreas elevadas en los márgenes de la cuenca Ibérica y grandes áreas subsidentes, donde irán a acumularse los sedimentos generados en el proceso de erosión de los relieves existentes. La respuesta sedimentaria de este proceso es una sucesión litológica característica de toda la Cordillera ibérica: La Fm. arenas de Utrillas (Meléndez, 1997). Esta unidad se generó como resultado de la erosión del relieve creado en esta última fase de rift, y acumulada durante el Albiense superior y Cenomaniense inferior. Su sedimentación fue rellenando, mediante un sistema fluvial de gran desarrollo, todas las desigualdades del relieve producido, favoreciendo de esta manera la existencia de una cuenca nuevamente homogeneizada en relieve y predispuesta a recibir las nuevas invasiones marinas que tendrán lugar durante el Cretácico Superior. La Fm. Utrillas sí tiene una importante representación en la zona de estudio y su presencia posee importantes consecuencias paisajísticas, hidrogeológicas y económicas. Por un lado, al estar formada por arenas deleznales da lugar a un material fácilmente erosionable situado en la base de la potente serie carbonatada del Cretácico Superior, originando rellanos en los escarpes y laderas. Además, en ella es frecuente la formación cárcavas que pueden llegar a tener gran desarrollo. Relacionado con esto último, la presencia de caolín en su depósito, con gran cantidad de aplicaciones industriales, hace que haya sido explotada en canteras a cielo abierto durante décadas, generando importantes problemas por el avance de la erosión y arrastre de materiales en los taludes de las canteras abandonadas. Por otro lado, la presencia de niveles arcillosos hace que esta formación se comporte como un nivel casi impermeable cuando se

dispone en posición horizontal, interrumpiendo localmente la infiltración del agua subterránea que atraviesa la paramera cretácica, y dando lugar a numerosas surgencias.

Por último, el Cretácico superior corresponde a un intervalo temporal que en la placa ibérica mantiene cierta estabilidad tectónica. Además, coincide con un momento a escala global de subida del nivel del mar y de transgresiones generalizadas. Así, al final del Cenomaniense y durante el Turoniense inferior se alcanza el máximo transgresivo y de inundación de la cuenca. A este momento de amplia circulación marina, y debido a la estabilización en el nivel del mar, le sigue la formación de una plataforma carbonatada extensa y somera, con una alta tasa de producción de sedimento que provocará por colmatación la regresión sobre la plataforma (Meléndez, 1997). La serie del Cretácico superior está muy bien representada en la zona de estudio y la ocupa predominantemente. Forma un conjunto compacto y competente, y está afectado por la deformación tectónica alpina, dando lugar, junto con la serie del Jurásico Inferior y Medio, a los relieves estructurales que más adelante se describirán. A nivel paisajístico destaca la presencia de la Fm. Ciudad Encantada, con alta susceptibilidad a la disolución kárstica y con tendencia a formar importantes y continuos escarpes en los cañones.

Con posterioridad, el final del Cretácico viene acompañado de los primeros movimientos compresivos a escala de placa y la regresión definitiva. Así, la sedimentación en los últimos episodios de la cuenca Ibérica, durante el Cretácico superior, vuelve al dominio continental con la aparición de numerosas cubetas de sedimentación generalmente lacustre o fluviolacustre, y en las que tiene lugar el tránsito a la sedimentación paleógena, ya en el Cenozoico (Meléndez, 1997). La orogenia Alpina, que como ya se ha dicho, se desarrolla durante el Oligoceno y Mioceno, será la encargada de someter a toda la serie mesozoica a los procesos de compresión generadores de la estructura que en la actualidad constituye la Cordillera Ibérica.

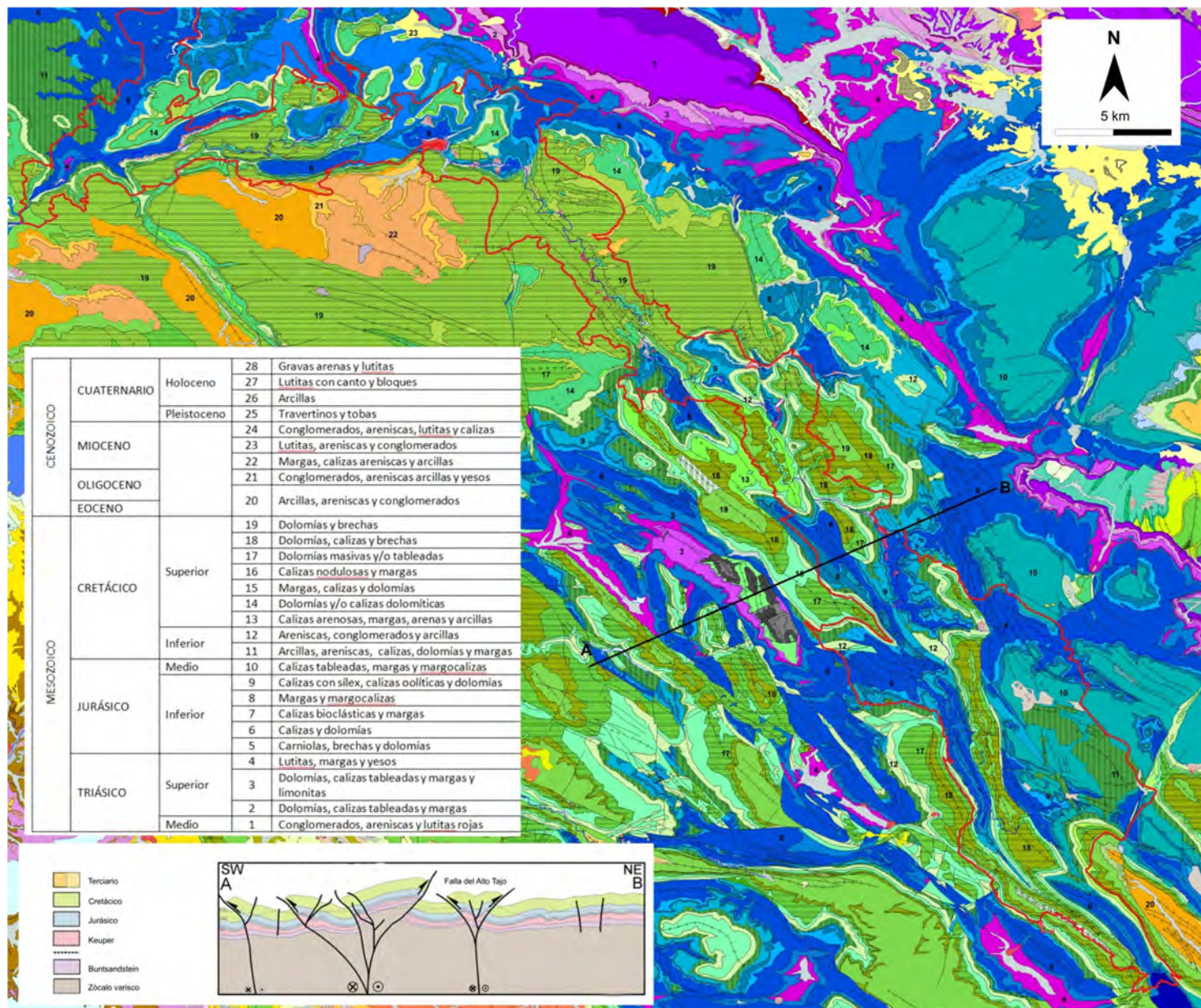


Figura 6. Mapa geológico de la zona de estudio. Fuente: IGME. Corte geológico extraído de De Vicente et al. (2009).

2. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DEL ALTO TAJO

2.1. UNIDADES FISOGRÁFICAS-GEOLÓGICAS

Con idea de poder realizar un diagnóstico sobre los valores geológicos del Alto Tajo, previamente se han identificado y cartografiado en la zona de estudio una serie de unidades fisiográficas-geológicas que permiten compartimentarla y explicar sus características geológicas más representativas. Estas unidades no se han limitado a la zona de estudio, sino que se han extendido por una zona perimetral o *buffer* de cuatro kilómetros a cada lado para situarlas en un contexto más amplio. Además, se da la circunstancia de que la delimitación propuesta para la zona de estudio coincide casi exclusivamente con las unidades de los cañones (1.1 y 1.2, tabla 1), pero incluye parcialmente fragmentos de otras unidades que, sin una perspectiva más amplia, no se entenderían al formar unidades aisladas e inconexas. De ahí la utilidad de la visión de conjunto englobando sectores aunque estén fuera de la zona de estudio. De esta manera, se han identificado cuatro grandes unidades: 1) cañones fluviales, 2) parameras y vertientes, 3) valles y 4) zonas antrópicas (tabla 1).

Nº	UNIDAD	CÓD.	SUBUNIDAD
1	Cañones fluviales	1.1	Cañón principal
		1.2	Cañones secundarios
2	Parameras y vertientes	2.1	Paramera s.s
		2.2	Paramera baja
		2.3	Relieves estructurales lineales
		2.4	Muelas
		2.5	Vertientes irregulares
3	Valles	3.1	Fondos de valle
		3.2	Otros valles fluviales poco encajados
4	Antrópico	4.1	Canteras y/o minas

Tabla 1. Unidades fisiográfico-geológicas de la zona de estudio y sectores aledaños.

Unidad Cañones fluviales (1)

Sin duda, es la unidad principal y más importante en la zona de estudio, ya que esta se limita prácticamente al cañón del curso alto del río Tajo y a parte de algunos de sus tributarios más destacados. Así, el río Tajo vertebró y protagonizó la zona de estudio, mostrando diferentes perfiles pero, como norma general, profundamente encajado.

Cañón principal (1.1)

Al igual que casi todos sus afluentes, el Tajo presenta en este sector de cabecera un trazado muy encajado, originando una densa red fluvial en la que los cañones adquieren especial relevancia y desarrollo. La red hidrográfica es el elemento que ha configurado la zona tal y como la vemos en la actualidad y ha condicionado la orografía, distribución de la flora y fauna e incluso la ubicación de los asentamientos humanos. Esta red la conforman el propio río Tajo, desde su nacimiento hasta la desembocadura de la rambla de Carrascosa de Tajo, y un amplio

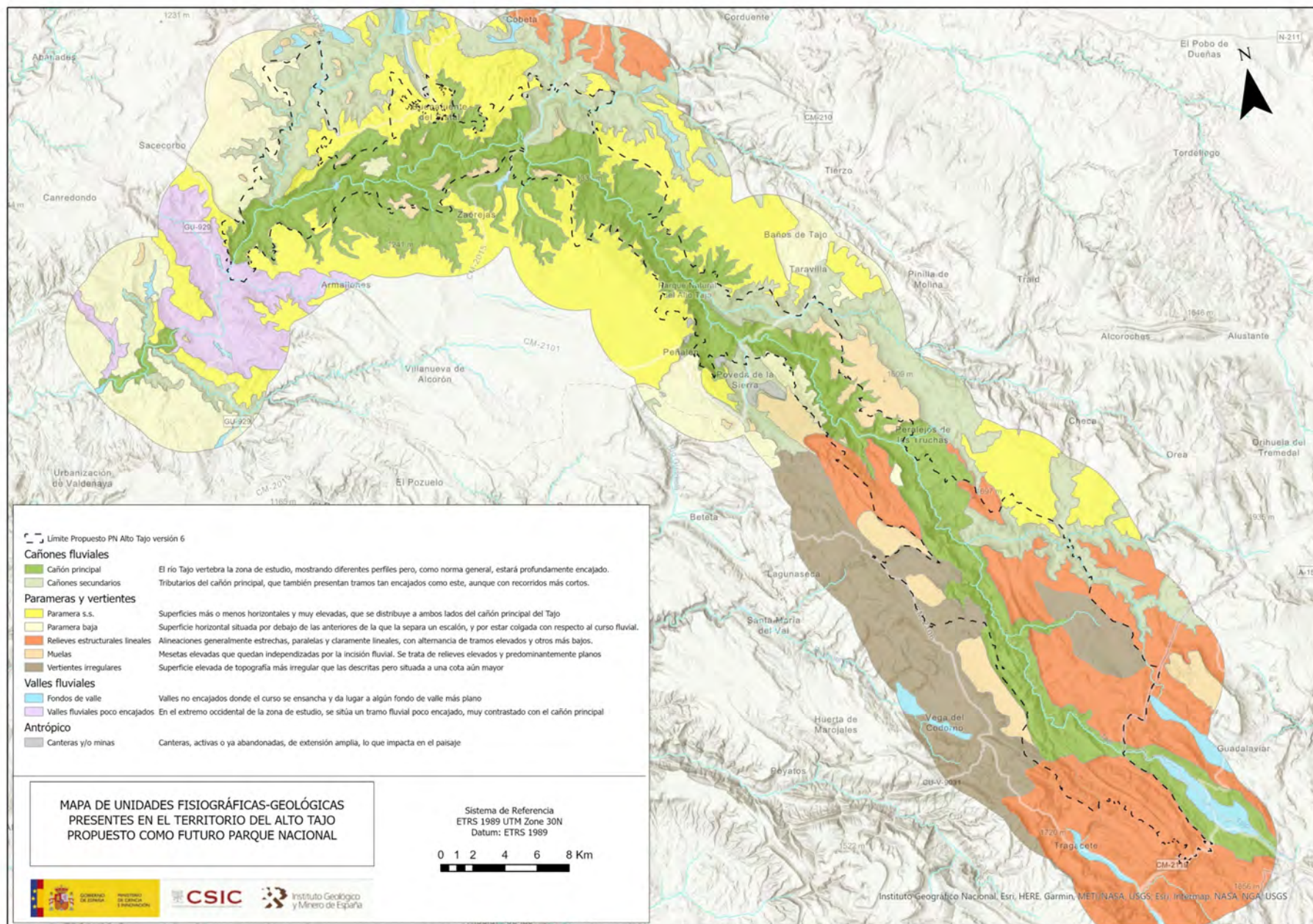


Figura 7. Unidades fisiográficas-geológicas de la zona de estudio.

elenco de afluentes directos e indirectos entre los que cabe destacar los ríos Cabrillas, Gallo, Arandilla, Salado, Ablanquejo, Hoz Seca y Tajuelo. Hay, además, otra serie de barrancos y arroyos tributarios de corto recorrido y, por lo general, fuerte pendiente, que tributan al Tajo y que han sido incluidos en la unidad de cañón principal al no tener entidad suficiente como para ser considerados cañones tributarios como, por ejemplo, el Tajuelo o los barrancos de Los Molinos y de Ciño Negro, entre muchos otros. Por ello, la unidad respondería a la denominación “cañón principal y tributarios menores próximos”.

El cañón principal es el recorrido por el río Tajo, desde cerca del borde de la provincia de Guadalajara, cerca de su nacimiento, a una cota de 1.495 m, hasta el paraje conocido como el Hundido de Armallones, en las proximidades de las poblaciones de Ocentejo y Armallones, a una cota de 785 m.

Así, el trazado del cañón sigue un marcado perfil meandriforme que se manifiesta especialmente en cinco grandes sectores:

- 1) Nacimiento (fuera de la zona de estudio): Se trata de un recorrido de unos 15 km que comienzan a una cota de 1.575 m de altitud y finaliza a 1.495 m. Es el primer tramo del curso fluvial del Tajo y queda fuera de la zona de estudio al situarse en la Sierra de Albarracín en la provincia de Teruel, correspondiendo, en líneas generales, a un valle relativamente ancho y poco pendiente por donde el río discurre sin encajar. El valle y el curso fluvial tienen un trazado lineal, pero el cauce se va volviendo más meandriforme según sigue su recorrido aguas abajo. Justo antes de alcanzar el punto de intersección entre las provincias de Teruel, Guadalajara y Cuenca, el Tajo se encaja por primera vez y forma una hoz meandriforme con escarpes con desniveles que rondan los 100 m de salto. Posteriormente, se abre un poco y vuelve a encajarse para comenzar el cañón propiamente dicho, descrito en la siguiente unidad. El perfil topográfico transversal de este tramo es irregular y refleja los relieves aserrados característicos de esta zona, con un valle del río Tajo aún ancho y rodeado de relieves que destacan de manera moderada (Perfil 6, fig.8), con alternancia de valles y alineaciones montañosas que mantienen la dirección estructural principal NO-SE.
- 2) Tramo comprendido desde la entrada del río en Castilla-La Mancha y hasta la central eléctrica del Salto del Molino, aguas arriba de Peralejos de las Truchas: Es, precisamente, poco antes de entrar en esta comunidad autónoma, cuando el río Tajo queda encajado entre grandes relieves y escarpes, y así discurrirá hasta salir de la zona de estudio. El sector más encajonado de este tramo es el comprendido entre Peña Horadada y aguas abajo de la confluencia con el Hoz Seca. En este tramo los desniveles del encajamiento oscilan como media entre los 200-250 metros de salto entre las cornisas superiores y el cauce del río, generalmente aumentando aguas abajo. La dirección del cañón es claramente NO-SE y corresponde con un único tramo. Aunque el cauce traza numerosos y cerrados meandros, tiene un trazado algo más rectilíneo que los tramos descritos más adelante. En este tramo el cañón del Tajo enmarca entre una sucesión de valles y alineaciones montañosas paralelas y estrechas, que corresponden con relieves estructurales que mantienen la misma dirección que el río, es decir, NO-SE. Estas sierras en ocasiones se elevan por encima de los 1.700 m y algunas de ellas forman mesetas elevadas y alargadas pero algo más anchas que se conocen localmente como “muelas”. En algunas ocasiones el cañón corta oblicuamente esas estructuras, dando lugar a *cluses* fluviales.
- 3) Tramo entre el Puente del Martinete y el Vado de Valdenarros: tramo extenso en el que la de dirección principal sigue siendo NO-SE, con tramos con meandros muy encajados como los de La Herrería, Castillo de Garabatea, la zona de confluencia con el

Barranco de la Hoz Seca, o el entorno inmediatamente aguas abajo del Puente del Martinete. Los desniveles de los escarpes que delimitan el cañón son más acusados que en el tramo anterior, con saltos medios de entre 350-400 m, a veces incluso rondando los 500 m, especialmente en las proximidades de la Muela del Conde. Es el tramo más encajado del cañón. A diferencia del tramo anterior, el cañón está delimitado por grandes parameras horizontales en las que el río se encaja profundamente (Perfil 4, fig.8). Algunas de estas parameras delimitan también a sus afluentes, que mantienen un perfil similar, como ocurre con el río Hoz Seca. Aisladas por la acción erosiva del río se encuentran también algunas “muelas”, que desarrollan grandes escarpes colgados directamente sobre el cauce. La mayor influencia de fracturas de dirección NE-SO provoca que el cauce trace algunos zig-zag, de manera que, aunque la dirección general sea NO-SE, el tramo se divide en tres tramos paralelos desplazados hacia el sur según discurre aguas abajo.

- 4) Tramo entre el Vado de Valdenarros y la desembocadura del río Ablanquejo: de dirección principal Este-Oeste debido al cruce de dirección predominantes NO-SE y NE-SO, que da lugar a un tramo meandriforme con continuos requiebros para adaptarse alternativamente a ambas direcciones, destacando el meandro inmediatamente aguas abajo del Puente de San Pedro. Los desniveles de los escarpes rondan como media los 250-300 m que van perdiendo desnivel cuanto más hacia el Oeste, y presenta una importante sucesión de meandros encajados. En esta zona se sitúan algunos vados que permiten cruzar el cañón, algo poco habitual en el resto del mismo. En este tramo el Tajo confluye con los ríos Gallo y Ablanquejo. Las parameras que delimitan el cañón lateralmente mantienen su gran desarrollo en la margen sur, pero en la septentrional aparecen más degradadas y con un relieve más irregular (fig.8).
- 5) Desde la confluencia del río Ablanquejo hasta el Hundido de Armallones: tramo de unos 6 km de recorrido y de dirección predominante NNE-SSO, lineal y con poco desarrollo de los meandros. Es el único tramo del río donde se llegan a cortar los materiales del Triásico superior. Los desniveles de los escarpes rondan los 350 m y el cañón se estrecha con respecto al tramo anterior. A ambos lados del cañón se extienden las parameras, de manera que el curso fluvial se define como una zona fuertemente encajada, especialmente en la paramera sur, más alta que la contraria.

Así, el cañón sigue tres direcciones predominantes: 1) en la parte oriental es fundamentalmente de dirección NO-SE; 2) en el sector occidental traza un arco al mantener una dirección prácticamente E-O; 3) para girar posteriormente aguas abajo hacia NE-SO. Estas direcciones responden a la estructura geológica regional, cuya dirección de fracturación predominante es NO-SE con su conjugada NE-SO, que se mantienen en toda la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, y responde a la deformación provocada por los esfuerzos alpinos. Precisamente esta red de fracturación es uno de los condicionantes fundamentales para que el trazado del río (y del cañón) refleje cambios bruscos de dirección de pequeña escala. En el tramo central, es la confluencia alternante de ambas direcciones la que hace que el río mantenga una dirección general aproximada E-O, como resultado de los continuos requiebros NO-SE y NE-SO (Fig.9).

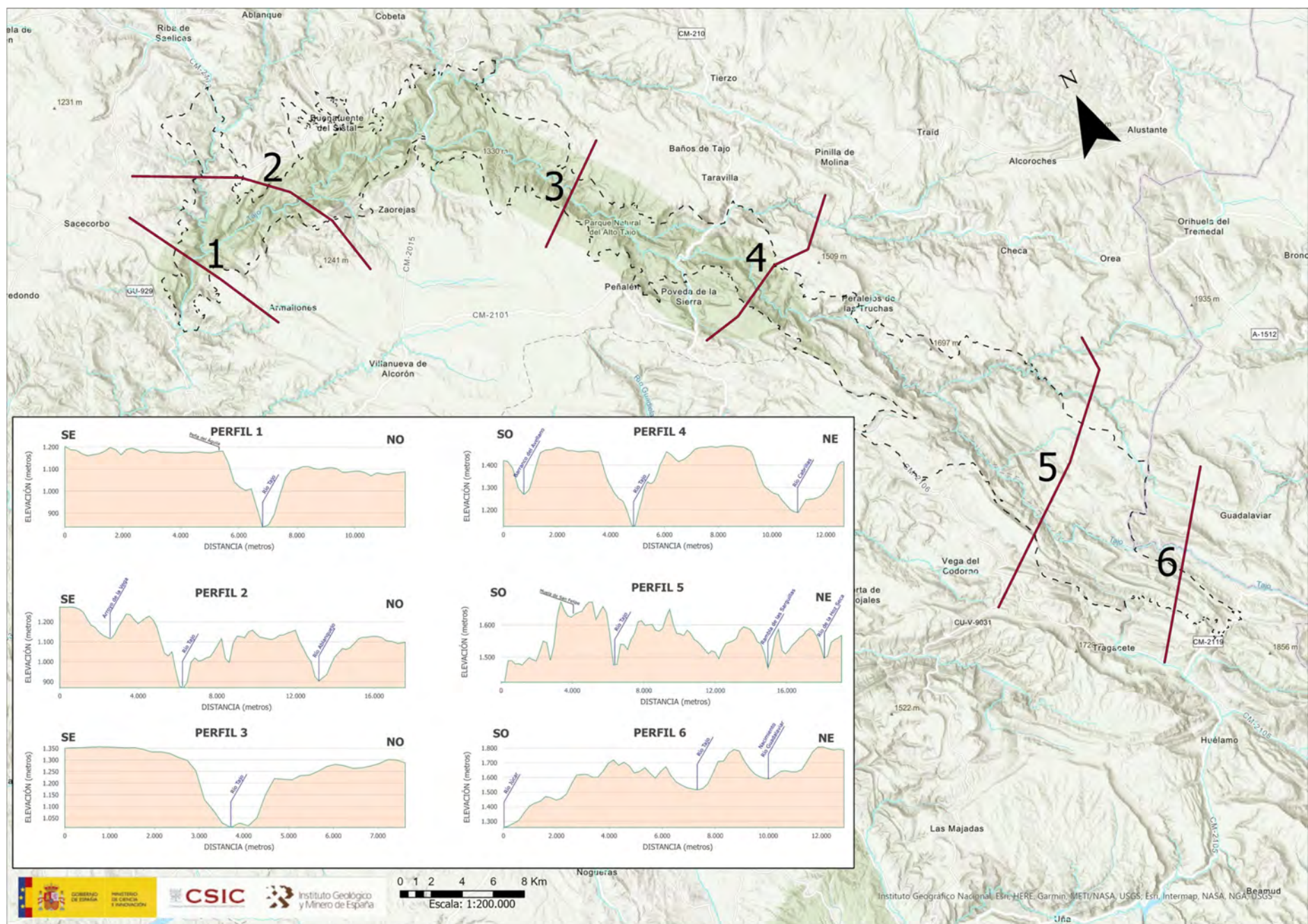


Figura 8. Cortes topográficos de la zona de estudio.



Figura 9. Tramos en los que puede dividirse el cañón principal del río Tago.

El cañón corta en numerosos tramos relieves estructurales como crestas, cuevas, mesas, pliegues y fallas. Así sucede cuando en el tramo en el que el cañón sigue dirección NO-SE, coincide con sucesiones de ejes de anticlinales y sinclinales, que son espectacularmente

cortados en el lugar donde el río cambia de dirección para seguir un trazado Este-Oeste. Esa dirección del cañón coincide una vez más con la dirección estructural predominante, discurriendo el río paralelo a ejes de estructuras plegadas en el tramo entre el Puente de San Pedro y el Puente de Tagüenza, aunque en numerosos lugares las estructuras tectónicas son cortadas por el río, coincidiendo con algunos de los tramos donde los meandros alcanzan más desarrollo y frecuencia. De manera que la estructura tectónica condiciona totalmente el trazado y perfil del río. Un ejemplo magnífico de estructura geológica cortada por el curso del río, dando lugar a un cañón es el Hundido de Armallones, donde un cierre periclinal es cortado transversalmente formando una *cluse* anticlinal muy destacada. En la zona de estudio también se pueden citar otros ejemplos muy destacados: el espectacular meandro aguas abajo del Puente de San Pedro sigue el eje de un anticlinal, el tramo entre dicho Puente y La Herrería coincide con el eje de un gran anticlinal, aguas arriba de este lugar con el eje de un sinclinal, cerca del Puente de Peñalén en el cañón se suceden en relevo los ejes de hasta cuatro sinclinales y otros tantos anticlinales y un cabalgamiento con espectacular reflejo en forma de estructuras plegadas en las capas de unidades del Jurásico inferior que forman las paredes del cañón, en el Salto de Poveda se sitúa un cabalgamiento que es cortado transversalmente por el río (lo que explica su trazado en este lugar), y diversos cabalgamiento y ejes de estructuras plegadas condicionan también el trazado en el extremo oriental de la zona de estudio. Es en ese tramo donde dicha profusión de estructuras plegadas y donde los relieves estructurales presentan más inclinación, lo que da lugar a un perfil topográfico transversal muy diferente al del resto (perfil 5, fig.8), con el cañón profundamente incidido entre numerosas crestas y valles.

Los materiales atravesados por el cañón son prácticamente exclusivos del Mesozoico, en especial Jurásico inferior y medio, y Cretácico superior. Solo en algunos lugares puntuales, la incisión y el plegamiento de las capas han permitido el afloramiento de niveles del Triásico superior. Por lo general, las unidades geológicas del Jurásico inferior y Cretácico superior de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica están formadas por niveles competentes y altamente resistentes de calizas y dolomías, generando escarpes muy verticales que pueden superar el centenar de metros de desnivel, lo que explica el perfil tan encajado del río.

Resumiendo, la estructura tectónica y las litologías atravesadas explican el perfil, dirección y morfología del cañón del Tajo, siendo un excepcional ejemplo de curso fluvial sobre relieves estructurales.

Cañones secundarios (1.2)

Si bien el elemento principal es el cañón principal del Tajo, hay varios tributarios que presentan tramos tan encajados como este, aunque con recorridos más cortos al estar solo parcialmente incluidos en la zona de estudio, pues tienen más desarrollo fuera de ella. La singularidad del cañón principal está asociada a la existencia de estos encajados tributarios, que conforman una espectacular red de cañones fluviales. Son, de aguas arriba a aguas abajo, los cañones del Hoz Seca, Cabrillas, Gallo y Ablanquejo. Los tres primeros tienen direcciones generales Este-Oeste y el cuarto dirección NE-SO, lo que refleja que también están fuertemente condicionados por la estructura tectónica descrita con anterioridad.

El río Tajo y el Hoz Seca confluyen en la zona denominada Las Juntas. En ese sector el cañón del tributario muestra un encajamiento aún mayor, con desniveles directos sobre el cauce que superan los 350 metros de desnivel en ambas laderas con una distancia entre ellas de 1,5 km. Si bien cerca de la confluencia con el Tajo muestra un trazado algo más lineal, el Hoz Seca muestra un recorrido con una densa sucesión de meandros cerrados y profundamente

encajados, justo al atravesar una sucesión de cuatro anticlinales y sinclinales consecutivos. Labrado en su mayoría sobre rocas del Jurásico inferior, los escarpes superiores que delimitan el cañón están formados por las dolomías del Cretácico superior tan características de la zona.

El cañón del río Cabrillas presenta también un perfil profundamente encajado pero algo menos que el anteriormente descrito. Queda prácticamente en su totalidad fuera de la zona de estudio. Se une al cañón principal en el lugar también denominado Las Juntas, a poca distancia aguas abajo del Puente de Peñalén. El tramo de confluencia mantiene una dirección NO-SE que es la que lleva el río Tajo en ese tramo, sin mostrar un cambio de dirección en la unión, coincidiendo con el eje de un pliegue sinclinal y el afloramiento de rocas del Cretácico superior. Mantiene desniveles entre los relieves circundantes y el cauce superiores a los 320 metros en distancias de aproximadamente 2 km. El tramo donde desarrolla más meandros corresponde al corte de unidades del Jurásico inferior y dirección del curso fluvial aproximadamente Este-Oeste. Como en el caso anterior, los escarpes superiores que delimitan el cañón corresponden a las dolomías del Cretácico Superior.

El cañón del Gallo presenta un perfil encajado pero, a su vez, menos estrecho que el anterior, si bien en algunos tramos presenta un desnivel entre los escarpes superiores y el cauce de 300 m en tan solo 1,7 km de distancia horizontal. La confluencia con el Tajo se encuentra en el Puente de San Pedro, cuando el Gallo une su dirección NE-SO a la E-O del cañón principal, que justo en ese lugar cambia la dirección NO-SE que llevaba hasta aquí. El curso fluvial, como en el caso de los cañones anteriormente descritos, está labrado en rocas del Jurásico Inferior, si bien los escarpes superiores corresponden a las dolomías del Cretácico superior. Sin embargo, y a diferencia de los descritos hasta ahora, el río Gallo atraviesa aguas arriba (fuera de la zona de estudio pero inmediata a sus límites, entre las poblaciones de Ventosa y Torete) las areniscas del rodano del Triásico superior, lo que condiciona el tipo y cantidad de carga en suspensión que arrastra el curso fluvial en época de crecidas. El río Gallo es el de más longitud de los tributarios.

Por último, el río Ablanquejo también presenta un perfil marcadamente meandriforme con tramos profundamente encajados, con desniveles de hasta 300 m entre escarpe y cauce en distancias de tan solo 1,1 km. También está labrado en rocas del Jurásico inferior pero aguas arriba, fuera de la zona de estudio, atraviesa las unidades del Triásico inferior a superior.

Unidad parameras y vertientes (2)

Si los cañones representan el elemento más característico de la zona, las parameras son su complemento. Así, una de las características fisiográficas principales de la zona es la existencia de amplias superficies altas con diverso grado de irregularidad topográfica que delimitan lateralmente el cañón principal y los secundarios. Precisamente en función de su altitud y topografía pueden clasificarse en diversas subunidades, apreciándose una diferencia de altitud entre el sector oriental en la Sierra de Albarracín, donde se sitúan por encima de los 1.500 m, y la región alcarreña, donde se ubican alrededor de los 1.200 m. En realidad, estas superficies no son exclusivas de este sector, sino que son un rasgo dominante de la Cordillera Ibérica Oriental y constituyen el elemento morfológico más característico de este sector de la cadena por ser la forma de relieve que mayor extensión alcanza. Se identifican como antiguas superficies de erosión elaboradas a lo largo del Neógeno, ya que no corresponden a relieves estructurales, sino que arrasaban numerosas estructuras plegadas. Las superficies de erosión en la Cordillera Ibérica Oriental se identifican con aplanamientos que biselan de manera generalizada rocas y estructuras variadas, pero predominantemente calcáreas. Su geometría es más o menos perfecta, aunque suelen estar dotadas de cierta pendiente en un sentido concreto y admiten irregularidades y relieves residuales de variada extensión. Suelen estar parcialmente fosilizadas o lateralmente asociadas a formaciones detríticas, que permiten su datación y el

reconocimiento de los variados procesos y condiciones bioclimáticas bajo las cuales se han generado (Lozano y Peña, 2010).

Paramera *sensu stricto* (2.1)

Corresponde con una superficie más o menos horizontal y muy elevada, con algunos relieves aislados que resaltan por la erosión diferencial, que se distribuye a ambos lados del cañón principal del Tajo aunque con más desarrollo en el lado meridional. Presenta una escasa incisión fluvial y los cursos y cauces son muy poco abundantes, debido a su naturaleza carbonática y el amplio desarrollo del karst. Se pueden identificar varios sectores (Fig.7). La unidad occidental-meridional está delimitada por el propio cañón del Tajo en su tramo incluido en la zona de estudio, donde se ubican las poblaciones de Armallones, Villanueva de Alcorón, Zaorejas y Peñalén. Las cotas oscilan entre los 1.200 metros de altitud en la parte occidental y hasta los 1.400 m en la sur y oriental, pero sin grandes desniveles. Los cortes 1 a 4 de la fig. 8 reflejan bien la fisonomía de la paramera y su relación con el cañón principal. Esta subunidad prácticamente no está presente en la zona de estudio, que solo incorpora algunos retazos aislados e inconexos, extendiéndose prácticamente desde el límite propuesto hacia el exterior, con gran continuidad y extensión. Las litologías mayoritarias son las correspondientes a las formaciones geológicas del Cretácico superior, incluyendo también, pero de manera minoritaria, algunas del Terciario inferior. Características similares tiene un sector al sur de Poveda de la Sierra, que queda aislada de la anterior por la incisión fluvial.

Otro sector es el situado al Oeste de la población de Cuevas Labradas, donde la superficie se encuentra más fragmentada que en lado meridional del río Tajo, pero donde presenta características equivalentes, como superficies horizontales por encima de los 1.200 m de altitud aunque con mayor eficacia de la incisión fluvial. En este caso, a las unidades del Cretácico deben sumarse otras del Jurásico que igualmente han sido arrasadas por la erosión.

El tercer sector es el situado al Norte del cañón del Tajo, al Oeste de Buenafuente del Sistol, con características similares a la anteriormente descrita. En estas dos unidades, los retazos de la paramera en muchos casos se manifiestan en forma de muelas y cerros que suelen corresponder con sinclinales de flancos laxos en cuyos núcleos afloran las rocas de la parte alta de la serie sedimentaria mesozoica, es decir, del Cretácico superior, y cuyos bordes están marcados por los afloramientos de las dolomías tan características y que dan lugar a fuertes escarpes verticales.

Paramera baja (2.2)

Como se ha comentado con anterioridad, son varias las superficies de erosión y se presentan escalonadas a diferentes alturas a lo largo de toda la Cordillera Ibérica. Eso significa que hay otros niveles situados, en este caso, por debajo de la descrita anteriormente. Además, presentan una topografía más degradada, sin definir un nivel horizontal tan evidente, y se diferencian bien de la superficie anterior por estar separada de esta por un escalón, y del resto de las unidades por ser, aun así, una superficie de bajo relieve claramente colgada con respecto al curso fluvial.

Relieves estructurales lineales (2.3)

Toda el área de estudio corresponde a una zona donde la estructura tectónica condiciona absolutamente el relieve y la morfología. Sin embargo, otros rasgos se superponen a los estructurales para definir unidades relativamente homogéneas y características, pero hay sectores donde las estructuras tectónicas son el elemento diferencial y característico, y el

relieve responde de una manera directa a ellas. Se trata de relieves alineados según la dirección estructural predominante NO-SE, correspondiendo a ejes de anticlinales y sinclinales, fallas o cabalgamientos. El resultado son alineaciones generalmente estrechas, paralelas y claramente lineales, con alternancia de tramos elevados y otros más bajos. Los tramos más elevados suelen corresponder con relieves invertidos y, por tanto, en ellos predominan los materiales cretácicos, mientras que los valles los ocupan los ejes anticlinales con rocas del Jurásico inferior. Esta disposición es muy típica de este territorio y de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, en especial de la zona de intersección entre las provincias de Guadalajara, Cuenca y Teruel, reflejándose con claridad en el paisaje del sector sur de la zona de estudio. Corresponde, además, con algunas de las zonas más elevadas, superando los 1.700 m de altitud en algunos puntos.

Muelas (2.4)

En la zona se suele denominar “muelas” a mesetas elevadas que quedan independizadas por la incisión fluvial. Se trata de relieves elevados y predominantemente planos, con frecuencia retazos de la paramera s.s., que en muchos casos constituyen los escarpes que conforman el cañón del río Tajo o de sus tributarios, por lo que se han incluido en el propio cañón más que individualizarlos, pero hay veces que se sitúan más lejos del cañón o tienen entidad por sí mismas. Así que, en este informe, se considerarán muelas las mesetas elevadas y aisladas, sean o no retazos de la paramera general. En la parte central y occidental de la zona de estudio, en especial en el tramo entre el Puente de San Pedro y Huertahernando, estas muelas son de reducidas dimensiones y corresponden con núcleos de anticlinales donde afloran las rocas del Jurásico inferior y medio, con cotas que oscilan entre los 1.000 y 1.200 m.

Por su parte, en el sector oriental (entre la cabecera y el Puente de San Pedro) las muelas son, en su mayoría, sinclinales colgados, alargados en la dirección estructural dominante NO-SE, y en esa zona, generalmente con más cota y un escarpe más acusado y vertical en la zona oriental, coincidiendo con el eje de plegamiento. A lo largo de su superficie se relevan anticlinales y sinclinales paralelos generalmente con buzamientos suaves aunque generalmente más acentuados que en la paramera s.s. Así, por ejemplo, aisladas en el cañón quedan las muelas de La Machorra, del Conde y del Machorrillo, individualizadas por los ríos Tajo y Cabrillas y con cotas cercanas a los 1.500 m de altitud.

En otras ocasiones, queda claro que no se trata de fragmentos aislados de la paramera s.s., sino de superficies estructurales más irregulares, con las cotas más elevadas alineadas según la dirección estructural, alcanzando incluso los 1.700 m de altitud. Además, presentan ciertas singularidades propias, en especial, el que no presentan una topografía tan horizontal como la paramera. Además, el desarrollo kárstico adquiere un gran desarrollo, ocupando prácticamente toda la superficie de la muela. Dentro de este tipo se encuentran algunas de pequeño tamaño, como La Muela y Las Vacarizas, al Sur de Poveda de la Sierra; y otras de mayores dimensiones, como la Molatilla y La Morra también cerca de Poveda de la Sierra, la Muela de Los Chaparros más al sur, o la Muela de Peralejos, inmediatamente al norte de esta localidad.

Por otro lado, Muela Pinilla y la Muela de San Felipe son dos ejemplos excelentes de muelas con intenso desarrollo kárstico pero quedan fuera de la zona de estudio, aunque contiguas a su límite. Destaca que en la Muela de San Felipe se sitúa el nacimiento del río Cuervo que es Monumento Natural y que gran parte de Muela Pinilla también está declarada Monumento Natural. También fuera de la zona de estudio, pero anexa a sus límites y ya en la provincia de Teruel se sitúa la Muela de San Juan, también con importante desarrollo de depresiones kársticas y con cotas que rozan los 1.800 m de altitud.

Vertientes irregulares (2.5)

En el extremo suroriental de la zona de estudio se sitúa una superficie elevada de topografía más irregular que las descritas que corresponde también con un relieve estructural pero donde no es tan evidente su influencia en la topografía al encontrarse los ejes de plegamiento y fallas más espaciados y no dar lugar a alineaciones claras. Así que aunque la estructura condiciona absolutamente la topografía de la zona, su reflejo no es tan destacado como en la unidad de relieves estructurales lineales. Parte de un nivel aproximado de 1.600 m sobre el que destacan relieves que corresponden con sinclinales colgados que dan lugar a cabezos y cerros que superan los 1.700 m de altitud. La incisión fluvial es baja y se traduce en valles poco marcados y de perfil ancho y los cauces sólo se encajan en las partes laterales de la superficie. Las fallas adquieren dirección predominante NO-SE, coincidiendo con los ejes de los pliegues de mayores dimensiones. El perfil topográfico muestra esta irregularidad del relieve, sin ser demasiado evidentes las superficies de erosión pero manteniendo una cota mínima constante diferenciada del entorno y que refleja que se trata de una zona importantemente plegada y fracturada.

Valles (3)

Al limitarse la zona de estudio prácticamente al cañón principal y parcialmente a algunos de sus tributarios, no existen otros valles no encajados dignos de reseñar, excepto algún pequeño sector donde el curso se ensancha y da lugar a algún fondo de valle.

Fondos de valle (3.1)

Prácticamente no existen fondos de valle de dimensiones a considerar en la zona de estudio, ya que ésta prácticamente se limita al cañón del río principal y sus tributarios más inmediatos, todos ellos profundamente encajados. Precisamente en la confluencia de los cursos fluviales es donde el valle puede ensancharse un poco y formarse un fondo de valle, pero que casi no adquiere dimensiones como para ser cartografiado ni como para ser tenido en cuenta como una unidad independiente. Fuera de la zona de estudio sí se encuentra algún fondo de valle digno de reseñar, especialmente en la zona suroriental. Por un lado sería la cabecera del río Cuervo y por otro la del río Tajo, pero ya en la provincia de Teruel, donde no posee un perfil encajado. En cualquier caso, no se trata de un elemento característico de esta zona.

Otros valles fluviales poco encajados (3.2)

Justo los últimos metros del tramo fluvial incluidos en la zona de estudio, en su extremo occidental, se sitúa un tramo fluvial poco encajado, muy contrastado con el tramo que finaliza en el Hundido de Armallones. Como la cartografía de unidades fisográfico-geológicas se ha extendido a un perímetro mayor para dar una visión más de conjunto, se ha incluido esta unidad que, si solo se considera la zona de estudio en sentido estricto, tendría una extensión muy reducida y prácticamente irrelevante, pues se está hablando de un recorrido aproximado de 1 km. El río Tajo, pasado el estrechamiento del Hundido de Armallones, se abre y durante unos centenares de metros discurre en una zona ancha. Más adelante volverá a encajarse, en las proximidades del área recreativa de Los Ceños y aguas abajo del puente de Valtablado, pero ya alejado de los límites actuales de la zona de estudio.

Antrópico (4)

Aunque fuera de la zona de estudio, se han incluido en la cartografía zonas fuertemente antropizadas porque se incluyen en el buffer o zona periférica considerada a la hora de situar

la zona de estudio en un contexto geográfico y geológico más amplio. Se trata casi exclusivamente de canteras a cielo abierto donde se explotan las arenas caoliníferas. Estas canteras, activas o ya abandonadas, adquieren grandes dimensiones en el entorno de Peñalén y Poveda. Algunas de ellas están siendo sometidas a un ejemplar y pionero proyecto de restauración ambiental en el marco del proyecto LIFE Ribermine “recuperación de hábitat de agua dulce fluvial a través de la restauración ecológica minera de base geomorfológica en la Península Ibérica”, coordinado por la Dirección General de Transición Energética de la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha.

3.- IDENTIFICACIÓN, CARTOGRAFÍA Y CARACTERIZACIÓN DE LOS SISTEMAS NATURALES GEOLÓGICOS PRESENTES DE LOS RECOGIDOS EN EL ANEXO DE LA LEY 30/2014 DE PARQUES NACIONALES REPRESENTADOS EN EL TERRITORIO PROPUESTO COMO PARQUE NACIONAL

3.1. SISTEMAS NATURALES GEOLÓGICOS

3.1.1. Introducción

Según la Ley 5/2007 de la Red de Parques Nacionales y su posterior modificación mediante la Ley 30/2014 de Parques Nacionales, se entiende por sistema natural “el conjunto de elementos y procesos, biológicos, geológicos y climáticos interdependientes que, como resultado de la libre evolución sobre un territorio, caracterizan su ecología y su paisaje hasta definir un escenario propio, reconocible y singularizable”.

En el anexo I de dichas leyes se identifican los sistemas naturales que deben ser representados en la Red. Entre los sistemas terrestres, se han identificado 14 de clara naturaleza geológica:

- L02 - Formas de relieve y elementos geológicos singulares del macizo Ibérico y las cordilleras Alpinas.
- L03 - Formaciones y relieves singulares de montaña y alta montaña.
- L04 - Sistemas naturales singulares de origen glaciar y periglacial.
- L05 - Sistemas naturales singulares de origen kárstico.
- L14 - Sistemas y formaciones asociadas a las cuencas terciarias continentales y marinas.
- L15 - Zonas desérticas costeras y de interior.
- L20 - Cañones fluviales sobre relieves estructurales.
- L21 - Depósitos y formas con modelado singular de origen fluvial y eólico.
- L22 - Costas, acantilados, dunas y depósitos litorales.
- L23 - Humedales y lagunas de alta montaña.
- L26 - Humedales costeros y marismas litorales.
- L24 - Lagunas halófilas, saladares y aljezares.
- L25 - Lagunas de agua dulce, carrizales, espadañales y junciales, y herbáceas de “tabla” con encharcamiento temporal.
- L27 - Sistemas naturales singulares de origen volcánico.

Antes de analizar cuáles de estos sistemas naturales geológicos (SNG) están presentes en la propuesta del Alto Tajo, conviene aclarar algunas cuestiones. Así, puede apreciarse que, en algunos casos, el anexo de la Ley incluye sistemas imprecisos y redundantes o sistemas generales que engloban a su vez a otros más particulares, así como sistemas que no son excluyentes entre sí, todo lo cual puede inducir a error y plantear indefiniciones. Esta redundancia se produce incluso dentro de un mismo sistema. Los principales problemas a la hora de analizar el contenido de un sistema son los siguientes:

- L02 - Formas de relieve y elementos geológicos singulares del Macizo Ibérico y las cordilleras Alpinas. Sistema muy general que no define ningún tipo de área o rasgo geológico en concreto y que puede aplicarse a una enorme proporción del territorio

nacional. Al ser tan genérico, infinidad de sistemas naturales geológicos podrían incluirse en esta categoría pero sin una relación directa entre ellos.

- L03 - Formaciones y relieves singulares de montaña y alta montaña y L04 - Sistemas naturales singulares de origen glaciar y periglaciar. Sistemas redundantes, ya que uno engloba a otro. No se especifica si se trata de sistemas de origen glaciar y periglaciar heredados o activos en la actualidad; así como si son ambos simultáneamente o sólo uno de ellos.
- L14 - Sistemas y formaciones asociadas a las cuencas terciarias continentales y marinas. Mismos problemas que con el sistema L02. Además, entre estos L02 y L14 se cubre la totalidad del territorio español.
- L23 - Humedales y lagunas de alta montaña: Están englobados dentro de L03 y L04. Al ser más específico podrían incluirse en él exclusivamente los lagos de montaña, pero hay que recordar que éstos suelen ocupar cubetas de sobreexcavación debidas a la acción glaciar y que son, al tiempo, formaciones singulares de la alta montaña española. No parece muy lógico incluir el lago en un sistema y el resto de la cubeta en la que se encuentra en otro si éste engloba a ambos.
- L20 - Cañones fluviales sobre relieves estructurales. Sistema en exceso selectivo que debería venir acompañado de otros para casos no estructurales, además de poder ser englobado en el sistema L21. En muchos casos, se asocia a cañones fluviales sin más, al margen de la participación de la estructura.
- L21 - Depósitos y formas con modelado singular de origen fluvial y eólico. No queda claro si se refiere a origen fluvial y eólico simultáneamente o se refiere a sólo uno de los dos. Además, puede ser redundante con L22 y englobar a L20.
- L22 - Costas, acantilados, dunas y depósitos litorales. Se agrupan diferentes elementos con orígenes distintos, representativos de sistemas geológicos diferentes. Tampoco queda claro si se refiere a la totalidad de ellos o la presencia de alguno de estos elementos. Además, las dunas formarían también parte del sistema L21.

Estos problemas se deben a que no es fácil definir los sistemas naturales geológicos españoles, ya que se trata de un concepto complejo y en el que intervienen muchos aspectos. Por otro lado, puede ocurrir que se den sistemas similares (o equivalentes) en lugares que pertenecen a unidades diferentes.

Para solventar las dificultades en el caso que nos ocupa, se dará prioridad a los sistemas naturales específicos frente a los generales; es decir, se considerará que todo SNG que pueda asignarse a la vez a un sistema natural específico (p.e. “Cañones fluviales sobre relieves estructurales”) y a otro general (p.e. “Formas de relieve y elementos geológicos singulares del Macizo Ibérico y las cordilleras Alpinas”) se asignará al sistema natural específico o de mayor precisión. Por tanto, se interpreta aquí que los sistemas naturales de carácter general no incluyen las formas específicas incluidas en otros sistemas con denominaciones más precisos y que las denominaciones de aquellos deben interpretarse como “*Otras formas de relieve y elementos geológicos singulares del Macizo Ibérico y las cordilleras Alpinas*”, “*Otras formaciones y relieves singulares de montaña y alta montaña*” u “*Otros sistemas y formaciones asociadas a las cuencas terciarias*”.

3.1.2. Cartografía de elementos de los sistemas naturales geológicos

La problemática expuesta en el epígrafe anterior fue puesta ya de manifiesto en trabajos anteriores. Así, el Organismo Autónomo de Parques Nacionales promovió la elaboración de una cartografía digital continua, homogénea, comparable y general de la Red de Parques Nacionales, que representa los sistemas naturales vegetales y geológicos, de modo que sirviera de base para el seguimiento ecológico de la Red. Repetida en el tiempo, esta cartografía permitiría apreciar los cambios producidos en los sistemas naturales (<https://www.miteco.gob.es/es/red-parques-nacionales/plan-seguimiento-evaluacion/seguimiento-ecologico/cartografia.aspx>).

Como se ha dicho, los problemas de interpretación, redundancia y duplicidad de los sistemas naturales geológicos planteaba ciertos problemas, por lo que se decidió subdividir los sistemas naturales geológicos en una serie de elementos o clases morfográficas-morfogenéticas, que permitieran aportar más información sobre la configuración, presencia y características de los sistemas naturales geológicos presentes en la red de parques nacionales. De esta manera, en la descripción del apartado 3.2 y en las páginas siguientes, se centrará la atención en los sistemas naturales geológicos y en los elementos presentes que conforman el sistema natural existente. Esto es, además, esencial para comprobar la representatividad de los sistemas naturales geológicos presentes en el área de estudio en comparación con otros parques nacionales ya existentes. Una cartografía equivalente existe ya para los parques nacionales actuales, por lo que esta cartografía pone al territorio de estudio al nivel de los ya declarados.

Cabe destacar que algunos de los elementos descritos se sitúan contiguos a la zona de estudio pero fuera de ella, estando incluso algunos de ellos protegidos y formando parte de la Red de Espacios Naturales Protegidos de Castilla-La Mancha. Debido a su singularidad y proximidad, se han incluido en la cartografía, pero en esta memoria se separan para no provocar confusión y dejar claro lo que queda y lo que no queda incluido en la zona de estudio.

3.2. SISTEMAS NATURALES GEOLÓGICOS PRESENTES EN EL ALTO TAJO

Según lo expuesto anteriormente, se entiende por sistemas naturales geológicos la “agrupación de aquellos territorios que muestren características orográficas y paisajísticas homogéneas y claramente diferenciables de las circundantes, debido a la participación de determinados procesos geodinámicos en la actualidad o en el pasado, lo que da lugar a la existencia de determinados elementos geológicos (o combinación de los mismos) que caracterizan o definen el sistema”.

Del listado de los 14 sistemas naturales geológicos incluidos en el anexo de la Ley, en el territorio estudiado hay presencia de dos. Son: 1) Cañones fluviales sobre relieves estructurales; y 2) Sistemas naturales singulares de origen kárstico (Fig.10). También podría considerarse que hay presencia de otros sistemas, pero los dos ya citados son más específicos (serían: Formas de relieve y elementos geológicos singulares del macizo Ibérico y las cordilleras Alpinas, y Depósitos y formas con modelado singular de origen fluvial y eólico).

3.2.1. Cañones fluviales sobre relieves estructurales

Es, sin duda, el sistema natural geológico más relevante y el que abarca casi todo el territorio. La delimitación de la zona de estudio ciñéndose prácticamente al cañón principal, provoca que este sistema ocupe prácticamente toda la zona de estudio. Las características de este sistema han sido definidas en el epígrafe 2.2 y engloba totalmente la unidad 1 (Fig. 7). En cualquier caso, se pueden resumir en que la zona de estudio muestra una excepcional representación de este sistema. Ocupa un 58% del total del territorio estudiado.

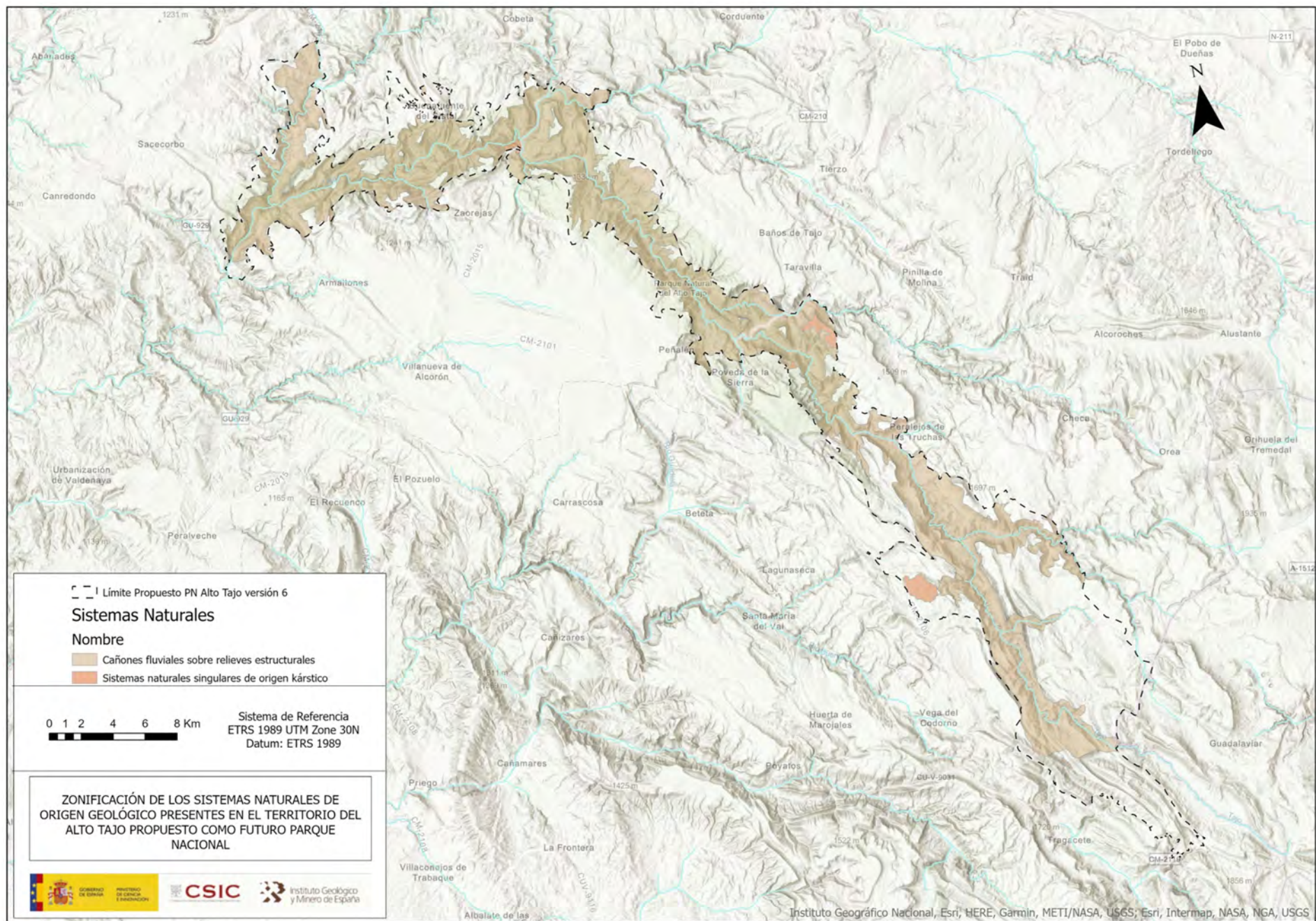


Figura 10. Sistemas naturales geológicos presentes en la zona de estudio.

Los elementos de origen fluvial son los protagonistas indiscutibles de la zona de estudio. De hecho, el río Tajo es el elemento vertebrador de este territorio. El río Tajo y sus afluentes forman una intrincada red de cursos fluviales que, a menudo, están profundamente encajados, dando lugar a espectaculares barrancos, hoces y cañones que suman más de cien kilómetros de recorrido. El conjunto de elementos fluviales muestra una amplia diversidad, siendo predominantes los sectores profundamente encajados pero con tramos lineales que alternan con marcados meandros y repentinos cambios de dirección en el río, o cascadas frente a remansos, todo ello condicionado por la geología. Por otro lado, si hay una característica geológica que define a este territorio es que se trata de una zona muy tectonizada. La sucesión de pliegues y de estructuras frágiles es continua, y condiciona absolutamente el paisaje en general y aspectos concretos como la propia dirección del río Tajo. Así, los relieves estructurales son los dominantes en la región.

Este sistema se compone de territorios en los que se desarrolla un cañón fluvial o un conjunto de ellos, con una profunda incisión en el territorio circundante, que muestra una disposición tectónica singular que queda expuesta por la erosión fluvial. Puede presentar un trazado lineal o meandriforme, y se caracteriza por presentar saltos, cambios de dirección y modificaciones en su perfil al adaptarse al entramado estructura que corta. Los límites del cañón son abruptos y la superficie circundante puede presentar una topografía plana al adaptarse a la disposición horizontal de los estratos, o desarrollar crestas y cuestas.

Como es evidente, los principales elementos que forman este sistema son de tipo fluvial y estructural. Entre los primeros, están: garganta, cañón o desfiladero principal; cañones secundarios; áreas acarcavadas, fondos de valle, meandros abandonados; cascadas y saltos de agua; y tobas fluviales. En cuanto a los elementos de carácter estructural, destacan: relieves estructurales, crestas, cuestas y pliegues. Además, por el desarrollo de escarpes verticales, es frecuente el desarrollo de procesos gravitacionales, como desprendimientos, derrumbes y caos de bloques.

SISTEMA	COD	ELEMENTO
Cañones fluviales sobre relieves estructurales	1.a	Garganta, cañón o desfiladero principal
	1.b	Cañones secundarios
	1.c	Áreas acarcavadas
	1.d	Fondo de valle
	1.e	Meandro abandonado
	1.f	Cascadas y saltos de agua
	1.g	Tobas fluviales
	1.h	Pliegues
	1.i	Relieves estructurales, crestas, cuestas
	1.j	Desprendimientos
Sistemas naturales singulares de origen kárstico	2.a	Lapiaces
	2.b	Dolinas aisladas en embudo o de fondo plano
	2.c	Campo de dolinas y otras depresiones kársticas
	2.d	Cavidades kársticas
	2.e	Edificios tobáceos
	2.f	Laguna kárstica

Tabla 2. Sistemas naturales geológicos y elementos geológicos presentes en la zona de estudio. Se representan en la Fig.11.

Cañón principal (1.a)

El cañón principal del Tajo ya se ha descrito con anterioridad pues coincide con la 1.1 (Fig.7). La descripción puede consultarse en la pág.14. Es importante señalar que este sistema se ha cartografiado no en sentido geomorfológico, que sería delimitando la divisoria de aguas y el escarpe del cañón, si no atendiendo exclusivamente a las zonas donde la pendiente es más fuerte y se puede considerar que el curso fluvial está más encajado.

Cañones secundarios (1.b)

Como en el caso anterior, ya ha sido descrito pues coincide con la unidad 1.2 (Fig.7). La descripción puede consultarse en la pág.20.

Áreas acarcavadas (1.c)

Conocidas también localmente con el nombre de ‘terreras’. Se forman cuando, en las laderas formadas por materiales poco cohesionados (como es el caso de las arcillas o las arenas), se encajan numerosos regueros que ejercen una fuerte erosión lineal. El proceso se acelera cuando las precipitaciones son torrenciales y la vegetación escasa. Las cárcavas dan lugar a una red de drenaje muy densa pero poco profunda, creando un laberinto de regueros poco jerarquizados en una ladera. Estos terrenos poco consolidados adquieren así una topografía muy quebrada, con presencia de afilados interfluvios que separan vallejos de pequeñas dimensiones que, frecuentemente, poseen fondos planos o en uve. En su formación son determinantes cuatro factores: la intensidad de las precipitaciones, la cohesión de las rocas, la pendiente y la densidad de la cubierta de vegetación. Las cárcavas adquieren un mayor desarrollo cuanto mayor es la pendiente de la ladera y más intensas las precipitaciones, y, por otra parte, cuanto menor es la cohesión de las rocas y la cobertura vegetal.

El desarrollo de cárcavas es muy frecuente en el sector central y oriental de la zona de estudio. La presencia de formaciones poco competentes y poco resistentes a la erosión, como la Fm. Utrillas favorece el encajamiento de numerosos regueros que ejercen una intensa erosión lineal de manera natural. Sin embargo, generalmente estas formaciones ocupan zonas de ladera con poca pendiente y con rocas altamente resistentes a la erosión en los niveles suprayacentes, por lo que no cubren grandes extensiones y generalmente es al pie de escarpes. Esto no favorece la incisión de la red fluvial ni la formación de una arroyada lo suficientemente intensa como para generar cárcavas de grandes dimensiones. Muy diferente es la situación cuando la acción antrópica ha abierto taludes artificiales para la explotación de las areniscas caoliníferas, generando pendientes poco frecuentes de manera natural y escarpes lineales muy continuos, cuando no ha eliminado directamente las capas suprayacentes. El resultado es la formación de enormes zonas de cárcavas por procesos naturales pero inferidas a partir de una transformación antrópica previa.

Uno de los ejemplos más notables es el de las cárcavas de la Ribagorda, que tienen una extensión aproximada de 2,7 has. Están formadas en los materiales poco cohesivos de las arenas caoliníferas, ofreciendo una morfología y colores de gran atractivo visual. Al final de la cárcava se construyó un dique de corrección hidrológica para recoger las altísimas emisiones de sedimentos que produce la erosión de la cárcava. Estos sedimentos producen un gran impacto ambiental en los cauces, desembocando principalmente en el Río Tajo. Aunque su origen se debe a una modificación antrópica, se considera un elemento de interés debido a cómo ha evolucionado, de forma natural, una vez fue abandonada la explotación.

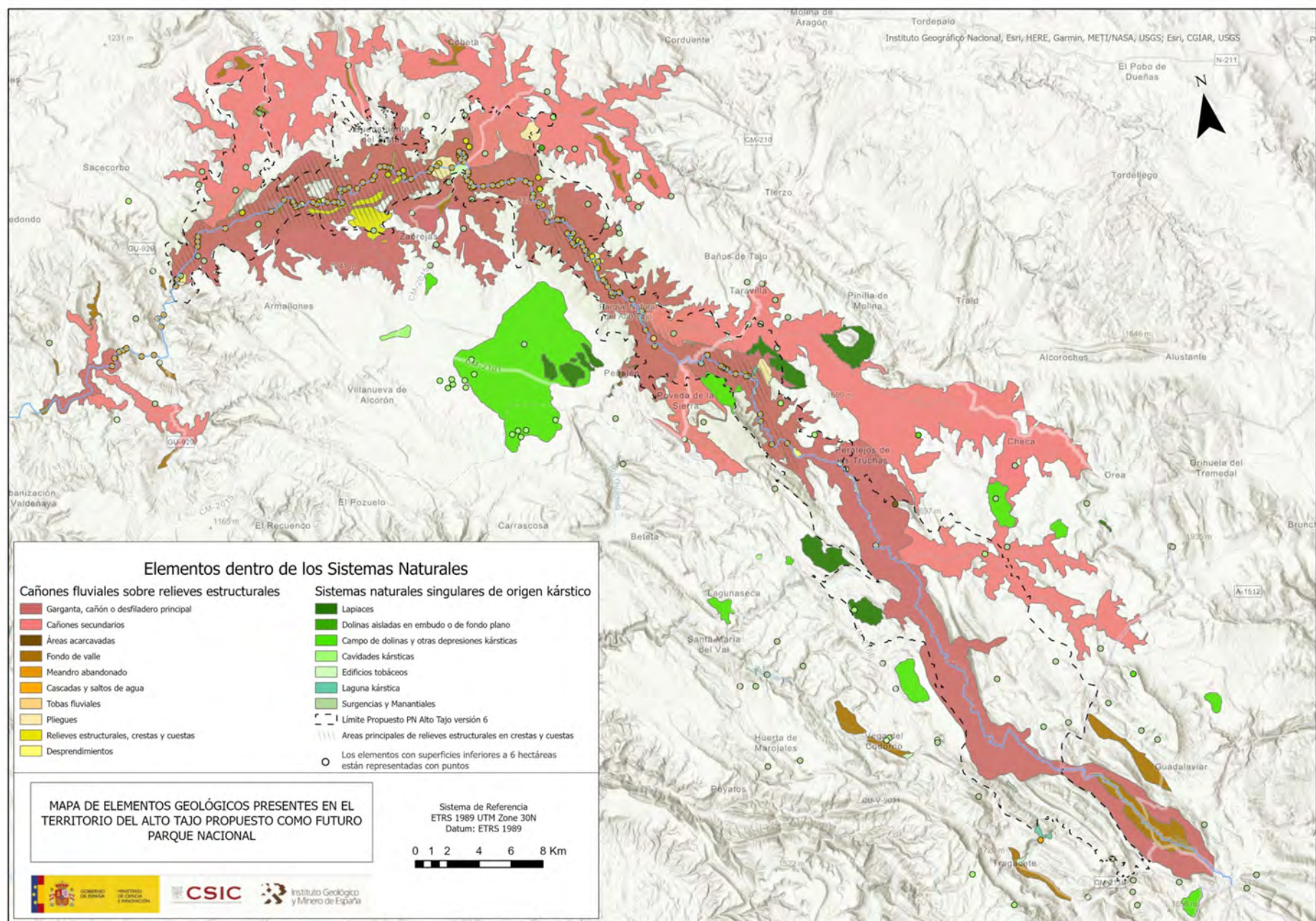


Figura 11. Elementos geológicos de los sistemas naturales geológicos presentes en la zona de estudio.

En el entorno de la población de Peñalén, pero fuera de la zona de estudio, también son frecuentes las cárcavas, en este caso debidas a procesos naturales porque el afloramiento de la Fm. Arenas de Utrillas alcanza una mayor continuidad.

Fondo de valle (1.d)

Los fondos de valle adquieren poco desarrollo en la zona de estudio porque esta se ciñe casi exclusivamente al trazado del cañón fluvial. Se trata de pequeñas zonas ensanchadas, generalmente en la confluencia de algún tributario sobre el curso principal. El fondo de valle más desarrollado se sitúa fuera de la zona de estudio pero aledaña a sus límites, en la zona más cercana a la cabecera del río Tajo, donde sí se forma un fondo de valle desarrollado de alrededor de 8 km de longitud con una anchura máxima de 1,7 km, que coincide con el núcleo de un sinclinal, relleno con materiales terciarios. De esta manera, aunque podría considerarse un relieve estructural, se ha preferido clasificarlo como una forma de modelado fluvial porque ayuda a caracterizar mejor el elemento principal de la zona de estudio, que es el curso del río Tajo. En este tramo el río discurre con poco caudal y entidad, sin encajar, con un curso divagante formando una vega por encima de los 1.500 m de altitud.

Meandro abandonado (1.e)

La formación de meandros abandonados no es excesivamente frecuente en cañones (lo es mucho más en meandros que ocupan llanuras de inundación), y constituyen morfologías muy singulares. Un excelente ejemplo se puede observar en las cercanías del Salto de Poveda, en el meandro abandonado de la Hoya de la Parra. El cauce fósil se sitúa unos 15 metros por encima del actual, y dibuja una curva casi perfecta de unos 500 metros de recorrido, en cuyo interior se sitúa, además un estético cerro que corresponde con un apretado pliegue anticlinal.

Cascadas, saltos de agua y rápidos (1.f)

El río Tajo presenta un perfil escalonado al adaptarse al entramado estructural donde son frecuentes los saltos de agua, en general de poco desnivel, pero que crean zonas de mayor turbulencia y velocidad del caudal. A veces, estos saltos de agua están generados por discontinuidades geológicas (cambios litológicos pero, sobre todo, fallas), otras veces la acumulación de bloques caídos que taponan parcialmente el cauce y en otras ocasiones represamientos tobáceos de origen fluvial. En total, se pueden identificar casi un centenar de tramos donde el curso fluvial sufre algún tipo de estrechamiento o salto. De hecho, son muy pocos los vados que el río presenta en todo este recorrido.

Por otro lado, algunos edificios tobáceos en cursos tributarios del Tajo originan saltos de agua en la época de lluvias. Así ocurre tanto en la Escaleruela como en el Campillo, siendo las dos cascadas más conocidas de la zona. Por otro lado, ya se han mencionado las cascadas del Salto de Poveda y del Molino de Arriba, como parte de modificaciones antrópicas para represar el agua y generar un salto con fines hidroeléctricos. Una cascada estacional es la denominada Ojos de la Cárquima, situada aguas arriba del Hundido de Armallones, en donde se sitúan dos surgencias que vierten agua unos metros por encima del cauce del río solo en ocasiones de lluvias intensas. Fuera de la zona de estudio se sitúa también El Chorrero, un salto de agua situado justo a la entrada de Huertapelayo.

Tobas fluviales (1.g)

Un caso particular de formación de tobas ligadas a cursos fluviales es el que se genera transversalmente a los cauces de ríos y arroyos de aguas carbonatadas. Se deben a la formación de pequeñas represas naturales sobre los que precipita el carbonato cálcico disuelto en el agua. La existencia de obstáculos e irregularidades de origen natural, como desprendimientos o saltos de agua, así como la acumulación de restos vegetales, pueden favorecer el crecimiento y formación de este tipo de tobas. El resultado es un pequeño dique que, poco a poco, va creciendo en altura y espesor, dando al río un aspecto escalonado con pequeñas pozas naturales de menor o mayor tamaño.

A lo largo del cauce del río Tajo hay numerosas tobas fluviales, generalmente formando terrazas y represas, desarrolladas a favor de saltos de agua y represas. Se trata de pequeñas acumulaciones tobáceas, dispersas y que en muchos casos no tienen entidad para ser cartografiadas a la escala considerada, aunque en otros casos sí forman terrazas cartografiables. Las tobas pueden situarse solo en una orilla, en medio del cauce o incluso formar una terraza que se sitúe en ambas orillas.

Algunos ejemplos son las situadas en el río Tajo en las inmediaciones de los campamentos de la Fuente de la Teja y el de la Fuente de la Parra. Sin embargo, las más notables son las situadas aguas arriba y abajo del Salto del Molino, cerca de la localidad de Peralejos de las Truchas. De manera consecutiva e intermitente, se extienden a lo largo de casi 4 km de recorrido lineal del río. También destacan las formadas aguas abajo del Puente de Martinete y hasta la confluencia entre el arroyo que parte de la laguna de Taravilla y el río Tajo. La propia laguna está represada por una barrera tobácea, pero está descrita en el apartado de laguna kárstica.

Cabe destacar también la formación de dos barreras tobáceas fluviales de dimensiones notables y gran atractivo visual ligados a infraestructuras antrópicas que han generado o aprovechado un salto en el perfil del río, favoreciendo la precipitación del carbonato. De hecho, la participación antrópica también está presente en algunos de los casos ya citados. Son el Salto de Poveda y el Salto o Cascada del Molino de Arriba, este último en las cercanías de Peralejos de las Truchas y en el lugar anteriormente descrito. Si bien el Salto de Poveda aprovecha un escarpe natural debido a la presencia de un cabalgamiento, la del Molino aprovecha los restos de una antigua presa hoy casi en desuso.

Pliegues (1.h)

Como ya se ha comentado en los epígrafes anteriores, la dirección regional de fracturación es la NO-SE, con el desarrollo de su conjugada NE-SO. Son debidos a los esfuerzos compresivos de la orogenia Alpina que fundamentalmente en dos pulsos (Eoceno-Oligoceno y Mioceno inferior) dejaron reflejo en este sector de la Cordillera Ibérica. La representación de los ejes de los principales pliegues de la zona refleja totalmente este hecho, que se ve reflejado en el propio trazado del cañón del Tajo, que sigue en diversos tramos precisamente esas direcciones, con un tramo aproximadamente E-O en la zona de intersección de ambas direcciones (Fig.12).

Por tanto, son muy numerosas las zonas afectadas por pliegues. Dos en las que se pueden observar mejor son los alrededores de Cuevas Labradas y las cercanías de Poveda de la Sierra. En el cañón del río Gallo, al oeste de la población de Cuevas Labradas, se pueden observar espectaculares pliegues en acordeón con ángulos muy marcados y apretados que afectan a la serie del Jurásico inferior. Esta estructura ha acondicionado el relieve, por lo que las cimas de los cerros circundantes corresponden con los anticlinales, las laderas con los flancos y los valles

con los sinclinales. Por su parte, en los alrededores de Poveda de la Sierra afectan tanto a la serie jurásica como a la del Cretácico superior.

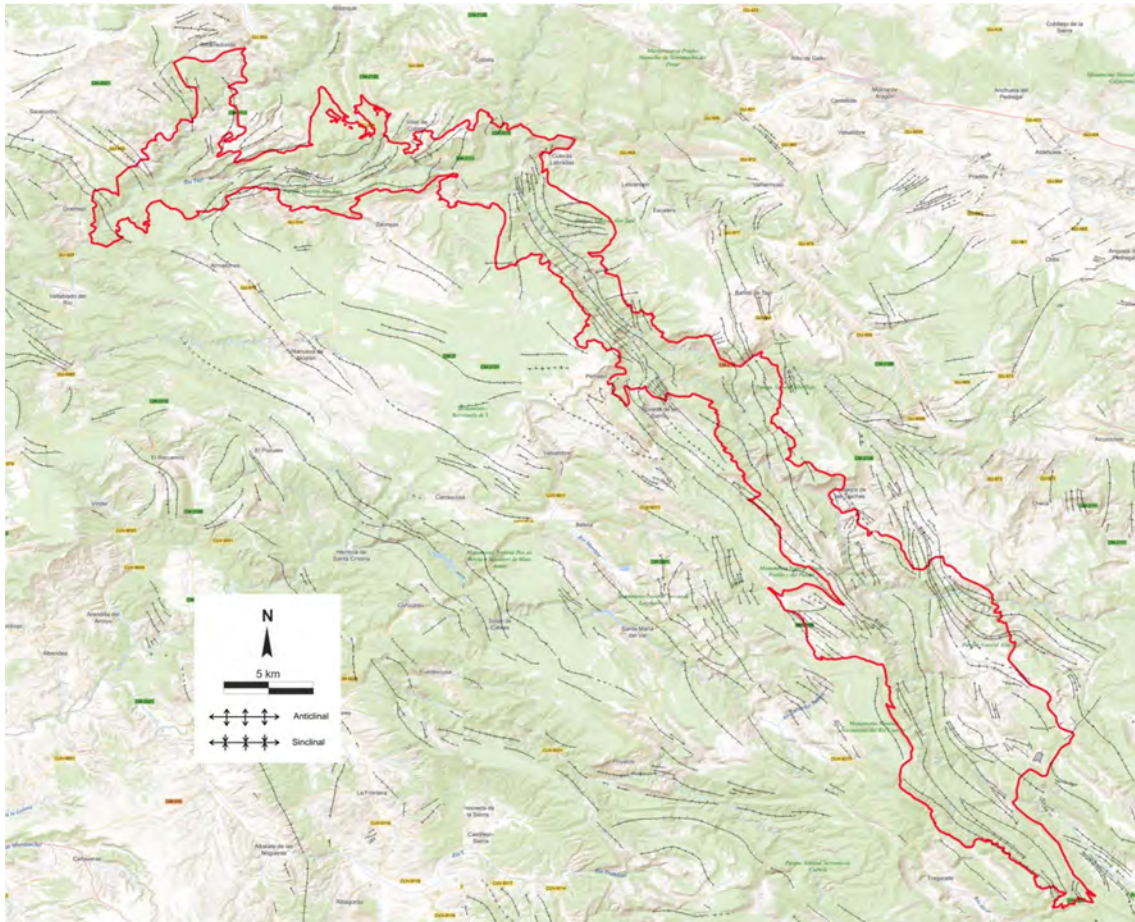


Figura 12. Ejes de los principales pliegues de la zona de estudio. Se observa las direcciones preferentes NO-SE y NE-SO. Fuente: IGME.

El cañón del Tajo deja al descubierto algunos pliegues anticlinales de grandes dimensiones formando cluses fluviales. Los mejores ejemplos son los del Tormadal, frente al campamento de la Fuente de la Parra afectando al Cretácico superior, el de La Herrería afectando a las mismas unidades y de las mismas características, y el del Hundido de Armallones.

Relieves estructurales, crestas, cuevas (1.i)

La importancia de las estructuras en la configuración de los paisajes del Alto Tajo se refleja también en la existencia de tramos donde los relieves estructurales alcanzan un importante desarrollo, en especial con la formación de crestas y cuevas. De hecho, una cartografía de los sectores con marcado desarrollo de los relieves estructurales cubriría prácticamente todo el cañón, y es que esa es la característica fundamental de este territorio: la combinación de procesos fluviales y estructurales. Destacan algunos tramos con desarrollo de crestas y cuevas cortadas oblicuamente por el río, como el comprendido entre la Cabeza Machorra y las cercanías del Vado de Valdenarros, el tramo entre el Puente de San Pedro y la Peña de Los Cuchillos (en especial la cresta de este último cerro y su continuación hacia el monasterio de Buenafuente del Sistal), y desde la confluencia del Ablanquejo hasta el Hundido de Armallones.

Este tipo de estructuras proporcionan al cañón del Tajo una importante singularidad. De hecho, es una de las justificaciones para su declaración como Parque Nacional, debido a que se trata de un excelente ejemplo a escala nacional de este tipo de elementos geológicos.

Desprendimientos (1.i)

En la zona de estudio son frecuentes los desprendimientos, generalmente de pequeña escala, que corresponden habitualmente a caídas de la cornisa superior de los escarpes, generando acumulaciones al pie de los mismos. La alta resistencia a la erosión de las calizas y dolomías del Cretácico superior y la existencia de niveles menos competentes infrayacentes, como margas y arenas, favorecen el socavamiento de la base de los escarpes y el colapso de parte de la cornisa. Además, la deformación tectónica ha favorecido la formación de relieves estructurales muy verticalizados y el diaclasado intenso de las zonas de charnela de los ejes de los pliegues, lo que facilita el desprendimiento de bloques limitados por estos planos de debilidad a los que sumar la propia estratificación de las rocas. Por ello, este tipo de depósitos son frecuentes en los cañones lavados sobre relieves estructurales.

El desprendimiento más reseñable a la escala estudiada es el del Hundido de Armallones. Este desprendimiento de grandes dimensiones (alrededor de 8 has) tuvo lugar en el siglo XVI, y los bloques llegaron a taponar el curso del río Tajo, situado doscientos metros más abajo, en el fondo del valle. No se sabe la fecha exacta del desprendimiento, pero aún se guardan los documentos que el pueblo de Ocentejo envió en 1578 a Felipe II pidiendo ayuda por los daños causados por el represamiento del río. Hoy en día podemos ver los grandes bloques de roca en las orillas del río ya que, poco a poco, el río ha ido buscando su camino entre los grandes bloques. Los bloques se distribuyen a lo largo de 300 metros de recorrido fluvial y alguno de ellos supera los 12 m en su eje mayor. Debido a la estratificación de las rocas que conforman el escarpe, la mayoría de los bloques forman paralelepípedos de bordes angulosos llegando a estrechar considerablemente el cauce, lo que provoca que el caudal se concentre y acelere, creando rápidos en este tramo. Los bloques procedentes del desprendimiento también se acumulan en la ladera ocupando un área de aproximadamente una hectárea. La densa colonización de la vegetación refleja la estabilidad de este derrubio que no debió experimentar mucho movimiento tras su acumulación. Debido a su cercanía con la zona de origen, en este depósito se observan bloques más grandes, de idénticas características que los descritos anteriormente pero con dimensiones que superan los 15 m en el eje mayor.

Otro desprendimiento de características similares es el de la Cabeza Lapuente, en una vertiente orientada al Este ocupando una superficie aproximada de 2 ha y al pie de un escarpe de calizas y dolomías del Cretácico superior buzantes al Norte, y que forman parte del flanco de un sinclinal. También cerca de Huertapelayo se sitúan dos desprendimientos que, si bien son de pequeñas dimensiones, son recientes y fácilmente observables en la ladera. Apenas han dejado depósitos en el cauce y se extienden por una superficie de 0,2 y 0,3 km² cada uno.

En las cercanías del Castillo de Garabatea y el Puntal del Rancho, aguas abajo del Campamento de la Fuente de la Teja, se sitúa otro desprendimiento notable. En este caso, la superficie ocupada por el depósito de ladera alcanza las 8 has de superficie y ha acumulado gran cantidad de bloques angulosos en el cauce del río Tajo, alguno de los cuales supera los 20 m de longitud en su eje mayor. El desprendimiento fue de las cornisas superiores de calizas y dolomías del Cretácico superior justo en la charnela de un anticlinal.

Otra zona con grandes bloques desprendidos se sitúa en las proximidades del Puente de Martinete. Al pie de los desarrollados escarpes de Las Canalejas se acumulan gran cantidad de bloques caídos de las cornisas superiores a lo largo de una superficie de 13 ha, llegando al propio cauce del río, donde algunos de los bloques superan los 19 m en su eje mayor. Este es uno de los mejores lugares de la zona de estudio para observar este tipo de depósitos de ladera.

3.2.2. Sistemas naturales singulares de origen kárstico

Este sistema incluye formas y depósitos originados como resultado de la disolución y precipitación de las rocas. El karst es típico de aquellos lugares donde afloran rocas con alta capacidad de disolución, como las calizas, dolomías o yesos, y donde la circulación de agua, superficial o subterránea, permite su disolución. Pero para que la disolución y precipitación sean eficaces y el karst alcance un desarrollo importante no sólo es necesaria la presencia de rocas solubles; también es determinante la participación de otros factores, como la disponibilidad de agua en forma de lluvia y nieve, la temperatura ambiental y del agua, o la fracturación de las rocas. La palabra karst procede de Eslovenia, donde este tipo de modelado alcanza un espectacular desarrollo.

En la zona de estudio y alrededores, el karst adquiere una relevancia excepcional, tanto en desarrollo como en variedad de morfologías y depósitos, sobre materiales carbonáticos (también podría considerarse sobre litologías evaporíticas, pero no es el caso). El desarrollo del karst es tanto en superficie como en profundidad (exo y endokarst, respectivamente), con conexiones entre ambos que permanecen activas, lo que confiere más interés aún al sistema. Entre los elementos se incluyen morfologías que son resultado de la disolución y formas que son producto de la precipitación de carbonato cálcico en ambientes subterráneos y superficiales, especialmente estos últimos. Ocupa un 1,2% del total del territorio.

Los elementos incluidos en este sistema son: lapiaces; dolinas aisladas en embudo o de fondo plano; campo de dolinas y otras depresiones kársticas; cavidades kársticas; edificios tobáceos; y lagunas kársticas.

Sin duda, son unas de las morfologías que adquieren más desarrollo en la zona, con presencia de interesantes manifestaciones tanto exo como endokársticas, que forman parte de uno de los sistemas kársticos más interesantes de la Península ibérica. Sin embargo, debido a que la zona de estudio prácticamente se limita al entorno inmediato al cañón, muchas de estas manifestaciones kársticas de gran relevancia quedan fuera del ámbito de estudio pero muy próximas a ella. Esto es debido a que se trata de un karst de mesa, que se manifiesta de manera más extensa en las parameras y otras superficies más o menos horizontales donde el desarrollo de las formas de infiltración es tal que la red fluvial no tiene apenas incisión.

Las litologías dominantes en la zona son muy favorables para el desarrollo de procesos kársticos, en especial las dolomías de la Fm. Ciudad Encantada. Es sobre esta unidad donde se desarrollan las formas kársticas más llamativas a nivel paisajístico, como pueden ser los macrolapiaces y los campos de dolinas.

Llama la atención que algunas de las manifestaciones kársticas más importantes de la zona no estén incluidos en el área de estudio, aunque estén muy próximas e incluso colindantes, e incluso cuando algunas de ellas cuentan con un grado de protección ambiental reconocido (como Monumento Natural).

Lapiaces (2.a)

Un lapiaz es un conjunto de acanaladuras y oquedades, con frecuencia de varios centímetros de longitud y profundidad, que se forman en las rocas solubles (de composición carbónica o evaporítica) debido a procesos de disolución. En el Alto Tajo prácticamente la totalidad de los lapiaces se desarrollan sobre calizas y dolomías. Cuando los procesos de disolución actúan a gran escala afectando a una extensión y un espesor de rocas notables durante un tiempo prolongado, el lapiaz puede adquirir dimensiones considerables, dando lugar a lo que se denomina un megalapiaz. Debido a su aspecto laberíntico y a las caprichosas formas que adquieren las rocas, estos megalapiaces son conocidos popularmente con el nombre de 'ciudades encantadas de roca'. Los megalapiaces son relieves de aspecto ruiforme, en los

que unos pocos restos de roca quedan como testigos de la formación rocosa desaparecida por efecto de la erosión y disolución. Los bloques de roca adquieren formas de ‘tormos’ o ‘setas’ (más estrechos en la base y anchos en la parte superior), torreones y puentes de roca, mientras que los pasillos o callejones que independizan los bloques de roca se denominan ‘bogaces’. La fracturación de las rocas es un factor fundamental para el desarrollo de cualquier tipo de lapiaz, pero especialmente en el caso de los megalapiaces. Muchos de los callejones que independizan bloques de roca tienen direcciones paralelas, indicando las direcciones de fracturación en las que la disolución es más eficaz.

Los ejemplos más notables de lapiaces y macrolapiaces del Alto Tajo se sitúan fuera de la zona de estudio, aunque aledaña a esta. En especial, son dignos de reseñar los situados al NO de Peñalén y los del Monumento Natural de Muela Pinilla. En estas zonas de gran desarrollo de lapiaces, es frecuente que también se desarrollen importantes campos de dolinas.

Dolinas aisladas en embudo o de fondo plano (2.b)

Aunque la mayoría de las depresiones kársticas del Alto Tajo se presentan agrupadas en zonas donde pueden alcanzar una gran densidad, a veces aparecen algunas de ellas aisladas. Un ejemplo es El Torcón, situada cerca del Molino del Sarguillo, al sur de Ribarredonda. Se trata de una dolina de colapso de planta subcircular y un diámetro de 50 m situada justo en la cresta de un cerro de 943 m de altitud. Está formada en las calizas karstificables de la Fm. Cuevas Labradas, que colapsaron, implicando a las suprayacentes calizas de la Fms. Barahona y Cerro del pez. A unos 500 m hacia el SO aparece otra cavidad similar desarrollada sobre los mismos materiales, algo más pequeña pero también muy espectacular, en este caso en el fondo del valle, justo en el borde de unos cultivos.

Campos de dolinas y otras depresiones kársticas (2.c)

Popularmente conocidas con el nombre de ‘torcas’, las dolinas son depresiones cerradas de contornos subcirculares y dimensiones variables, que oscilan de algunos metros cuadrados a varias hectáreas. Se forman por la progresiva disolución de calizas y dolomías o por el hundimiento de cavidades cercanas a la superficie. También pueden originarse por la disolución de yesos, aunque este último caso no está presente en el Alto Tajo. En función de su origen, las dolinas pueden presentar bordes suaves o escarpados, así como fondos planos o en forma de embudo, y encontrarse estacional o permanentemente inundadas. Las dolinas a menudo sirven de embudo y colector de aguas superficiales que se introducen bajo tierra, alimentando la circulación de las aguas subterráneas. Las uvalas se forman por la unión (coalescencia) de varias dolinas cercanas, dando lugar a una depresión más o menos extensa, con forma lobulada. Las dolinas y uvalas pueden presentarse aisladas o en conjuntos, formando lo que se denominan campos de dolinas. Éstos suelen estar asociados a alineaciones (fracturas, ejes de plegamiento, etc.) a lo largo de los cuales se ve favorecida la disolución de las rocas calcáreas. La fracturación de las rocas es, por tanto, un factor fundamental que condiciona el desarrollo de las dolinas y uvalas y, en general, de todos los rasgos kársticos. Un poljé es una amplia depresión de fondo plano, formada por efecto de la disolución y condicionada frecuentemente por la tectónica. A simple vista parece un valle fluvial o una planicie, pero se diferencia de éstos en que el poljé es una depresión cerrada, como una enorme dolina pero donde las aguas son drenadas subterráneamente. En su formación se combinan factores relacionados con la composición de las rocas y su susceptibilidad a la disolución, así como con la presencia de pliegues y fallas y otros tipos de discontinuidades tectónicas. Su fondo plano está cubierto, a menudo, por arcillas de descalcificación (residuo sólido insoluble) que conservan bien la humedad, por lo que con frecuencia en dichos fondos se emplazan cultivos o praderas naturales. Los poljés poseen laderas escarpadas o suaves y, en

ocasiones, un pequeño curso de agua estacional circula por su fondo hasta llegar a un sumidero, denominado 'ponor', donde el agua se infiltra y pasa a circular por galerías subterráneas. En el fondo de los poljes a veces quedan relieves residuales, llamados 'hums'. En los poljes el nivel freático suele estar próximo a la superficie, lo que hace que en determinadas épocas del año se inunden dando lugar a extensas lagunas poco profundas. En el Alto Tajo esto no es habitual, pero sí la formación de pequeñas zonas encharcadas que, aunque, no ocupan todo el fondo del polje dan lugar a la formación de pequeñas lagunas.

Con mucha frecuencia las depresiones kársticas aparecen concentradas en zonas de mayor disolución, dando lugar los denominados campos de dolinas, que incluyen dolinas propiamente dichas, uvalas y, también en muchos casos, poljes. Uno de los mejores ejemplos es el Calar de los Chaparros, una superficie elevada con base media a 1.600 m de altitud e inclinada hacia el Este, donde se sitúan medio centenar de dolinas y uvalas con diferente grado de profundidad pero que en pocas ocasiones supera los 40 metros. Se trata de dolinas de planta subcircular en su mayoría, fondo en forma de embudo y bastante profundas en relación con su diámetro, con algunas de sus laderas cubiertas de derrubios. Su zona de máxima concentración se extiende por un área de 2,5 km² entre la CM-2106 y el escarpe sobre el río Tajo situado al Este. También existen depresiones cerradas de planta alargada que en algunos casos superan los 700 m de eje mayor, y en la parte septentrional existen varias depresiones de mayores dimensiones y forma alargada que, posiblemente, tengan funcionamiento hidrogeológico excepcional y se trate de poljes. La importancia del papel del entramado estructural en el desarrollo de este exokarst se manifiesta en el hecho de que las dolinas aparecen en su mayoría alineadas con dirección NO-SE. De hecho, siguiendo esa dirección en el calar se observa una sucesión de anticlinales y sinclinales con flancos de buzamiento moderado. Esa misma dirección es la que posee el escarpe que delimita el calar por el lado oriental coincidiendo con sus máximas cotas, que rondan los 1.630 m de altitud. Las dolinas afectan al propio escarpe, que se abre hacia el Este con un perfil irregular como una sucesión de pequeños circos que corresponden a las depresiones kársticas. Una singularidad de este campo de dolinas es que se desarrolla sobre las calizas jurásicas de la Fm. Cuevas Labradas, que pueden desarrollar manifestaciones kársticas, pero generalmente con menos desarrollo, siendo el único campo de dolinas de la zona desarrollado sobre esta formación. Como suele ser habitual en la zona, los campos de dolinas incluyen simas, formadas en el fondo de las mismas. En el de los Chaparros, se sitúa la sima del Embudo de las Tormentas, descrita en el apartado de cavidades kársticas.

Tanto al Norte como al Sur de ese calar existen otras dos superficies altas con amplia abundancia de depresiones kársticas. Pero, en ambos casos, están fuera de la zona de estudio aunque contiguas, y en ambos casos se desarrollan ya sobre la Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada, es decir, del Cretácico Superior.

La del Sur es la Muela de San Felipe, un sinclinal colgado donde la dirección estructural sigue siendo NO-SE, lo que se manifiesta en la alineación de las dolinas y en la propia fisionomía de la muela, que se eleva un centenar de metros sobre el relieve circundante. El extremo oriental de la Muela supera los 1.720 m de altitud. Al pie de su escarpe occidental, y bajo un anfiteatro natural, se sitúa el Nacimiento del Río Cuervo, declarado Monumento Natural en 1990. Se forma al ubicarse una surgencia que recoge la esorrentía infiltrada en la parte alta de la muela, dando lugar a una espectacular sucesión de tobas calcáreas.

Fuera de la zona de estudio, pero anexa a sus límites, se sitúa una amplia extensión de pinar con una alta densidad de depresiones kársticas, incluidos varios poljes, en plena paramera de Peñalén. Debido a la densidad del pinar es difícil observarlas si no se está junto a ellas, pero su desarrollo es realmente espectacular. Además, en la zona también se desarrollan de manera sobresaliente los macrolapiaces. También existen zonas de amplio desarrollo de dolinas en los

términos de Peralejos de las Truchas y Checa, fuera de la zona de estudio, pero muy cercanas a sus límites.

Cavidades kársticas (2.d)

Las cavidades de origen kárstico son muy abundantes y frecuentes en el Alto Tajo. Se forman aprovechando la alta capacidad de disolución de algunas formaciones, especialmente del Cretácico superior, por el paulatino ensanchamiento de conductos subterráneos al circular agua por ellos. Así, la disolución de la roca carbónica, junto con el colapso y arrastre de material, es lo que provoca el progresivo crecimiento de la cavidad. Esta disolución se realiza a favor de líneas y planos de discontinuidad o debilidad de la roca que, poco a poco, van agrandándose hasta dar lugar a una serie de conductos que llegan a formar una auténtica red de galerías subterráneas. Por lo tanto, la fracturación es también un factor esencial en el desarrollo del endokarst.

Las muelas formadas por materiales cretácicos constituyen acuíferos colgados de funcionamiento libre, combinando la alta permeabilidad por disolución y por fisuración. El nivel de base de este karst lo constituyen las arenas de la Fm. Utrillas que, debido a su alto contenido en arcillas, se comportan de manera impermeable. El drenaje y la ubicación de las surgencias de la zona no son bien conocidos. Sin embargo, se supone que el sistema drena al río Tajo, a pesar de que a veces se sitúa a más de 10 kilómetros de distancia.

A menudo se distingue entre cavidades con desarrollo mayoritario de galerías horizontales, llamadas cuevas, y cavidades con desarrollo vertical, llamadas simas. De ambas hay excelentes ejemplos en la zona de estudio, pero, sobre todo, en las proximidades.

El desarrollo de las simas viene condicionado por la presencia de las diaclasas y fracturas, teniendo las cavidades un claro desarrollo vertical que generalmente termina de manera brusca al alcanzar los niveles del Cenomaniense (Ortiz, 1997) y que en pocas excepciones tiene galerías con desarrollo horizontal. Las bocas de las simas se sitúan con frecuencia en los laterales de dolinas, y actúan como sumideros de cortos cursos fluviales que sólo llevan agua en época de lluvias y que recolectan el agua de las laderas para conducirla directamente a los sumideros. Con frecuencia el agua arrastra al interior de las simas numerosos derrubios y troncos que se acumulan al pie de la vertical de entrada de la sima. De esta manera, la infiltración del agua de lluvia constituye el principal sistema de recarga del acuífero kárstico. Por su parte, en las cuevas se puede observar una tendencia de las cavidades con desarrollo horizontal a una perfecta adaptación de la red subterránea a la red de fracturas que condiciona el relieve superficial.

Un ejemplo de cavidad con desarrollo predominante horizontal es la cueva del Tornero, cerca de Checa. Esta cavidad es la más importante de toda la provincia de Guadalajara, con más de 20 km de recorrido conocido y aún en exploración. A grandes rasgos está constituida por dos galerías perpendiculares entre sí. Además, está ricamente ornamentada con espeleotemas de gran variedad de tipologías y está hidrogeológicamente conectada con el poljé del Cubillo. Esto último es importante porque el poljé está situado fuera de la zona de estudio, de manera que cualquier afección al sistema o a las aguas que afecte a la zona del poljé tendría una incidencia directa sobre la calidad de la cueva. De hecho, la galería norte de la cavidad está relacionada con el drenaje de este poljé, mientras que la galería sur se relaciona con el Hoz Seca (Ortiz, 1997).

También tiene un desarrollo predominante la Cueva de la Hoya del Castillo, con un recorrido de 1 km aproximadamente y un desnivel de 57 m. La boca de la cavidad se sitúa a unos 1300 m de altitud bajo un gran abrigo, al que le sigue un conjunto de galerías conectadas por pozos

hasta que se alcanza un curso activo que termina por hacerse impenetrable. Esta cavidad parece ser el drenaje de una extensa zona kárstica situada en la muela de Utiel (Ortiz, 1997).

Como ejemplo de sima, cabe destacar la presencia dentro de la zona de estudio de la sima del Embudo de las Tormentas, cuyo gráfico nombre refleja su importancia como sumidero o colector de la escorrentía superficial, pues se abre en una dolina en forma de embudo de más de 4 metros de profundidad. El primer tramo es un conducto vertical de 30 m al que le sigue otro de 25 m. La presencia de depósitos al pie de estos conductos evidencia su importancia como colector. En los niveles inferiores el conducto se bifurca en dos, alcanzando una profundidad máxima de 115 m (Ortiz, 1997).

Un ejemplo mixto es la sima del Bochorno, cerca de Peralejos de las Truchas, pues posee un pozo vertical de 35 m que enlaza con otros hasta alcanzar los 148 m de profundidad. A los 125 m de la superficie sale una galería lateral horizontal que se prolonga algo más de 170 m. Esta es la cavidad más profunda de la provincia de Guadalajara, y representa a la perfección las características simas profundas de esta región que con tan solo un par de pozos verticales que se dan relevo pueden alcanzar profundidades que superan los 150 m.

Cabe destacar que cerca de la zona de estudio se sitúa el Monumento Natural de la Serrezuela de Valsalobre, en el que se ubican gran cantidad de simas de importante desarrollo vertical. Además, numerosas dolinas, sumideros, importantes lapiazes con desarrollo de relieves ruiformes y otras formas de modelado kárstico complementan al importante endokarst.

Edificios tobáceos (2.e)

Los elementos kársticos descritos hasta ahora son producto fundamentalmente de la disolución. Sin embargo, las tobas calcáreas son rocas formadas por la precipitación del carbonato cálcico en condiciones subaéreas, asociadas a aguas que han circulado a través de rocas carbonáticas. Las tobas calcáreas pueden formar acumulaciones de gran espesor y, por ello, a menudo se habla de edificios tobáceos.

Las tobas calcáreas son muy frecuentes en algunos sectores del Alto Tajo. En la formación de estos grandes edificios tobáceos participan factores geológicos (como la litología, geoquímica o la evolución geomorfológica), hidrogeológicos (evolución del nivel freático y el régimen fluvial) y climáticos (temperatura, humedad, precipitación e insolación). Debido a que sobre estos depósitos pueden aplicarse técnicas de datación, es posible interpretar aspectos relacionados con la evolución geológica, climática y ecológica reciente, ya que encierran también información paleopolínica, paleofaunística y paleoclimática. La presencia de tobas calcáreas se considera como respuesta sedimentaria de la dinámica kárstica e indicadora de climas húmedos y cálidos, y se asocian a cambios ambientales ocurridos durante el Cuaternario, ya sean estos naturales o inducidos por la acción antrópica. Cuando las terrazas tobáceas están asociadas al encajamiento de un río, dan lugar a una serie de edificios tobáceos escalonados relativamente extensos y de techo plano. El río, a medida que se va encajando en el valle, hace que el nivel descienda dejando la toba colgada y permitiendo la formación de un nuevo nivel de toba en un nivel topográfico más bajo.

Son varios los edificios tobáceos situados en las márgenes del río Tajo, generalmente de grandes dimensiones. Se trata de edificios asociados a surgencias kársticas ubicadas en las laderas y son poliepisódicos, por lo que desarrollan diferentes terrazas que reflejan distintos momentos de actividad y el paleonivel del río Tajo. En algunos casos se extienden por ambas orillas, pero lo normal es que solo se sitúen en una, pudiendo llegar hasta el nivel actual del cauce donde desarrollan tobas fluviales. Al margen de los edificios, también aparecen tobas de menores dimensiones asociadas a surgencias kársticas de menor relevancia, y que no han sido cartografiadas por su pequeña escala.

La Escaleruela es un edificio tobáceo complejo de grandes dimensiones y perfil escalonado, lo que le da nombre. Está situada al pie del barranco de Ciño Negro, junto al cauce del Tajo, y está alimentado por una surgencia kárstica de la que drenan las aguas infiltradas en la paramera. Quizá uno de los aspectos más interesantes de la visita a este edificio tobáceo es la posibilidad de observar diferentes estructuras de crecimiento de la toba. Incluso es fácil encontrar restos vegetales cubiertos de toba reciente, y a media altura es posible identificar varios elementos de este edificio semifuncional.

Similares características presenta el edificio tobáceo del Campillo o del Puente de San Pedro, que también muestra diferentes fases de crecimiento durante el Pleistoceno y Holoceno. Posee tres niveles horizontales colgados sobre el nivel actual del río Tajo. Habría que añadir un cuarto nivel que no llega a formar una repisa como tal, formado por retazos discontinuos de travertinos fluviales ubicados a cotas comprendidas entre los +3 y +10 metros. Las dataciones realizadas reflejan que el crecimiento del edificio tobáceo tuvo lugar fundamentalmente en tres episodios: uno antiguo hace aproximadamente 130.000 años del que sólo quedan pequeños restos dismantelados por la erosión, un segundo episodio hace entre 110.000 y 80.000 años, en el que se formaron los dos niveles situados a cotas más altas, y un tercer episodio que dio lugar a los niveles tercero y cuarto hace menos de 10.000 años (López Vera y Martínez Goytre, 1989). Estos tres episodios de formación de toba se ven reflejados en otros muchos depósitos tobáceos presentes en el Alto Tajo, coincidiendo con etapas de alta actividad kárstica. Sin embargo, los periodos de destrucción-erosión que los separan están mucho peor identificados, si bien se asocian a periodos más secos (y quizá más fríos) en los que se produjo una disminución de la cubierta vegetal (Ordóñez *et al.*, 1992).

En la actualidad, ambos edificios presentan un funcionamiento estacional, dependiendo de la cantidad de precipitaciones. Por ello, la precipitación de nuevo carbonato cálcico suele tener lugar en otoño y primavera. En la actualidad, también se está produciendo una nueva toba en el lecho del río Tajo, aunque parece evidente que la precipitación actual es menos importante que la que tuvo lugar en otros periodos pasados pero recientes (Holoceno-Bronce antiguo), hecho demostrado por la existencia de edificios tobáceos bien desarrollados colgados entre 2 y 5 metros sobre el cauce actual del río (Ordóñez *et al.*, 1992).

Fuera de la zona de estudio, pero contiguo a sus límites se sitúa el Monumento Natural del Nacimiento del río Cuervo, donde las tobas alcanzan un espectacular desarrollo. Situado a más de 1.500 m de altitud, se trata de una importante surgencia natural con caudal permanente durante todo el año dejando un espectacular paisaje kárstico con diversas formas. Se sitúa en el paraje denominado Rincón del Cuervo, en un anfiteatro situado en la ladera occidental de la Muela de San Felipe, y constituyendo la surgencia más importante que drena este macizo calcáreo. Esta muela, formada por rocas calcáreas del Cretácico superior, presenta una superficie con formas kársticas muy desarrolladas (dolinas, sumideros, simas) que indican un desarrollo importante de la red subterránea por medio de pozos y galerías. Las aguas subterráneas salen al exterior por medio de surgencias al encontrarse con la barrera impermeable que conforman las margas, formando los Ojos de Valdemiguete (nacimiento del río Júcar) y el propio nacimiento del río Cuervo. El río Cuervo se desploma por una bella cascada tobácea formada por acumulación de carbonato cálcico donde queda adherido la vegetación. Por encima del manantial podemos observar una cueva que representa la antigua salida de las aguas y que funciona como aliviadero durante las épocas de crecida.

Laguna kárstica (2.f)

Un caso particular es cuando el crecimiento de una barrera tobácea en un arroyo termina por represar el agua, dando lugar a una laguna. Tal es el caso de la laguna de Taravilla, uno de los humedales más importantes de todo el Alto Tajo, alimentada por surgencias kársticas.

La laguna de Taravilla es el humedal más importante de la zona. Presenta una superficie de 2,1 ha y una profundidad de 13 metros. Su origen es natural y es resultado de la circulación de aguas subterráneas y de procesos de disolución y precipitación de las rocas carbonatadas. El agua de lluvia se infiltra a través de las rocas carbonáticas (calizas y dolomías) que forman los relieves cercanos. A su paso a través de la roca, el agua va disolviendo mineral, hasta llegar al nivel freático, donde pasa a formar parte de la zona saturada del acuífero. En períodos más húmedos o tras el deshielo, la cantidad de agua que se filtra hacia el acuífero aumenta, lo que hace que el nivel freático ascienda originando manantiales intermitentes en superficie. En las laderas cercanas a la laguna el agua surge en diversos manantiales, precipitando parte del contenido mineral disuelto, formando una toba calcárea. Sin embargo, lo que permite que la laguna mantenga la lámina de agua de forma permanente es el aporte subterráneo continuo de agua procedente del acuífero. El hecho de que el agua de lluvia, tras filtrarse y recargar el acuífero, aflore a la superficie para alimentar la laguna, se debe a unas características geológicas particulares. La presencia de unas capas prácticamente impermeables de arcillas del Keuper, impide que el agua se filtre hacia zonas más profundas. Desde la laguna, las aguas sobrantes salen por el rebosadero frontal y se precipitan en cascada hacia el río Tajo. En su caída, el agua cargada de carbonato cálcico libera gran parte del mineral, tapizando rocas y vegetación, formándose así la toba que, a modo de barrera o represa, hace que el dique crezca de forma natural, a medida que la laguna se colmata del sedimento procedente de las torrenteras y arroyos cercanos. La pista principal discurre sobre este dique de travertinos que, a modo de presa natural, retiene las aguas.

A su relevancia paisajística y ecológica hay que sumarle que, debido a la presencia de facies sedimentarias, proporciona un excelente registro peloclimático y paleohidrológico en los últimos 2000 años. Tiene un origen kárstico, con lámina de agua permanente por el aporte principal del acuífero, aunque también recoge de arroyos, y fue cerrada por el crecimiento de una pared de toba durante el Pleistoceno Superior. La laguna presenta una morfología de márgenes verticales y fondo plano. Las diferentes facies depositadas en el fondo revelan cambios en la entrada de sedimentos en la cuenca debido a eventos extremos, incluyendo periodos de mayor actividad aluvial y descarga de sedimentos a periodos de baja intensidad. Incluye la mayor inundación en los últimos 2000 años del registro de la laguna con 1 m de sedimentos en el centro del lago. La laguna ha presentado un mayor crecimiento durante la transición de periodos glacial e interglacial, correspondiendo con periodos de mayor disponibilidad hídrica. La laguna se sitúa en un replano elevado casi 45 metros con respecto al río Tajo, creándose una interesante toba calcárea en cascada en esta caída, alimentada por el agua que rezuma por encima de la barrera en época de lluvias. Conecta así con otras tobas fluviales que se desarrollan en el Tajo justo aguas arriba de esta confluencia.

Surgencias y manantiales (2.g)

Las surgencias y manantiales son muy frecuentes en la zona. La inmensa mayoría están relacionados con procesos kársticos, y son puntos de salida de las aguas contenidas en los acuíferos kársticos. De hecho, el río Tajo posee poco caudal en su cabecera, pero aguas abajo va recibiendo el aporte de otros tributarios y de numerosas surgencias situadas en el mismo cauce o unos metros por encima o por debajo del mismo. Muchas de estas surgencias provocan la formación de edificios tobáceos y son conductos subterráneos que conectan con largos sistemas endokársticos. Así que surgencias, tobas y cavidades están estrechamente relacionados en la zona.

Muchas de las surgencias se vinculan a la presencia de dos niveles impermeables que hacen de nivel de base local. Uno de ellos, el más extenso a nivel regional, es la Fm. Keuper, formado por arcillas, lutitas y evaporitas del Triásico superior, que tienen además un importante

significado tectónico al constituir un nivel plástico donde se enraízan muchos cabalgamientos. Sin embargo, son también importantes hidrogeológicamente otros niveles, como la Fm. Utrillas que, a pesar de su composición mayoritariamente detrítica, contiene arcillas que pueden hacer de ella un nivel impermeable al que se asocien numerosas surgencias.

3.3. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

Al margen de los sistemas naturales geológicos y los elementos que los caracterizan, en la zona existen una serie de elementos geológicos singulares que ayudan a definir los sistemas naturales geológicos presentes en la zona de estudio y, por tanto, la representatividad de la misma. Aunque el listado podría ser más extenso, una lista restrictiva incluiría estos lugares.

Algunos de los lugares indicados están fuera de la zona de estudio pero en sectores aledaños y cercanos a los límites, por lo que se han incluido indicando, eso sí, que están más allá de los límites de la zona propuesta (Tabla 3).

LUGAR DE INTERÉS GEOLÓGICO	RELEVANCIA	OBSERVACIONES
Hundido Armallones	*****	Por ser un ejemplo modélico de este tipo de pliegues alpinos cortados por la acción fluvial formando un cluse de grandes dimensiones. Además, conlleva asociado un desprendimiento de grandes dimensiones, formaciones tobáceas y rápidos en el cauce del río
Desprendimiento Castillo Garabatea	****	Por sus dimensiones y por ser un ejemplo muy representativo de este tipo de desprendimientos, habituales en los cañones sobre relieves estructurales
Cárcavas al oeste de Peñalén	*** Fuera de la zona de estudio	Por originarse por procesos naturales y ser representativas de este tipo de morfologías erosivas en lugares donde afloran los depósitos poco consolidados de la Fm. Utrillas.
Cárcavas de Ribagorda	****	Al contrario que las anteriores, tienen en su origen y desarrollo una fuerte componente antrópica, pero sus dimensiones y singularidad las hacen destacar
Calar de Los Chaparros	****	Desarrollo de un gran campo de dolinas sobre rocas jurásicas. Muy representativo de este tipo de formas kársticas tan frecuentes en la zona
Muela Pinilla	***** Fuera de la zona de estudio	Se trata de un ejemplo con más desarrollo que el anterior, ya que incluye un importante desarrollo de macrolapiaces.
Muela de San Felipe	**** Fuera de la zona de estudio	Ejemplo muy representativo de la formación de modelado kárstico sobre muelas

La Escaleruela	****	Ejemplo muy representativo de edificios tobáceos, cascadas y cavidades en cursos tributarios al cañón principal del Tajo.
Edificio tobáceo del Campillo-Puente de San Pedro	*****	Uno de los elementos geológicos más destacados de la zona de estudio, por su enorme desarrollo
Salto de Poveda	***	A pesar de su origen antrópico, se podría considerar como seminatural al haberse desollado un interesante sistema tobáceo vinculado al salto artificial.
Tobas fluviales del Salto del Molino	***	Caso similar al anterior pero con más desarrollo lineal
Tobas del Tajo ente el Puente del Martinete y la confluencia con la laguna de Taravilla	****	Ejemplos representativos de este tipo de tobas fluviales muy frecuentes y características del cañón del Tajo
Cueva del Tornero	*****	La cavidad con más desarrollo de la zona centro peninsular
Serrezuela de Valsalobre	***** Fuera de la zona de estudio	Ejemplo paradigmático de karst en la paramera, con desarrollo de depresiones, lapiaces y una densa red de simas
El Torcón	****	Ejemplo singular de dolina aislada de colapso
Cueva de la Hoya del Castillo	***	Ejemplo de sima de gran profundidad con pozos verticales
Poljes y dolinas de Peñalén	**** Fuera de la zona de estudio	Desarrollo importante de macrolapiaces en un entorno poco conocido
Desprendimientos Puente del Martinete	****	Ejemplo muy singular de gran desprendimiento llegando a afectar al curso fluvial
Laguna de Taravilla	*****	Ejemplo muy representativo de humedal de origen kárstico que posee además un registro paleoclimático excepcional
Nacimiento río Cuervo	***** Fuera de la zona de estudio	Excepcional ejemplo de cabecera fluvial con surgencias kársticas y desarrollo de tobas calcáreas
Cañón del Tajo	*****	Es complejo señalar los sectores más representativos, teniendo en cuenta que se suceden unos a otros, por lo que el cañón podría considerarse, casi en su totalidad, un lugar de interés geológico. La conjunción de elementos como el cañón, surgencias, desprendimientos, estructuras tectónicas, tobas, etc. hacen del cañón un elemento múltiple muy singular

Ojos de la Cárquima	***	Interesante ejemplo de surgencias kársticas vinculadas al afloramiento de los niveles impermeables del Keuper
Meandro abandonado de la Hoya de la Parra	****	Este tipo de morfologías son poco frecuentes y esta constituye un ejemplo muy singular
Pliegue anticlinal del Tormadal	****	Se trata de un elemento muy representativo del sistema de cañones fluviales sobre relieves estructurales, y se trata de ejemplo muy visual de un cluse fluvial.
Pliegue de La Herrería	****	Similar al anterior
Cresta de la Peña de Los Cuchillos	****	Ejemplo representativo de relieve estructural que confirma uno de los márgenes del cañón

Tabla 3. Principales lugares de interés geológico de la zona de estudio y sectores inmediatamente adyacentes.

4. APORTACIÓN DESDE EL PUNTO DE VISTA GEOLÓGICO, DE LOS SISTEMAS NATURALES DE LA ZONA DE ESTUDIO, AL CONJUNTO DE SISTEMAS NATURALES DE LA RED DE PARQUES NACIONALES DE ESPAÑA

4.1. SISTEMAS NATURALES GEOLÓGICOS REPRESENTADOS EN LA RED DE PARQUES NACIONALES

La actual red de parques nacionales está formada por 16 espacios repartidos en 12 comunidades autónomas. La tabla 4 muestra los sistemas naturales geológicos representados en cada uno de los parques nacionales ya existentes.

Como ya se ha comentado, existen fundamentalmente 9 sistemas naturales geológicos en el anexo de las leyes de parques nacionales. Como se puede ver en la tabla 4, algunos sistemas están representados en varios parques nacionales mientras que otros no lo están en ninguno. Que un mismo sistema esté representado en varios parques nacionales no supone a priori un problema de redundancia, porque los elementos que conforman dicho sistema pueden ser distintos o tener diferente grado de desarrollo. Por otro lado, en ocasiones es importante la participación conjunta de varios sistemas, porque proporciona al espacio unas características singulares que justifican su inclusión en la Red.

Ya se ha explicado en los epígrafes anteriores que los dos principales sistemas naturales geológicos representados en el área de estudio son los cañones fluviales sobre relieves estructurales y los sistemas naturales singulares de origen kárstico, por este orden en cuanto a extensión, importancia y representatividad. Mientras que el sistema de cañones fluviales sobre relieves estructurales solo está presente en los parques nacionales de Picos de Europa y Ordesa y Monte Perdido, los kársticos lo están en esos dos mismos parques y en el de Sierra de las Nieves. A continuación, se van a describir las diferencias y similitudes de estos sistemas ya representados en la Red con lo que aportaría la inclusión de la zona de estudio en la misma.

4.1.1. Sistema cañones fluviales sobre relieves estructurales en el Parque Nacional de Picos de Europa

El macizo de los Picos de Europa corresponde con un karst de montaña cuya evolución ha sido controlada por la incisión fluvial al menos durante el Cuaternario (Jiménez-Sánchez et al., 2014). Durante el Pleistoceno los glaciares cubrieron una extensión de aproximadamente 190 km² durante el máximo local, descendiendo hasta los 600-900 m de altitud (Rodríguez-Rodríguez et al., 2014; Serrano et al., 2016). Estos glaciares profundizaron la red fluvial y, posteriormente, los procesos de ladera y nivales han modelado el paisaje mediante despredimientos, avalanchas de nieve y rocas, deslizamientos y flujos en el conjunto montañoso (Valenzuela et al., 2017).

De esta manera, este sistema tiene representación en varios sectores del espacio protegido, fundamentalmente en los ríos Dobra, Casaño y Cares. En especial en este último se ha labrado un importante cañón que atraviesa un complejo entramado estructural, por lo que podría ser un buen ejemplo de cañón fluvial sobre relieves estructurales. El río atraviesa en un tramo muy encajado varias escamas tectónicas superpuestas y contiene otros elementos típicos de los cañones fluviales sobre materiales carbonáticos como pliegues, desprendimientos, travertinos y surgencias a lo largo de los 11 km de longitud que tiene.

	Formas de relieve y elementos geológicos singulares del macizo Ibérico y las cordilleras Alpinas	Formaciones y relieves singulares de montaña y alta montaña	Sistemas naturales singulares de origen glaciar y periglacial	Sistemas naturales singulares de origen kárstico	Sistemas y formaciones asociadas a las cuencas terciarias continentales y marinas	Cañones fluviales sobre relieves estructurales	Depósitos y formas con modelado singular de origen fluvial y eólico	Costas, acantilados, dunas y depósitos litorales	Sistemas naturales singulares de origen volcánico
Picos de Europa	SI	SI	SI	SI	-	SI	SI	-	-
Islas Atlánticas	SI	-	-	-	-	-	SI	SI	-
Ordesa y Monte Perdido	SI	SI	SI	SI	-	SI	SI	-	-
Aigües Tortes y Lago San Mauricio	SI	SI	SI	-	-	-	SI	-	-
Cabrera	-	-	-	-	-	-	SI	SI	-
Cabañeros	-	-	-	-	-	-	SI	-	-
Tablas de Daimiel	-	-	-	-	-	-	SI	-	-
Monfragüe	SI	-	-	-	-	-	SI	-	-
Sierra Nevada	SI	SI	SI	-	-	-	-	-	-
Doñana	-	-	-	-	SI	-	SI	SI	-
Caldera de Taburiente	-	-	-	-	-	-	SI	-	SI
Garajonay	-	-	-	-	-	-	-	-	SI
Teide	-	-	-	-	-	-	-	-	SI
Timanfaya	-	-	-	-	-	-	-	SI	SI
Guadarrama	SI	SI	SI	-	-	-	-	-	-
Sierra de las Nieves	SI	SI	-	SI	-	-	-	-	-

Tabla 4. Sistemas naturales geológicos representados en la actual red de parques nacionales. Leyenda: SI: significa que ese sistema está especialmente bien representado en el Parque Nacional especificado. (-): ese sistema natural no está bien representado en el Parque Nacional seleccionado, o no es una de las características más singulares del mismo. Esto no significa que haya una ausencia total de elementos geológicos con ese origen, sino que su representación, como sistema, no es especialmente significativa. Algunos de los sistemas descritos en la ley son redundantes, engloban a su vez a otros sistemas o son tan generales que pueden inducir a error, lo que dificulta la identificación de los sistemas presentes, ya que puede haber diversidad de criterios a la hora de entender los sistemas.

4.1.2. Sistema cañones fluviales sobre relieves estructurales en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido

Las características geomorfológicas más destacables de este Parque Nacional son: 1)- escarpes verticales en escalones controlados por las diferencias litológicas; 2)-cañones profundos; y 3)- desarrollo kárstico pero con zonas de drenaje muy limitadas en superficie (García-Ruiz et al., 2014). Este parque nacional contiene algunos ejemplos excepcionales de cañones fluviales sobre relieves estructurales. En ellos es también importante el retoque glaciar, ya sea en todo su recorrido o, al menos, en las cabeceras de los ríos Arazas, Yaga, Bellós y Cinca. El entramado estructural del macizo de Monte Perdido muestra la sucesión de varios cabalgamientos que se superponen unos sobre otros formando un apilamiento que se eleva por encima de los 3.300 m de altitud (Ríos et al. 1982, 1989). Entre las estructuras presentes se encuentran cuatro mantos, cabalgamientos y pliegues anticlinales recumbentes, con pliegues invertidos que forman una peculiar estructura de “cascada de pliegues” (García-Ruiz et al., 2014). La disposición horizontal de los cabalgamientos y de los anticlinales recumbentes asociados proporciona la falsa impresión de una estructura horizontal consistente en capas de calizas con intercalaciones de areniscas. Por todo ello, las formas estructurales son predominantes en el paisaje del parque nacional, ya que forman el entramado sobre el que se superpone la acción de todos los demás procesos erosivos. Así, los cañones de los ríos Arazas, Bellós y Yaga se han labrado por el encajamiento en la preexistente topografía predominantemente horizontal situada a 2.000-2.200 m de altitud (García-Ruiz et al., 2014). En algunos cañones se desarrollan cuevas correspondiendo a los ejes de los anticlinales. Por otro lado, numerosos tributarios originan cascadas y saltos de agua.

4.1.3. Sistemas naturales singulares de origen kárstico en el Parque Nacional de Picos de Europa

Este sistema adquiere especial desarrollo y significado en el parque nacional (González Trueba, 2007). De hecho, puede considerarse que el desarrollo kárstico de este territorio es de relevancia mundial, con más de 3.700 cavidades, 420 km de conductos subterráneos y 14 simas de más de 1.000 metros de profundidad (Ballesteros and Solares, 2017). Además, las investigaciones espeleológicas siguen en marcha con una media de descubrimiento de entre 8 y 10 km de conductos al año. En sentido geomorfológico el karst de Picos de Europa se podría considerar como alpino o de montaña (Ballesteros et al., 2019), correspondiente a climas fríos y húmedos. El máximo glaciar durante el Pleistoceno afectó a las grandes depresiones kársticas creando más de 50 grandes depresiones glaciokársticas de escala kilométrica (Smart, 1986). La evolución del endokarst comenzó, al menos, durante el Pleistoceno medio, e incluso probablemente en el Plioceno (Smart, 1986; Fernández-Gibert et al., 2000). El control del desarrollo kárstico se basa en la estructura geológica, la presencia de rocas no karstificables y la fuerte compartimentación de los acuíferos kársticos (Ballesteros et al., 2019). Las cavidades incluyen espeleotemas y depósitos fluviales asociados a la erosión de calizas y relictos de la cobertera permo-mesozoica, así como afloramientos de pizarras y arcillas carboníferas. Las entradas a las cavidades situadas a más de 1.800 metros de altitud suelen contener nieve y depósitos de hielo. De hecho, se estima que más de 50 cavidades en el parque nacional contienen depósitos de interés paleoclimático (Gómez-Lende y Sánchez Fernandez, 2018).

4.1.4. Sistemas naturales singulares de origen kárstico en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido

Las formas kársticas son muy comunes en el parque nacional, con desarrollo de lapiaces, campos de dolinas y sumideros (García-Ruiz et al., 2014). La morfología más desarrollada son los lapiaces, en concreto los estructurales (*kluftkarren*), en su mayoría asociados al ensanchamiento de planos de discontinuidad como estratificación y diaclasas. Se forma así una compleja red de surcos que pueden superar el metro de profundidad. En las pendientes con menos planos de discontinuidad se forman lapiaces en surcos (*rillenkarren*). Las dolinas son frecuentes, aunque de pequeño tamaño por lo general, y muchas de ellas se sitúan en zonas que estuvieron cubiertas por glaciares. Así, también adquieren importante desarrollo las depresiones de origen mixto glaciar-kárstico (García-Ruiz y Martí-Bono, 2001). La escorrentía superficial está mayoritariamente ausente al margen de los citados cursos fluviales principales, con existencia de importantes surgencias como las de Cola de Caballo y Fuen Blanca. El agua resultante de la fusión de la nieve y hielo y la procedente de las precipitaciones en forma de lluvia se infiltra en el terreno y discurre por un bien organizado y desarrollado endokarst. Aproximadamente 40 cavidades se sitúan por encima de los 2.050 m de altitud y contienen hielo en su interior.

4.2. DISCUSIÓN: REDUNDANCIA Y APORTACIÓN DE LOS SISTEMAS NATURALES GEOLÓGICOS PRESENTES EN LA ZONA DE ESTUDIO A LA ACTUAL RED DE PARQUES NACIONALES

Como se ha descrito, son sobre todo con los parques nacionales de Picos de Europa y Ordesa y Monte Perdido donde podría haber alguna redundancia con respecto a lo que la zona de estudio podría aportar en cuanto a representatividad de los sistemas naturales geológicos presentes. Sin embargo, se aprecia que son muchas las diferencias entre los sistemas naturales geológicos.

En relación con los cañones fluviales, en el Parque Nacional de Picos de Europa hay varios ejemplos, pero con características muy diferentes a los del Alto Tajo. Por un lado, son cortos (el del Cares tiene escasamente 11 km de recorrido), con un funcionamiento fundamentalmente torrencial, en un ámbito de alta montaña, con influencia importante glaciar y periglacial y sobre relieves estructurales que generalmente presentan una fuerte inclinación. Sin embargo, el cañón del Tajo se encuentra fuertemente incidido sobre la paramera, tiene una longitud considerable, tiene un funcionamiento más estable y con gran aporte de agua por parte de surgencias y de sus tributarios.

Los cañones sobre relieves estructurales adquieren un importante desarrollo en el Parque Nacional de Ordesa, tal y como se ha descrito. Pero, de nuevo, el estilo estructural es muy diferente al del Tajo y, por consiguiente, también lo es el conjunto de morfologías y elementos asociados. El retoque glaciar está totalmente ausente en el caso del Tajo y se debe a una estructura tectónica en flor y no a una sucesión de cabalgamientos. La repetición de las mismas unidades debida a los cabalgamientos presente en el caso pirenaico no tiene equivalente en el caso del Tajo, donde la misma serie presenta un intenso plegamiento e incluso cabalgamientos, pero sin repetir la serie de la manera en la que ocurre en Ordesa y Monte Perdido.

Respecto al modelado kárstico, en Picos de Europa adquiere un desarrollo excepcional. Pero se trata de un karst muy diferente al del Alto Tajo, ya que el primero es típico de un ambiente frío y húmedo, con desarrollo de grandes simas de gran profundidad y con una importante participación de los procesos glaciares y nivales. Algo parecido ocurre con el karst de Ordesa y

Monte Perdido, representativo de karst de alta montaña con importante desarrollo del endokarst profundo y con influencia de procesos nivales e incluso glaciares. En el Alto Tajo, por el contrario, se trata de un karst en un clima continental seco, con ausencia de procesos glaciares que interfieran en el desarrollo del karst, con desarrollo de simas de mucha menor profundidad, pero con presencia de lapiaces con gran desarrollo e importante y extensos campos de dolinas en un relieve irregular pero no de alta montaña.

De esta manera, se puede concluir que el área de estudio aporta rasgos singulares, únicos y valiosos a la red de parques nacionales, como son:

- Excelente representación de un cañón fluvial de gran longitud encajado sobre relieves estructurales
- Presencia en dichos cañones de los elementos característicos de este tipo de morfologías, como crestones, cuevas, cluses, pliegues, desprendimientos, saltos de agua o cascadas.
- Presencia de afluentes y tributarios que también suponen excelentes ejemplos de cañones sobre relieves estructurales
- Importante desarrollo de un modelado kárstico singular, donde destacan los macrolapiaces, campos de dolinas, simas y surgencias kársticas
- Destacable presencia de depósitos de origen kárstico tanto asociados a surgencias como situados en el propio cauce del río.

En el año 2006 se publicó un estudio titulado Identificación de las áreas compatibles con la figura de Parque Nacional en España, encargado por el Organismo Autónomo de Parques Nacionales y llevado a cabo por Tragsatec. En el estudio geológico de dicho informe (Carcavilla, 2006) se incluía ya como recomendación la inclusión del Alto Tajo en la Red de Parques Nacionales por su elevada singularidad y la no representación de sus valores en la Red de aquellos momentos. Desde entonces, se han incluido otros tres espacios a la Red (Guadarrama, Monfragüe y Sierra de las Nieves) pero ninguno de ellos cubre la representación de sistemas naturales que aportaría el Alto Tajo. De manera que la propuesta de inclusión del Alto Tajo en la Red de Parques Nacionales se remonta unos años atrás y sigue vigente desde una perspectiva general de la Red y de los sistemas naturales existentes en España.

Por otro lado, el Parque Natural del Alto Tajo tiene una extensión mayor que la zona propuesta como Parque Nacional y en ese territorio que queda fuera de la propuesta incluye espacios naturales de alta singularidad geológica. Además, se quiere insistir en el hecho de que cercanos, si no colindantes a la zona de estudio, se sitúan algunos espacios naturales protegidos de gran singularidad geológica cuya inclusión en el territorio del posible parque nacional acentuaría aún más su valor y sería más coherente (Fig.13). En especial, sería de máximo interés la integración del Monumento Natural de Muela Pinilla y del Puntal, y del Monumento Natural del Nacimiento del río Cuervo. Por otro lado, el Parque Natural de la Serranía de Cuenca también es colindante, presenta características geológicas y paisajísticas (al menos) equivalentes a la zona de estudio y su singularidad es también muy alta. Además, ninguna barrera física o de otro tipo separa ambos espacios, que presentan una continuidad natural total. Por todo ello, al margen de cuestiones administrativas, sería lógico y recomendable la ampliación de la zona propuesta como Parque Nacional para integrar los espacios naturales protegidos aledaños incluyendo parte de los parques naturales del Alto Tajo

y de Serranía de Cuenca, dando lugar a un territorio protegido continuo geográficamente, con características geológicas homogéneas, muy elevada singularidad geológica y más representativo de la realidad física de la zona.

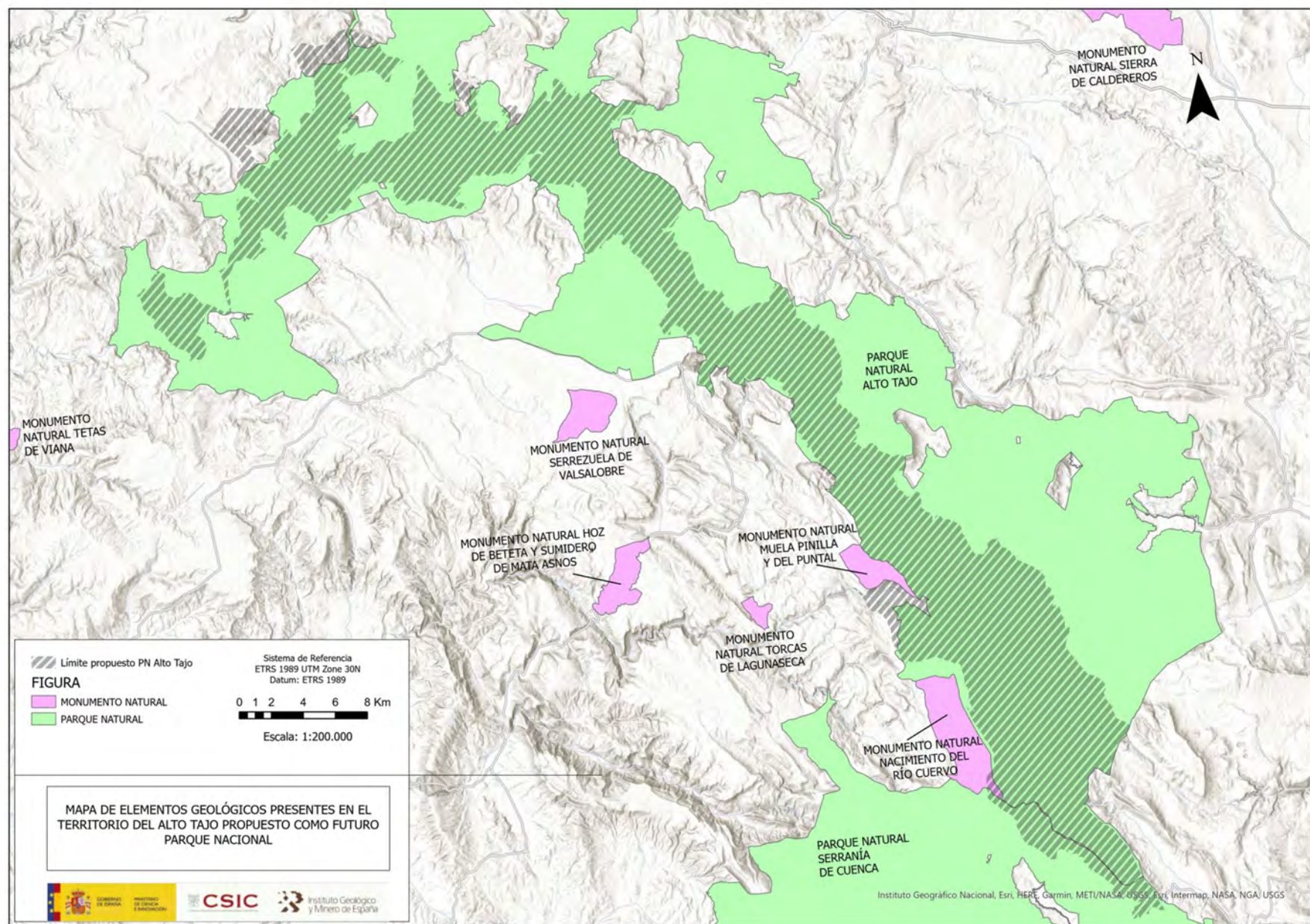


Figura 13 Espacios naturales protegidos situados en las proximidades de la zona de estudio.

5. DIAGNÓSTICO DEL ESTADO DE CONSERVACIÓN DE LOS SISTEMAS NATURALES PRESENTES

Los sistemas naturales geológicos presentes en la zona de estudio presentan, debido a la amplitud de su definición y a su escala, una baja fragilidad, siendo a priori susceptibles a degradación debido a grandes modificaciones. Sin embargo, alteraciones puntuales de origen antrópico sí pueden hacer perder la naturalidad del sistema, no destruyendo los elementos presentes pero sí afectando a sus características y, por tanto, a su estado de conservación. Además, esas acciones puntuales pueden afectar a algunos de los elementos que caracterizan al sistema, influyendo en la valoración de conjunto. Por ello, se va a analizar el estado de conservación y la fragilidad por tipos de elementos.

TIPO DE ELEMENTO	ESTADO DE CONSERVACIÓN (A)	FRAGILIDAD (B)
Cañón principal	2	**
Cañones secundarios	1	**
Fondo de valle	2	****
Áreas acarcavadas	3	**
Meandro abandonado	2	***
Cascadas, saltos de agua y rápidos	2	*****
Tobas fluviales	2	*****
Pliegues	1	**
Relieves estructurales, crestas, cuevas	1	**
Desprendimientos	1	***
Lapiaces	1/2	***
Dolinas aisladas en embudo o de fondo plano	1/2	****
Campos de dolinas y otras depresiones kársticas	1/2	***
Cavidades kársticas	2/3	*****
Edificios tobáceos	2	*****
Laguna kárstica	1	****
Surgencias y manantiales	2	*****

*Tabla 5. Estado de conservación y fragilidad genérica de los tipos de elementos incluidos en la zona de estudio. A- *Estado de conservación: 1-Favorable: el LIG en cuestión se encuentra bien conservado, prácticamente íntegro; 2-Favorable con alteraciones: algunos deterioros que no afectan de manera determinante al valor o interés del LIG; 3- Alterado: con deterioros que impiden apreciar algunas características de interés; 4- Degradado: el lugar presenta deterioros importantes; 5- Fuertemente degradado: el lugar está prácticamente destruido. B-Fragilidad: * Nula; ** Baja; *** Media; ****Alta, ***** Muy alta.*

El estado de conservación se establece según las categorías que se consideran en el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico incluido en el Inventario Español del Patrimonio Natural y

de la Biodiversidad, Se trata de una estimación global, del conjunto de los elementos con esas características. Por su parte, la fragilidad se establece también de manera general para el conjunto de los elementos, existiendo ciertas variaciones por lo que en algunos casos se asignan dos valores.

Por lo general, el estado de conservación es bueno, destacando algunas acciones puntuales que resaltan del resto en elementos como edificios tobáceos que, además, son muy frágiles. Estas alteraciones se deben a excavaciones, reforestaciones y extracción puntual como material de construcción. Algunos lapiaces muestran también cierto grado de alteración, ya que han sido utilizados como soporte para apoyar construcciones, si bien se trata de afecciones poco significativas y muy puntuales. Algo parecido pasa con algunas dolinas. En el caso de las depresiones kársticas el vandalismo y expolio de espeleotemas supone una degradación mayor. Como se ve, en general, la fragilidad y las afecciones son mayores en los elementos de origen kárstico, debido a su escala (algunos elementos son de tamaño centimétrico), su susceptibilidad al expolio y vandalismo y su belleza ornamental en algunos caso (como los espeleotemas).

6. CONCLUSIONES

Tras el análisis realizado sobre la presencia y desarrollo de los sistemas naturales geológicos definidos en las Leyes 5/2007 y 30/2014, se obtienen las siguientes conclusiones:

- En la zona de estudio se definen una serie de unidades fisiográficas-geológicas principales que son: 1)- Cañones fluviales; 2)-Parameras y vertientes; y 3)-Valles.
- A su vez, pueden distinguirse otras subunidades que serían: cañón principal, cañones secundarios, paramera sensu stricto, paramera baja, relieves estructurales lineales, muelas, vertientes irregulares, fondos de valle y otros valles fluviales poco encajados.
- Los sistemas naturales geológicos definidos en las leyes 5/2007 y 30/2014 presentes en la zona de estudio son: 1) Cañones fluviales sobre relieves estructurales; y 2) Sistemas naturales singulares de origen kárstico.
- El sistema de “Cañones fluviales sobre relieves estructurales” es el más relevante. La delimitación de la zona de estudio ciñéndose prácticamente al cañón principal, provoca que este sistema ocupe prácticamente toda la zona de estudio.
- Los elementos de origen fluvial son los protagonistas indiscutibles de la zona de estudio. El río Tajo y sus afluentes forman una intrincada red de cursos fluviales profundamente encajados, dando lugar a espectaculares barrancos, hoces y cañones que suman más de cien kilómetros de recorrido. El conjunto de elementos fluviales muestran una amplia diversidad, siendo predominantes los sectores profundamente encajados pero con tramos lineales que alternan con marcados meandros y repentinos cambios de dirección en el río, o cascadas frente a remansos, todo ello condicionado por la geología.
- Si hay una característica geológica que define a este territorio es que se trata de una zona muy tectonizada. La sucesión de pliegues y de estructuras frágiles es continua, y condiciona absolutamente el paisaje en general y aspectos concretos como la propia dirección del río Tajo. Así, los relieves estructurales son los dominantes en la región.
- Los principales elementos que forman el sistema de “Cañones fluviales sobre relieves estructurales” son de tipo fluvial y estructural. Entre los primeros, están: garganta, cañón o desfiladero principal; cañones secundarios; áreas acarcavadas, fondos de valle, meandros abandonados; cascadas y saltos de agua; y tobas fluviales. En cuanto a los elementos de carácter estructural, destacan: relieves estructurales, crestas, cuevas y pliegues. Además, por el desarrollo de escarpes verticales, es frecuente el desarrollo de procesos gravitacionales, como desprendimientos, derrumbes y caos de bloques
- En la zona de estudio y alrededores, el karst adquiere una relevancia excepcional, tanto en desarrollo como en variedad de morfologías y depósitos, sobre materiales carbonáticos, tanto en superficie como en profundidad (exo y endokarst, respectivamente), formando parte de uno de los sistemas kársticos más interesantes de la Península ibérica.
- Entre los elementos kársticos presentes están: lapiaces; dolinas aisladas en embudo o de fondo plano; campo de dolinas y otras depresiones kársticas; cavidades kársticas; edificios tobáceos; y lagunas kársticas.

- El área de estudio aporta rasgos singulares, únicos y valiosos a la red de parques nacionales, en especial la excelente representación de un cañón fluvial de gran longitud encajado sobre relieves estructurales con una destacada red de afluentes también profundamente encajados
- La zona de estudio posee suficiente representatividad geológica como para ser declarado parque nacional
- Los sistemas naturales geológicos presentes en la zona de estudio no supondrían una redundancia con otros ya existentes en la actual Red de Parques Nacionales.
- El estado de conservación de los elementos geológicos es muy bueno, con poca presencia de transformaciones antrópicas relevantes.
- La definición como zona de estudio a un territorio tan constreñido al cañón del Tajo deja fuera enclaves geológicos muy singulares que guardan una estrecha relación con los incluidos y que aportarían mayor valor, representatividad y singularidad.
- Muchos de estos espacios singulares aledaños están, además, protegidos bajo figuras de protección ambiental, por lo que su inclusión tendría coherencia.
- Al quedar fuera de la zona de estudio algunos rasgos geológicos que guardan relación con los incluidos, no se puede garantizar que el parque nacional gestione el sistema al completo ni pueda garantizar su conservación. Esto es especialmente importante en sistemas relacionados hidrogeológicamente, como áreas de infiltración cuyas aguas drenan directamente al cañón del Tajo.

7. REFERENCIAS

- Álvaro, M. (1987). La subsidencia tectónica en la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico. *Geogaceta*, 3, 34-37.
- Ballesteros, D., Fernández-Martínez, E., Carcavilla, L. y Jiménez-Sánchez, M. (2019). Evaluación patrimonial de cuevas kársticas para su gestión en espacios protegidos: Parque Nacional de los Picos de Europa (N de España). En: Martín-González, E., Coello Bravo, J.J., y Vegas, J. (Eds.). *Actas de la XIII Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico*, 35-40. Cuadernos del Museo Geominero 30. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Ballesteros, D. y Solares, P. (2017). Las exploraciones espeleológicas en los Picos de Europa tras 55 años de historia. *Gota a Gota* 14, 59–75.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002). Alpine tectonics I: the Alpine system north of the betic cordillera. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons, T. Moreno, Eds). The Geological Society, London, 367-400.
- Carcavilla, L. (Coord.). 2006. Los dominios geológicos y las unidades morfoestructurales. En Casas, J., del Pozo, M. y Mesa, B. (Coords.). *Identificación de las áreas compatibles con la figura de Parque Nacional en España*, 50-55. Organismo Autónomo de Parques Nacionales. Ministerio de Medio Ambiente. Serie Técnica Naturaleza y Parques Nacionales. Madrid.
- Carcavilla, L., Ruiz López de la Cova, R. y Rodríguez, E. (2008). *Guía geológica del Parque Natural del Alto Tajo*. Consejería de Medio Ambiente y Desarrollo Rural. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha. Madrid, 296 p.
- Casas, A.M., 1993. Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodinamica Acta*, 6: 202-216.
- Casas, A.M. y Cortés, A.L. (2002). Cenozoic landscape development within the Central Iberian Chain, Spain. *Geomorphology*, 44, 19-46.
- Casas, A.M., Cortés, A.L. y Maestro, A. (2000). Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian plate: Origin and evolution of the Almazán Basin. *Tectonics*, 19, 258-289.
- Casas, A.M. y Simón, J.L. (1992). Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). *Journal of Structural Geology*, 14: 521- 530.
- Fernández-Gibert, E., Calaforra, J.M. y Rossi, C. (2000). Speleogenesis in the Picos de Europa Massif, Northern Spain, in: Klimchouk, A., Ford, D., Palmer, A., Dreybrodt, W. (Eds.), *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, pp. 352–357.
- De Vicente, G., Vegas, R., Guimerà, J., Muñoz-Martín, A., Casas, A., Martín Velázquez, S., Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L.R., González-Casado, J.M., Cloetingh, S., Andeweg, B., Álvarez, J. y Olaiz, A. (2004). Evolución geodinámica y cenozoica de la placa ibérica y su registro en el antepaís. En: *Geología de España*, (J.A. Vera, Ed), SGE-IGME, Madrid, 597-602.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Van Wees, J.D., Casas, A., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Arche, A., López-Gómez, J., Olaiz, A., Fernández-Lozano, J. 2009. Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics* 470, 224–242.
- García-Ruiz, J.M. y Martí-Bono, C. (2001). *Mapa geomorfológico del Parque Nacional de Ordena y Monte Perdido*. Organismo Autónomo de Parques Nacionales.

- García-Ruiz, J.M., Valero-Garcés, B., Beguería, S., López-Moreno, J.I., Martí-Bono, C., Serrano-Muela, P. y Sanjuan, Y. (2014). The Ordesa and Monte Perdido National Park, Central Pyrenees. En: F. Gutiérrez and M. Gutiérrez (eds.), *Landscapes and Landforms of Spain, World Geomorphological Landscapes*, 165-172.
- Gómez-Lende, M. y Sánchez-Fernández, M. (2018). Cryomorphological Topographies in the Study of Ice Caves. *Geosciences* 8, 1–24.
- González Amuchastegui, M.J. (1998). Geomorfología y etapas de karstificación en la Rama Castellana del Sistema Ibérico. *Estudios Geográficos*, 59, 232, 423-441.
- González Martín, J.A. y Vázquez González, A. (Coords). (2000). *Guía de los espacios naturales de Castilla-La Mancha*. 5ª edición. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha. Toledo, 740 p.
- González-Trueba, J. (2007). Geomorfología del Macizo Central del Parque Nacional de Picos de Europa. Organismo Autónomo de Parques Nacionales, Ministerio de Medio Ambiente. Madrid.
- Guimerà, J. (1988). Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 600 p.
- Guimerà, J. y Álvaro, M. (1990). Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Cotière Catalane. (Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, 339-348.
- Guimerà, J., Alonso, A. y Mas, R. (1995). Inversion of an extensional- ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N Spain). En: *Basin Inversion* (J.G. Buchanan, P.G. Buchanan, Eds). Geological Society, Special Publication, 88, 433-453.
- Guimerà, J., Más, R. y Alonso, A. (2004). Intraplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic extension and contractional inversion. *Journal of the Geological Society*, 16: 291-303.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Robardet, M., Rábano, I., Sarmiento, G.N., San José Lancha, M.A., Herranz Araújo, P. y Pieren Pidal, A.P. (2002). Ordovician. En Gibbons, W. & Moreno, M.T. (Eds): *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, 31-50.
- Ibáñez, M.J. (1981). La Cordillera Ibérica. En: Higuera, A (ed.) *Geografía de Aragón*, Guara Ed., Zaragoza, vol. 1, 69-91.
- Jiménez-Sánchez, M., Ballesteros, D., Rodríguez-Rodríguez, L. y Domínguez Cuesta, M.J. (2014). The Picos de Europa National and Regional Parks, in: Gutiérrez, F., Gutiérrez, M. (Eds.), *Landscape and Landforms of Spain*. Springer Science+Business Media, Dordrecht, pp. 155–163.
- Julivert, M.(1978). The áreas of Alpine Folded cover in the Iberian Meseta (Iberian Chain, Catalanides, etc). En: *Geological Atlas of Europe and Adjoining Alpine Areas*. Elsevier Sci., New York, 93-112.
- Julivert, M., Fontbote, J.M., Ribeiro, A. y Nabais Conde, L.E. (1972). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000. IGME, Madrid, 113 p, 1 mapa.
- Liesa, C.L., 2011a Evolución de campos de esfuerzos en la Sierra del Pobo (Cordillera Ibérica, España). *Revista Sociedad Geológica de España*, 24: 49-68.
- Liesa, C.L., Casas y A., Simón, J.L. (2018). La tectónica de inversión en una región intraplaca: la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31(2), 23-50.

- López Vera, F. y Mat3nez Goytre, J. (1989). Formaci3n travert3nica del Puente de San Pedro (Guadalajara): edad, ambiente de formaci3n y evoluci3n. *Bolet3n Geol3gico y Minero*, 100, 248-258.
- Lozano, M.V. y Pe3a, J.L. (2010). Las superficies de erosi3n de la Sierra de Albarrac3n en el contexto general de la Cordillera Ib3rica centrorienta1. En Pe3a, J.L., S3nchez, M. y Lozano, M.V. (Coords.). Las formas del relieve de la Sierra de Albarrac3n, 63-87. Centro de Estudios de la Comunidad de Albarrac3n. Colecci3n Estudios, 7.
- Mel3ndez, A. (1997). Reconstrucci3n de la historia sedimentaria de la cuenca ib3rica durante el Mesozoico. XXXI Curso de Geolog3a Pr3ctica. En: Guti3rrez-Elorza, M. y Mel3ndez, A. (Eds.), 171-187. Universidad de Verano de Teruel.
- Ord3ñez, S., Garc3a del Cura, J.A., Gonz3lez Amuchastegui, M.J. y Gonz3lez Mart3n, J.A. (1992). G3nesis actual de carbonatos fluviales en el alto valle del r3o Tajo (prv. De Guadalajara). *III Congreso Geol3gico de Espa3a*, Comunicaciones, 1, 158-163.
- Ortiz, I. (1997). *Cuevas y simas de la zona centro. 80 cavidades. Cuenca, Guadalajara, Soria, Madrid y Segovia*. 288 p.
- Puch, C. (1986). Karst interno: la sima Juan Herranz II. En Mart3nez de Pis3n, E. y Tello, B. *Atlas de Geomorfolog3a*, 285-299. Alianza Editorial.
- Ramos, A. Sope3a, A. y P3rez-Arlucea, M. (1986). Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the northwest iberian ranges (central Spain). *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 6, 862-875.
- R3os, L.M., Frutos, E. y Barnolas, A. (1982) Mapa Geol3gico de Espa3a, escala 1:50.000, Hoja 178, Broto. Instituto Geol3gico y Minero de Espa3a, Madrid
- R3os, L.M., Galera, J.M., Baretino, D. y Barnolas, A. (1989) Mapa Geol3gico de Espa3a, escala 1:50.000, Hoja 146, Bujaruelo. Instituto Tecnol3gico GeoMinero de Espa3a, Madrid
- Rodr3guez-Rodr3guez, L., Jim3nez-S3nchez, M., Dom3nguez-Cuesta, M.J. y Aranburu, A. (2014). Research history on glacial geomorphology and geochronology of the Cantabrian Mountains, north Iberia (43–42°N/7–2°W). *Quaternary International* 364, 6–21. Serrano, E., Gonzalez-Trueba, J.J., Pellitero, R., Gomez-Lende, M., 2016. Quaternary glacial history of the Cantabrian Mountains of northern Spain: a new synthesis, in: Hughes, P.D., Woodward, J.C. (Eds.), *Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains*. Geological Society of London, London, pp. 55–85.
- Salas, R. y Casas, A. (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy, and crustal evolution during the Alpine cycle of the Eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Salas, R., Guimer3, J., Mas, R., Mart3n-Closas, C., Mel3ndez, A. y Alonso, A. (2001). Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cenozoic inversi3n (Iberian Chain). En: Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, (P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson, S. Crasquin-Soleau, Eds). *M3moires du Mus3um National d'Histoire Naturelle*, 186: 145-185.
- S3nchez-Moya, Y. y Sope3a, A. (2004). El rift mesozoico ib3rico. En: Geolog3a de Espa3a (Vera, ed.). Instituto Geol3gico y Minero de Espa3a y Sociedad Geol3gica de Espa3a. Madrid, 484-522.
- Sim3n, J.L. (1980). Estructuras de superposici3n de plegamientos en el borde NE de la Cadena Ib3rica. *Acta Geol3gica Hisp3nica*, 15: 137-140.
- Sim3n, J.L. (1982). Compresi3n y distensi3n alpinas en la Cadena Ib3rica oriental. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. Publ. Inst. Estudios Turolenses, Teruel, 1984, 269 p.

- Simón, J.L. (2007). La construcción y el modelado del relieve en la Cordillera Ibérica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 2007 (15.2) 164-174.
- Simón, J.L., Arenas, C., Arlegui, L., Aurell, M., Gisbert, J., González, A., Liesa, C.L., Marín, C., Meléndez, A., Meléndez, G., Pardo, G., Soria, A.R., Soria, M. y Soriano, A. (1998). *Guía del Parque Geológico de Aliaga*. Ayto. de Aliaga— CEDEMATE—Dpto. de Geología, Universidad de Zaragoza, 155 p.
- Smart, P.L. (1986). Origin and development of glacio-karst closed depressions in the Picos de Europa, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie* 30, 423–443.
- Sopeña, A., Ramos, A. & Pérez-Arlucea, M. (1989). *Permian and Triassic Fluvial systems in Central Spain*. Exc. Guidebook, nº 2. 4th. Inter. Confer. Fluvial Sedim. Spain. Servei Geol. Catalunya, 1-82.
- Torrubia, J. (1754). *Aparato para la historia natural española*. Edición facsímil del Instituto Tecnológico Geominero de España, 1994. Madrid.
- Valenzuela, P., Domínguez-Cuesta, M.J., Mora García, M.A. y Jiménez-Sánchez, M. (2017). A spatio-temporal landslide inventory for the NW of Spain: BAPA database. *Geomorphology* 293, 11–23.