

IV Reunión de Geomorfología
Grandal d'Anglade, A. y Pagés Valcarlos, J., Eds.
1996, Sociedad Española de Geomorfología
O Castro (A Coruña)

EL MODELADO DE LAS LADERAS DEL CAÑÓN DE CASLA (SEGOVIA): LOS ABRIGOS O BALMAS Y SU SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO

Tanarro García, L. M.

Dpto. de A.G.R. y Geografía Física. Universidad Complutense de Madrid. Ciudad universitaria, 28040, Madrid.

RESUMEN

Se describe la morfología de las laderas del cañón de Casla (provincia de Segovia), cuya principal característica es la presencia de varios niveles de abrigos o balmas, adquiriendo las laderas una forma típica en una sucesión de escarpes sobreexcavados o vertientes en extraplomo (flared slopes). La génesis de los abrigos se ha relacionado con las fases de encajamiento del río Caslilla (afluente del Duratón): en los momentos de acumulación o estabilización fluvial se produciría una erosión subsuperficial preferentemente al pie de cada escarpe en contacto con el suelo, desarrollándose estas formas, mientras que en las fases de incisión del río quedarían expuestas y colgadas respecto al nuevo nivel de base del río.

Palabras clave: Escarpes sobreexcavados. Abrigos bajo roca o balmas. Incisión y acumulación fluvial. Cañón de Casla. Río Caslilla. Río Duratón.

ABSTRACT

This paper explains the several flares (rock shelters) levels on Casla canyon slopes. Each flare is related to a stabilization period of Caslilla river. During this period, a lateral subsurface weathering erosion formed the flare level. Afterwards, with the new incision of the river, the flare level remained hanging. The succession of different periods of stabilization and incision of the river is interpreted as the origin of these flared slopes.

Key words: Flared slopes. Rock shelters, flares o notches. Fluvial incision and accumulation. Casla canyon. Caslilla river. Duraton river.

INTRODUCCIÓN

Esta comunicación tiene por objeto describir la morfología y plantear el posible origen de una serie de niveles de abrigos o balmas labrados en las paredes del cañón de Casla, así como interpretar en la medida en que sea posible el significado geomorfológico que pueden tener estas formas como indicadores de las diferentes etapas evolutivas en la génesis de este cañón.

El cañón de Casla, situado en el piedemonte del borde nororiental de la

sierra de Guadarramadentro de la provincia de Segovia (Fig. 1), ha sido excavado por el río Caslilla (afluente del Duratón por su margen izquierda), sobre un gran paquete de material carbonatado del Cretácico superior, que presenta un aspecto masivo y una potencia en este sector entorno a los 90 metros, y está constituido básicamente por calizas dolomitizadas, dolomías, areniscas dolomíticas e intercalaciones de margas dolomíticas y arenas (ALONSO, 1981), el cual presenta un buzamiento poco acusado hacia el SE (menos de 10°). Sólo en el tramo final del cañón, las capas se doblan a través de un fuerte pliegue en "rodilla" alcanzando los 65° de buzamiento, formando crestas o picozos (hogbacks) (Fig. 2).

El cañón de Casla presenta una dirección Sur-Norte y tiene un recorrido de apenas cinco kilómetros, siendo su trazado longitudinal prácticamente rectilíneo. Desde un punto de vista morfométrico está caracterizado, de una parte, por exhibir una amplitud considerable, pues su anchura oscila generalmente entre 1000 y 1500 metros y, solamente en su tramo final se reduce a unos 600 metros, y, por otra, por presentar una profundidad que oscila entre los 60 y 90 metros.

La sección del valle de este cañón muestra un modelado general bastante disimétrico, pues la vertiente acorde con la dirección de los estratos suele ser más tendida y alcanza un mayor desarrollo, siendo su opuesta en general más abrupta (Fig. 3). De este modo, las vertientes orientadas al Este, pertenecientes a la margen izquierda del valle, se inician desde su arranque superior con un perfil rectilíneo o convexo, cuya inclinación está próxima a los 10°-20°, y solamente en la parte inferior de la ladera aparece una cornisa rocosa, en ocasiones desdoblada, con un talud detrítico que enlaza con el fondo del valle y cuya inclinación oscila entre los 25° y los 35°. Por su parte, la morfología de las vertientes de la margen derecha, orientadas al Oeste, se caracteriza desde la parte culminante hasta el fondo del valle por una sucesión de escarpes escalonados, a veces, bastante degradados, formándose áreas rocosas de menor pendiente, separados por estrechos rellanos y taludes detríticos.

Es precisamente en los escarpes o cornisas de ambas vertientes de este cañón donde determinados procesos de meteorización han producido el socavamiento de parte de sus paredes (generalmente de su base) modelando una serie de abrigos o balmas, adquiriendo, entonces, las laderas una morfología en una sucesión de escarpes sobreexcavados, que son el objeto de estudio principal de este trabajo (Fig. 4).

ANTECEDENTES Y ESTADO ACTUAL DEL TEMA

Los abrigos sobre roca o balmas pueden definirse como cavidades naturales de poca profundidad y de longitud variable, excavadas sobre paredes, generalmente verticales, de diversa litología (granitos, areniscas, rocas volcánicas, calcáreas, etc.), y suelen presentar como característica más peculiar una superficie invertida de forma cóncava, que termina a modo de extraplomo o voladizo. La combinación de estos dos elementos -escarpe y abrigo en su base- ha dado lugar a varias denominaciones en geomorfología como paredes sobreexcavadas, vertientes en extraplomo, pendientes invertidas cóncavas, (VIDAL ROMANI, 1989; CENTENO, 1989) o en el propio cañón de Casla como "cejos corridos" (MORENO SANZ, 1988).

El origen de estas formas se ha interpretado de varias maneras, si bien en la actualidad pueden destacarse dos interpretaciones principales:

a) Una primera desarrollada dentro de la geomorfología francesa, donde los abrigos fueron estudiados en cañones kársticos, denominándolos baumes o balmes (BONNET, 1961; NICOD, 1967). Esta terminología engloba tanto a cavidades superficiales como a partes exteriores de las cuevas. Así, en función de su origen, estos autores diferencian los siguientes tipos:

1) Balmas de meandro, formadas por la zapa y disolución producida por corrientes de agua en la orilla cóncava.

2) Balmas o grandes cavidades correspondientes a la emergencia al exterior de conductos relacionados con la circulación subterránea.

3) Balmas o abrigos bajo roca (abris sous roche) relacionadas con procesos de degradación superficial, que están ligados con las características litoestratigráficas y estructurales del roquedo calcáreo. De este modo la alternancia de estratos más solubles, menos consolidados y porosos con otros de mayor dureza permite una erosión diferencial, que se traduce en ataques selectivos de procesos como la corrosión, disolución, gelifracción y la acción biológica de los vegetales (musgos, líquenes) produciendo su socavamiento, quedando los estratos más resistentes a modo de techo en voladizo. Este proceso se acentúa en los estratos próximos a la base, donde la humedad del suelo favorece un proceso de erosión más rápida (NICOD, 1967; GARCIA y PEZZI, 1975; ASENSIO y GONZALEZ, 1976, CORRA, 1977; BULLON, 1986).

b) Una segunda interpretación está ligada a la literatura geomorfológica anglosajona, donde los abrigos han sido estudiadas sobre todo en roquedos graníticos (TWIDALE, 1962, 1982), aunque recientemente también sobre litología calcárea (TWIDALE y CAMPBELL, 1992; TWIDALE y CENTENO, 1993). Según estos autores, el origen y morfología de estas formas, que han sido nombradas como flares, notches o rock shelters; o flared slopes cuando se trata de escarpes sobreexcavados, se desarrolla en dos etapas: una primera, relacionada con la presencia de afloramientos rocosos con suelo o regolito en sus márgenes. En dicho contacto o frente de meteorización actuarían procesos de alteración diferencial, ligados, sobre todo, a un ataque subsuperficial de la humedad del suelo, que además se beneficiaría del agua de escorrentía que proveniente de los afloramientos rocosos se acogería en la base de estos. En función del mayor o menor tiempo de estabilización del regolito daría como resultado la formación de flares mejor o peor desarrolladas. Una segunda etapa consistiría en la erosión y evacuación del regolito y la consiguiente exposición de estas formas (TWIDALE, 1962, 1982; TWIDALE y CAMPBELL, 1992; HARREL y TWIDALE, 1989; CAMPBELL y TWIDALE, 1995; VIDAL ROMANI, 1989; CENTENO, 1989).

DESCRIPCIÓN Y ORIGEN DE LOS ESCARPES SOBREEXCAVADOS (FLARED SLOPES)

Las formas iniciales típicamente kársticas (cuevas, covachas, cavidades, oquedades) sobre los escarpes de la hoz de Casla son muy escasas y sólo aparecen ocasionalmente. Por el contrario -como se menciono anteriormente-, las formas más características y representativas talladas en los paredes de esta hoz son una serie de abrigos o balmas. En concreto, se trata de formas producidas a partir del socavamiento de parte de los escarpes rocosos principales de tal manera que el resto del escarpe queda a modo de voladizo. Por lo tanto, los citados escarpes se estrechan considerablemente hacia su parte basal, que adquiere una forma básicamente cóncava, mientras que en su parte superior o culminante el escarpe conserva su pendiente verticalizada. Además, como se acaba de explicar, las vertientes de esta hoz evolucionan generalmente en una sucesión de escarpes escalonados, donde suelen reconocerse entre dos y cuatro escalonamientos. De este modo, en la base de éstos se han generado otros tantos niveles de balmas; si bien lo más frecuente es la presencia de dos niveles. De este modo, las paredes rocosas se encuentran frecuentemente sobreexcavadas o socavadas, desarrollándose en conjunto vertientes en extraplomo o flared slopes.

Estas formas, bastante corrientes en ambas vertientes de la hoz de Casla, alcanzan su mejor y más espectacular desarrollo en la ladera derecha del valle a la altura del paraje denominado "Río Bajero", donde estos abrigos están perfectamente elaborados, y algunos llegan a alcanzar una extensión lateral superior a los 100 metros (Fig. 5). En este sector es posible distinguir con claridad cuatro niveles de abrigos: unos constituidos a favor de fuertes escarpes, mientras que los otros dos se desdoblán a partir de un mismo escarpe de unos 20 metros de altura, adquiriendo la pared rocosa una forma básicamente ondulada (Fig. 6).

Las paredes sobreexcavadas o flared slopes de este tramo del cañón están constituidas por los siguientes elementos morfológicos:

a) Un escarpe verticalizado de dimensiones variables, cuyas características básicas han sido explicadas anteriormente. Cuando adquieren un gran desarrollo lateral se presentan como un gran frente rocoso, pero es frecuente que esté en cierto modo degradado o interrumpido por barrancos transversales al valle, de ahí que sean generalmente escarpes aislados. La superficie de estos escarpes suele estar ocupada por un pequeño rellano estructural, donde ocasionalmente aparecen conductos verticales o simas.

b) A continuación se desarrolla la parte cóncava del escarpe o pendiente invertida, es decir el abrigo o balma propiamente dicho. Este desde su base puede presentar un primer tramo rectilíneo, aunque también es frecuente una inclinación progresiva hacia el interior del escarpe hasta que tanto en un caso como en el otro se produce la inflexión cóncava que da lugar al comienzo de la cara interna de la visera o del voladizo. Las paredes rocosas de este sector socavado se caracterizan por presentar un color claro (pastel o crema) y una superficie de aspecto pulido o más frecuentemente rugoso. Esto último esta provocado por la presencia de pequeñas oquedades, derivada de una disolución alveolar y también por estar afectado por procesos de descamación.

c) Este sector cóncavo de los escarpes enlaza suavemente con un talud detrítico, pero también es frecuente que termine de forma nítida dando lugar a un rellano o replano formado sobre la propia roca, de no más de tres o cuatro metros,

al cual, en ocasiones, sigue un pequeño escalón o escarpe (de uno o dos metros).

Los abrigos o balmas del cañón del Casla se han interpretado de forma muy general, en función de los caracteres litoestratigráficos y estructurales, como consecuencia de una erosión diferencial debida a la alternancia de bancos más o menos margosos (MORENO SANZ, 1988). Sin embargo, las observaciones de campo realizadas indican que estas características de este roquedo por si solas parecen incapaces de explicar el origen de los diferentes niveles de abrigos que tienen una mayor trascendencia morfológica dentro del modelado del valle, o sea aquellos situados en el paraje de "Río Bajero" (ladera derecha del tramo medio del cañón de Casla) (fig. 7). Ello se debe a que, por un lado, se desarrollan sobre un paquete de aspecto masivo de dolomías fuertemente recristalizadas, sin que se aprecien diferencias sustanciales en las características de los estratos y, por otro, al gran desarrollo que alcanzan estos abrigos tanto en su desarrollo longitudinal como altitudinal, lo que hace pensar en la presencia de algún nivel de base a partir del cual se formaría una extensa franja de meteorización.

En este sentido, la génesis de estas formas parece haberse producido a partir de una intensa meteorización diferencial más rápida en la base de cada escarpe, en estrecha relación con la evolución del río Caslilla: la formación de los abrigos estaría vinculada con períodos de estabilidad y acumulación. Así, en estos períodos, en función del nivel de base impuesto por el río, se produciría en el contacto entre los escarpes con el fondo del valle, que podría quedar comunicado con aquel bien directamente o bien a través de pequeños taludes, un proceso de erosión subsuperficial, ligado a un ataque generalizado de la humedad del suelo, provocando una intensa meteorización por disolución y corrosión de la roca hacia su interior. Además, este proceso se acentuaría por la escorrentía que escurriría de los escarpes quedando la mayor parte retenida en dicho frente de meteorización, donde la humedad permanecería durante más tiempo a la vez que se infiltraría hacia el interior. Pero también, la propia acción erosiva del río al divagar sobre el fondo aluvial llegaría a realizar una acción de zapa sobre la propia roca, modelando estas formas de forma puntual o local. Este fenómeno ocurre en la actualidad, observándose como el río Caslilla, que discurre por una estrecha llanura aluvial, se desplaza, en ocasiones, sobre una orilla y otra, zapando sobre afloramientos rocosos "in situ", los cuales presentan una típica forma de balma. Finalmente, en las etapas de incisión o encajamiento del río se produciría la exposición total de los abrigos o balmas por el desmantelamiento y evacuación del suelo.

CONCLUSIONES

Los escarpes o cantiles del cañón de Casla muestran como rasgo más peculiar una serie niveles de abrigos, balmas, etc., desarrollándose vertientes en extraplomo o flared slopes de gran espectacularidad. Se han diferenciado en la ladera derecha de su tramo medio al menos cuatro niveles de abrigos sobre roca mejor o peor desarrollados, cuyo origen y desarrollo se ha puesto en relación con las fases o etapas de encajamiento del río Caslilla. Los diferentes niveles de base ligados a etapas de estabilidad en la profundización del río facilitarían el desarrollo de una erosión subsuperficial al pie de los afloramientos rocosos, que se caracterizaría por un ataque generalizado de la humedad del suelo, ocasionando una eficaz disolución de los materiales dolomíticos. Por su parte, en los momentos

en los cuales el río se encajara, los abrigos o balmas quedarían expuestos y colgados respecto al nuevo nivel de base.

Por lo tanto, los diferentes niveles de abrigos o balmas que aparecen en las laderas del cañón de Casla constituyen formas que pueden contituir buenos indicadores o "testigos" morfológicos de las sucesivas fases relacionadas con el encajamiento del río Caslilla. En tal sentido, este tipo de formas o similares se han utilizado en otras áreas con este fin, pues su génesis como se ha visto conlleva una etapa de estabilización y alteración y otra de erosión y desmantelamiento (CENTENO, 1989; TWIDALE y CAMPBELL, 1992; CENTENO y TWIDALE, 1988; TWIDALE y CENTENO, 1993).

En conclusión, el cañón de Casla, labrado sobre un roquedo básicamente dolomítico, puede suponer un buen ejemplo de la importancia que tienen estas formas, ya que pueden ayudar a reconstruir las fases de su modelado; sobre todo, si se tiene en cuenta que en los valles de tipo cañón u hoz, relativamente estrechos y más o menos profundos, son raros los depósitos fluviales y las terrazas suelen ser inexistentes.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer al Dr. Julio Muñoz Jiménez la corrección del manuscrito y las sugerencias dadas para mejorar su contenido. Asimismo, este trabajo ha sido posible gracias al Proyecto "Propuesta metodológica para el análisis y ordenación del paisaje de las gargantas y cañones del centro de la Península Ibérica", subvencionado por la DGICYT (nº de ref. PB90-0251).

BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, A. (1981): El cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema Central). *Seminarios de Estratigrafía*, 7, 271 págs.
- ANDRIEUX, C. (1971): "Contribution a l'étude de climat des cavités naturelles des massifs karstiques". *Annales de Spéléologie*, 26(1): 121-146.
- ASENSIO AMOR, I. y GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. (1976): Manifestaciones periglaciares en los alrededores de Cifuentes (Guadalajara). *Estudios Geológicos*, 32(5), 443-449.
- BONNET, A. (1961): Les Baumes et la longévité des falaises de canyons. *Annales de Speologie*, XVI, (1), 65-71.
- BULLÓN MATA, T. (1986): La hoz de Beteta. En: Martínez de Pisón y Tello (Coords.): *Atlas de Geomorfología*. Alianza, Madrid, 265-272.
- CADAVID, S.; CORRAL, A. y PORTERO, J.M^a. (1971): Investigación estructural y geofísica en la región de Sepúlveda (Segovia). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geol.)*, 60, 45-173.
- CAMPBELL, E.M. y TWIDALE, C.R. (1995). The various origins of minor granite Landforms. *Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe*, 20, 281-306
- CENTENO, J.D. (1989): Evolución cuaternaria del relieve en la vertiente sur del Sistema Central Español. Las formas residuales como indicadores morfológicos. *Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe*, 13, 79-88.
- CENTENO, J.D. y TWIDALE, C.R. (1988): Rocas fungiformes, pedestales y formas asociadas en Anvil Hill, Mannum, Australia del Sur. *Estudios Geológicos*, 44, 93-98.
- CORRA, G. (1977): Les abris sous roche dans les Monti Lessini de Vérone (Italie). *Norois*, 95 (nº especial de karstologie), 125-132.
- FENELON, P. (1967): *Vocabulaire français des phénomènes karstiques*. *Memoires et*

- Documents, 4, 13-68.
- GARCÍA ROSSELL, L. y PEZZI, M.C. (1975): Un karst mediterráneo supraforestal en Sierra Magina (Jaen). Condicionamientos geológicos y geomorfológicos. Cuadernos de Geografía de la Universidad de Granada, serie monográfica 1, 19-57.
- HARRELL, J.A. & TWIDALE, C.R. (1989): Horizontal grooves in granite, western Wichita Mountains, Oklahoma, U.S.A. *Z. Geomorph. N.F.*, 33(2), 165-178.
- ITGME, (1991): Prádena (458). Mapa Geológico de España. 1: 50.000 (2ª serie).
- MORENO SANZ, F. (1988): Zonas kársticas en la vertiente Norte de la Sierra de Guadarrama. Tesis Doctoral. Ed. Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 724 págs.
- NICOD, J. (1967): Recherches morphologiques en Basse-Provence Calcaire. Thèse L. Aix.
- NICOD, J. (1972): Carte de phénomènes karstiques des plans du Verdon. *Memoires et Documents*
- TANARRO GARCÍA, L.M. (1996): El modelado de los valles de los ríos San Juan y Caslilla, afluentes al río Duratón, Segovia. Memoria de Licenciatura, 201 págs. (inédita).
- TWIDALE, C.R. (1962): Steepened margins of inselbergs from north-western Eyre Peninsula, South Australia. *Z. Geomorph. N.F.*, 6, 51-69.
- TWIDALE, C.R. (1982): Granite landforms. Elsevier, Amsterdam, 372 págs.
- TWIDALE, C.R. & CAMPBELL, E.M. (1992): On the origin of pedestal rocks. *Z. Geomorph. N.F.*, 36(1), 1-13.
- TWIDALE, C.R. & CENTENO, J.D. (1993): Landform development at the Ciudad Encantada, near Cuenca, Spain. *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, 18, 257-269.
- VIDAL ROMANÍ, J.R. (1989): Geomorfología granítica en Galicia (NW España). *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, 13, 89-163.

Pies de Figura

Figura 1. Localización del área de estudio

Figura 2. Cortes geológicos que muestran la secuencia litoestructural en la que se modela el cañón de Casla. 1. Granito intrusivo; 2. Leucogneises y gneises glandulares; 3. Arenas, arcillas y margas en facies "Utrillas" de la base del Cretácico superior (Cenomaniense-Turonense-Coniacense inferior); 4. Dolomías tableadas y dolomías recristalizadas bioclásticas (Coniacense medio-Santonense inferior); 5. Dolomías y areniscas dolomíticas (Santonense medio y superior); 6. Dolomías tableadas, margas y dolomías brechoides del techo del Cretácico superior ((Campanense-Maestrichtense?)); 7. Arcillas, arenas y conglomerados miocenos.

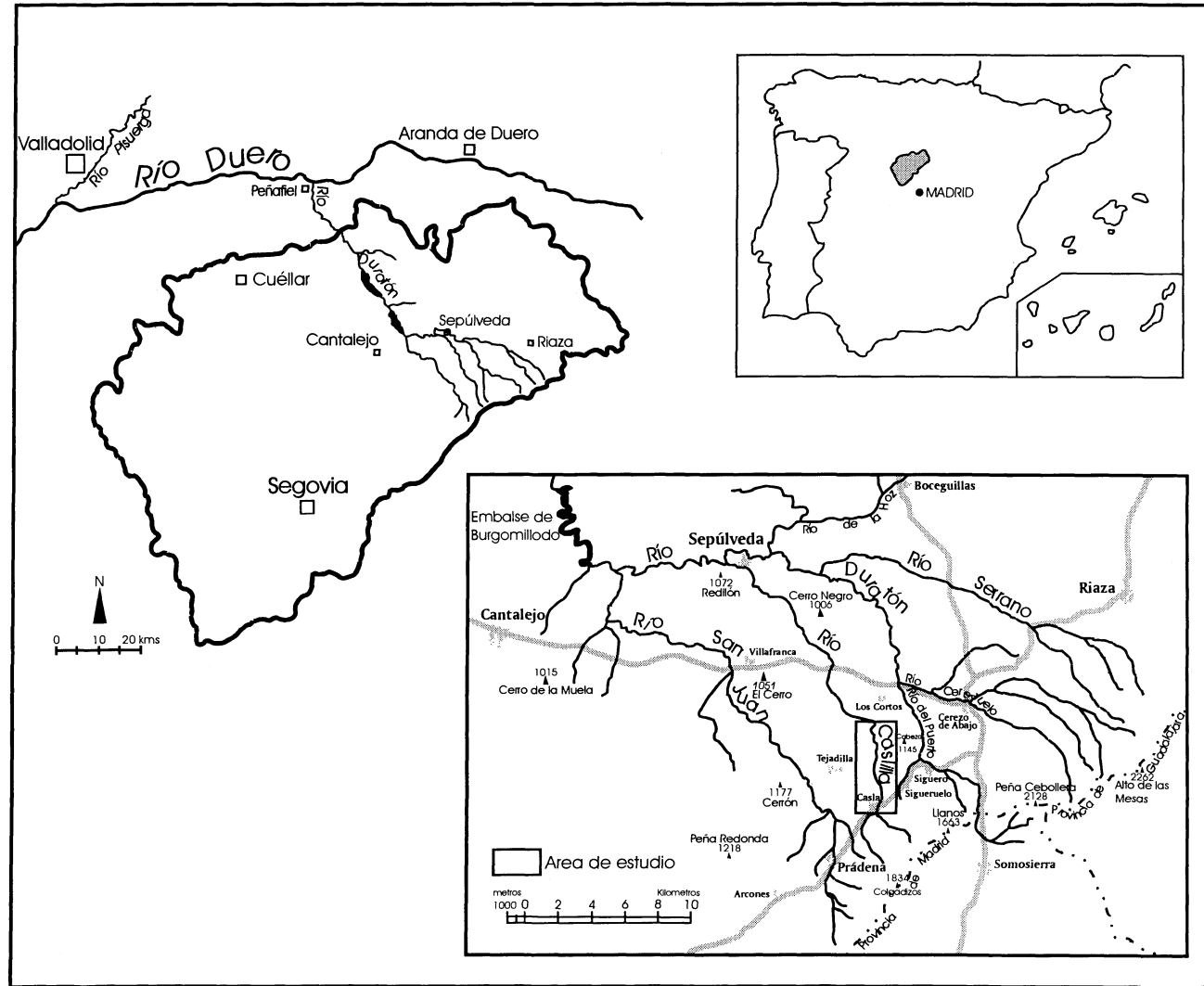
Figura 3. Esquema geomorfológico del cañón de Casla.

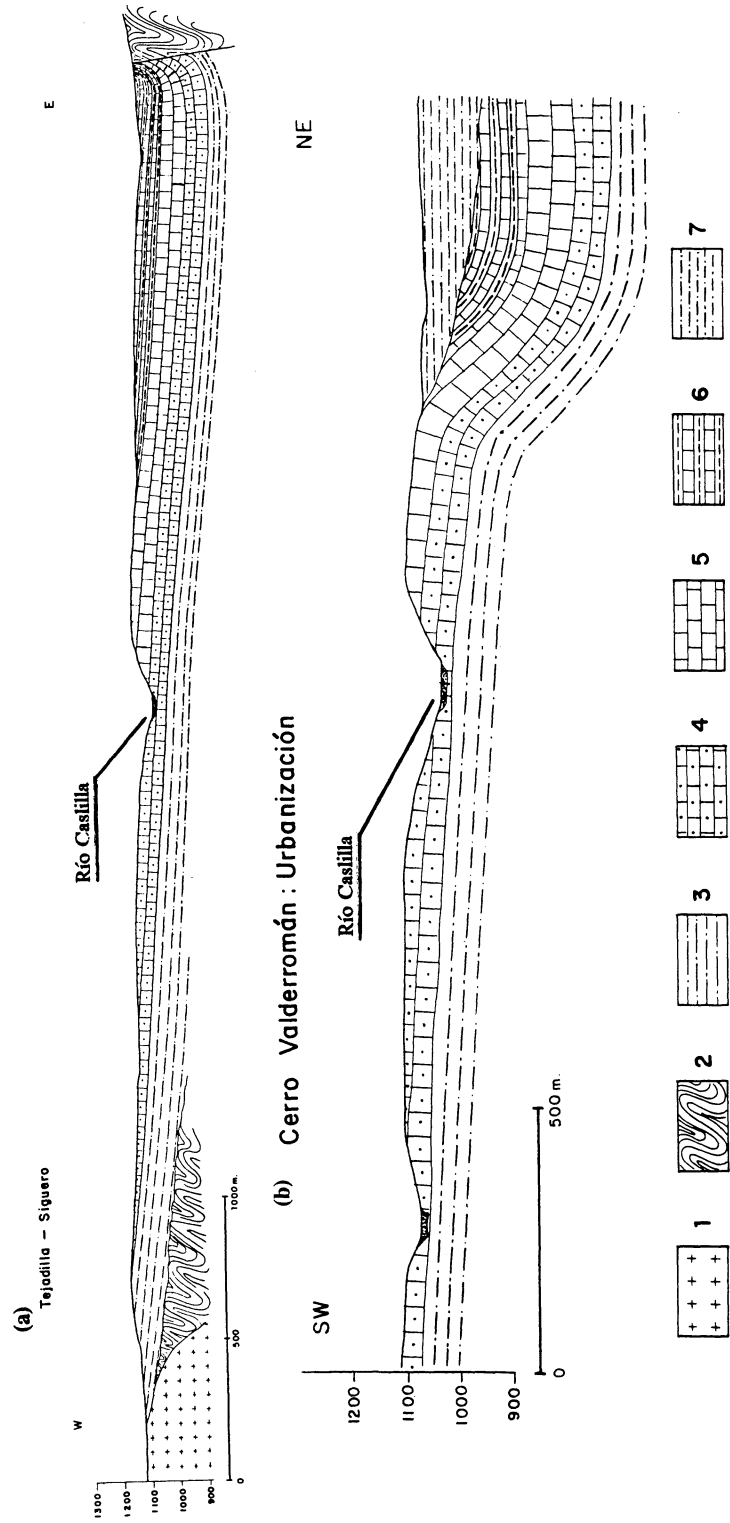
Figura 4. Secciones morfográficas transversales del cañón de Casla.

Figura 5. Abrigo o balma con un desarrollo lateral que llega a superar los 100 metros.

Figura 6. Escarpes sobreexcavados (flares slopes) donde se observa tres niveles de abrigos bien desarrollados. Los dos últimos individualizados a partir del mismo escarpe rocoso.

Figura 7. Esquema morfográfico de los escarpes sobreexcavados (flares slopes) del cañón de Casla en el paraje de Río Bajero.





ESQUEMA GEOMORFOLÓGICO DEL CAÑÓN DE CASLA

