

# LAS COMBES DEL GEOPARQUE DE LAS LORAS. GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL Y PAISAJE

**E. Serrano**

Dpto. Geografía, Universidad de Valladolid

**A. Pisabarro**

Dpto. Geografía y Geología. Universidad de León

**M.J. González Amuchastegui**

Dpto. Geografía, Universidad Nacional de Educación a Distancia (Uned)

**A. Martínez Fernández**

Lab. Cartografía digital y Análisis 3D, CENIEH, Burgos

## 1. INTRODUCCIÓN.

Las formas de relieve estructural, aquellas derivadas de la estructura geológica, los materiales y la tectónica, conforman el fundamento del relieve, condicionan el modelado y sobre todo tienen un papel decisivo en la configuración de los paisajes, constituyendo la infraestructura básica de los mismos. Por ello, su estudio es uno de los objetivos prioritarios de la geomorfología, en particular de la geomorfología aplicada al análisis territorial. Las formas de relieve estructural constituyen elementos singulares que posibilitan cartografiar grandes unidades o definir formas de relieve exentas sobre las que actúan los agentes externos. En definitiva, permiten desentrañar la articulación del territorio.

La Cordillera Cantábrica en el N de Palencia y Burgos presenta un interés singular para el estudio y conocimiento de los relieves estructurales, no sólo por la singularidad de algunas de sus formas, como los sinclinales colgados de Las Loras, sino porque son las morfoestructuras las que definen el relieve, condicionan el modelado y han dirigido la organización del territorio en las comunidades tradicionales de la montaña palentina y burgalesa. Hoy día el paisaje rural de este sector es relicto, responde a unas dinámicas del pasado, hoy detenidas, y por ello resulta sencillo comprender los elementos básicos de su configuración. Entre ellos hay que señalar el relieve, en este caso estructural, como condicionante del poblamiento y los usos del territorio, así como de elementos patrimoniales culturales que no se pueden entender sin su influencia. Por ello, a la riqueza geológica y al rico patrimonio cultural, conformado por los elementos culturales y el paisaje, hay que sumar el patrimonio geomorfológico como elemento de base para comprender en su totalidad unos paisajes hoy relictos, pero prontos a su transformación en cuanto adquieran una nueva función territorial. De este modo, el relieve estructural adquiere un interés cultural, para la comprensión de nuestro pasado y futuro, pero

también patrimonial, en tanto que elementos singulares y persistentes en las vidas de los pobladores (Serrano y González Amuchastegui, 2018; 2020). Finalmente, el relieve, en sí mismo, y en conexión con el resto de los elementos constituye un recurso para los distintos niveles educativos. Esta visión del territorio muestra que el relieve estructural en el N de Palencia y Burgos aúna tradición e innovación.

Hay una larga tradición de estudio del hoy Geoparque de las Loras y las formas estructurales, que ha permitido un conocimiento del relieve plegado en una comarca ejemplar. Desde que Ciry (1939) estudiara la Geología de esta porción de la cantábrica y estableciera las principales estructuras geológicas que soportan el relieve, ha existido una atracción de profesores y conservacionistas por la espectacularidad y belleza de Las Loras. Esta admiración, m dedicación y valoración posibilitó la declaración de los primeros espacios naturales protegidos, como los de las Tuerces y Covalagua, incluido en 1991 en el Plan de Espacios Naturales de Castilla y León (PENCyL). El Plan de Ordenación de los recursos naturales (PORN) se inicia en 1992, y de nuevo en 2010, pero todavía está en tramitación. En el PENCyL se contemplan las figuras de Monumento Natural para la Cascada de Covalagua, y Paisaje Protegido para la totalidad del espacio natural. Además, el Parque Natural de las Hoces de Ebro y Rudrón, después de un largo roceso y múltiples vicisitudes, con acuerdos y desacuerdos con la población local, fue declarado declarado en 2008. Hoy es una joya natural y paisajística que tiene en el relieve y el modelado un protagonismo excepcional. El procesos de patrimonialización culminó con la declaración del Geoparque de Las Loras en 2017, como remate de la valoración de los elementos geológicos, geomorfológicos, naturalísticos y culturales desde la población local. Precisamente, la innovación procede de esa valoración reciente y colectiva de la geología y la geomorfología, desde la población local, que se ofrece como recurso territorial para un potencial desarrollo endógeno y con carácter sostenible. Todo ello trasciende la labor investigadora y profesoral previa, mediante la declaración, puesta en marcha y gestión del Geoparque de Las Loras.

La red de geoparques ha visto como en muchos de ellos, que tienen como función la legítima la búsqueda de una etiqueta de calidad que atraiga el turismo, ya sea geológico, ambiental o activo, y por tanto la utilización de los elementos geológicos como recursos, se han decantado por preservar y fomentar valores complementarios, como el arte, los paisajes culturales, la etnografía, la geografía, aportando una visión más holística en la que el recurso es el territorio. Y en este sentido, la geomorfología cobra

fuerza por su estrecho vínculo con el paisaje, su comprensión actual y territorial, y porque el excursionista, el viajero o el turista en todo momento se encuentra entre relieves y modelados explicables y explicativos del medio por el que transita. En este sentido, los relieves plegados del Geoparque poseen un papel protagonista que obliga a un esfuerzo de comprensión de los elementos singulares, de enorme interés y bella factura, para su uso cultural y como recurso territorial.

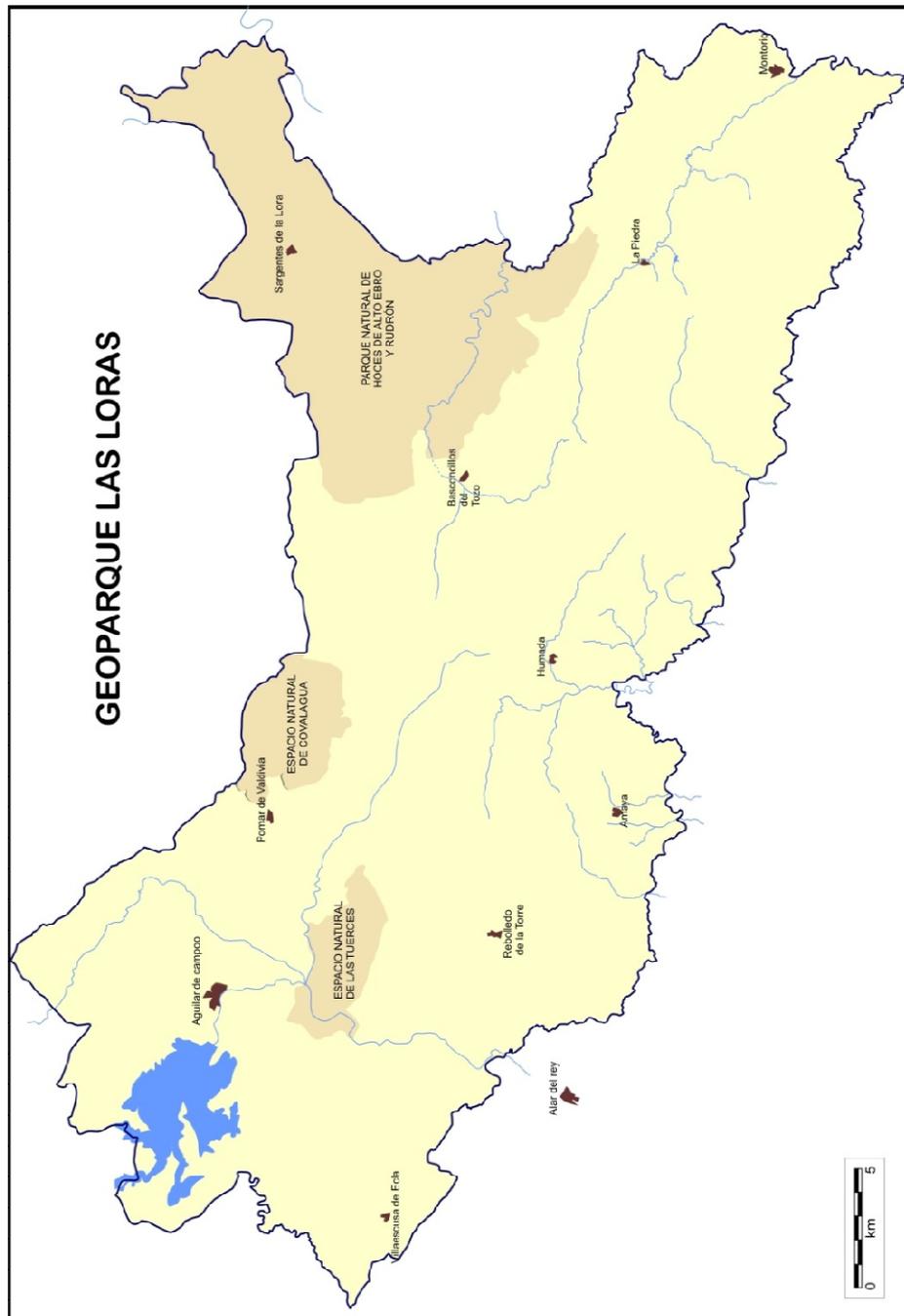


Figura 1. Espacios Naturales Protegidos incluidos en el Geoparque de Las Loras.

### **1.1. Objetivos:**

En este informe partimos de la presencia de un relieve estructural, un relieve plegado, que define el paisaje del Geoparque. El Geoparque de Las Loras se caracteriza por el relieve plegado, definido como "inverso", de modo que los elementos propios de este relieve son los sinclinales colgados y las combes. Las formas de relieve estructural más destacadas y conocidas son los "sinclinales colgados", los cuales forman los esbeltos relieves amesetados que dan nombre a los elementos más característicos, a la comarca y al propio Geoparque, "Las Loras". Pero existen otras muchas formas estructurales que también caracterizan al Geoparque, con un singular valor, y también con un elevado contenido paisajístico. Entre ellas destacan las "combes". En la actualidad existen 27 formas de relieve que pueden ser clasificadas como combes, de muy diferentes tamaños, génesis e interés paisajístico, que articulan el relieve, la organización del territorio y el paisaje. El conocimiento de las morfoestructuras y los elementos del modelado que incluyen, así como su difusión, son vitales para el conocimiento del Geoparque, así como para su valoración científica o aplicada, como recursos geoturísticos o educativos. Por ello, partiendo del conocimiento somero de estas formas se plantea una profundización en su estudio con un sesgo aplicado como recurso cultural del Geoparque.

## 2. LAS COMBES: MORFOESTRUCTURAS Y RELIEVE ESTRUCTURAL.

Combe es el término que conceptualiza un tipo de "forma estructural"<sup>1</sup> o "morfoestructura"<sup>2</sup>. Una forma de relieve estructural es una geoforma simple derivada directamente de la estructura geológica y de los materiales que la conforman en relación con procesos erosivos sintectónicos y postectónicos.

Una **combe** es una depresión abierta a lo largo del eje de un anticlinal. Tiene tendencia longitudinal conforme a la dirección del eje del pliegue y sus dimensiones son muy variables, dependiendo tanto de la entidad del pliegue como de la importancia de la propia depresión sobre el eje del pliegue. En términos generales las combes están compuestas por una depresión alargada y sendos flancos que culminan en una cresta, caracterizada por una organización en cantil-talud. Las crestas o cornisas presentan aspectos muy variados dependiendo de los espesores de los estratos, la sucesión litoestratigráfica, el buzamiento de las capas y las complicaciones estructurales locales (Peulvast y Vanney, 2002). Esta morfología de las laderas deriva de modo directo de su elaboración en los frentes de los estratos que buzaban en sentido contrario en uno y otro flanco. En función del buzamiento de los flancos del anticlinal las crestas de la combe pueden presentar una amplia variedad de formas, siempre con tendencia a cantiles en la parte superior, a favor de materiales más resistentes, y en la inferior un talud formado por los materiales más blandos infrayacentes y la acumulación de derrubios procedentes del cantil. Las combes son formas propias de los pliegues anticlinales de la cobertera, y sólo en este caso reciben esta denominación. No se llaman así las charnelas vaciadas de pliegues elaborados en el zócalo y en materiales paleozoicos.

El término "combe" fue incorporado a la nomenclatura geomorfológica a partir de la denominación vernácula de "valle" en el Jura francés. De la Noë y Margerie (1888) adoptan este término tomado de los valles del Jura, denominados "combes" (combe des

---

<sup>1</sup> El término "Morphologie structurel" y "formes structurelles", se desarrolla en la geología francesa de finales del siglo XIX y XX, con la nomenclatura clásica de las diferentes formas expuesta por G. de La Noë y E. de Margerie (1888), los trabajos en el Jura de E. de Margerie (1922), el manual del geógrafo E. de Martonne (1909) y los estudios y manuales de los años 50-60 del siglo XX realizados por P. Birot, A. Cailleux y J. Tricart, P. Veyret, y J. Blache.

<sup>2</sup> El concepto de morfoestructura fue introducido por el geomorfólogo ruso Gerasimov (1946, en Mescerjakov, 1968) y lo define como "todas las formas de la superficie terrestre que reflejan las particularidades de la estructura geológica".

Closettes, combe de Laurichard, combe d'Enfern, combe d'Angelon, y un largo etcétera). El término combe tiene el significado topográfico de valle estrecho y profundo en el Jura y una gran parte Francia.

Las designaciones vernáculas para términos técnicos y científicos siempre son problemáticas por los significados ambivalentes para diferentes regiones o idiomas. De hecho, el término combe es común a muchas lenguas romances. Su etimología se ha interpretado a partir del término latino "cûmba", con su significado de valle pequeño, pero Corominas y Pascual (1997) o Santando (2009) lo relacionan con lenguas preindoeuropeas por su presencia en lenguas célticas, a partir de la raíz "keu-mb". Tienen el mismo significado los términos "Cmw", en galés, o "komb" en bretón. En las lenguas romances se encuentran términos muy similares como el de "comba" en castellano e italiano, las variantes del occitano antiguo "-comba", "coumba", "coumbo", "coume"-, los de "cóm" y "coma" en catalán, o "coma" en aragonés. Todas ellas se refieren a valles de dimensiones moderadas encajados entre crestas bien delimitadas. En cualquier caso, el término científico "combe" es un galicismo que por su ausencia de significado en castellano, es válido para definir una forma estructural, o morfoestructura.

El interés de las combes, como valles de origen estructural, se centra en tres aspectos: su relación directa con la geología (pliegues, fallas, cabalgamientos, estratigrafía); su morfología en valles situados entre las Loras o las superficies de erosión de modo que su interior alberga elementos de modelado singulares (glacis, terrazas, kársticos, depósitos de origen frío); y finalmente su importancia paisajística, como elementos vertebradores del paisaje natural y como elementos que sostienen las principales actividades humanas, cuya organización está condicionada por la morfología estructural y el modelado de las combes.

## **2.1. Clasificación de las combes.**

Las combes pueden clasificarse de diferente modo, en función de su morfología o de su génesis (tabla 1).

### **a) Clasificación morfológica.**

Se estableció una primera clasificación morfológica, meramente descriptiva, que define los elementos existentes en las combes y la disposición. Hay tres tipos morfológicos según su planta y cuatro según su perfil, que combinados pueden generar hasta 12 tipos morfológicos diferentes.

#### **i) Por su planta.**

- Alveolar: Son combes limitadas por un cantil curvo, que coincide con el cierre periclinal, y abiertas en el extremo contrario. Esta abertura puede ser erosiva o tectónica.
- Longitudinal: combes largadas y con sendos cierres periclinales en sus extremos.
- En ojal: combes con planta de tendencia circular asociadas.

**ii) Por su perfil.**

- Combe simple. Es una depresión fondo plano o en cuna y laderas suaves delimitada por una cresta. Presenta como característica la existencia de una cresta anular, que sigue el cierre perianticlinal del pliegue. Esta puede ser longitudinal, alveolar o anular.
- Combe anular. Tiene el fondo del valle dividido en dos valles menores. Sus características morfológicas están definidas por la estratigrafía, con alternancia de estratos duros y blandos, de tal modo que a la configuración del cantil-talud se le añade en su fondo un relieve positivo coincidente con la charnela del anticlinal, denominado "mont derivado", que implica su compartimentación en dos vallejitos individualizados. Esta puede ser longitudinal, alveolar o anular.
- Combe doble: Se trata de una combe anular en la cual el mont derivado es sustituido por una combe secundaria. Esta disposición genera un valle encajado, con sucesión de crestas en un interior y un valle menor en el eje del sinclinal.
- Combe de flanco: Abertura del eje de un anticlinal en rodilla o tumbado, de modo que la combe se caracteriza por presentar una cresta con los estratos verticalizados o con fuerte buzamiento y la contraria con un buzamiento moderado.

**b) Clasificación genética.**

La clasificación genética ofrece el interés de conocer el origen y evolución de la combe. Aunque son complejas y diversas, a partir de los elementos dominantes, se puede diferenciar entre un origen estructural o erosivo:

**i) Combes morfoestructurales.**

Son combes en las que a la estructura geológica se suma la erosión diferencial, generando formas erosivas producidas prioritariamente por la concentración de procesos sobre la charnela de un anticlinal. La erosión diferencial genera el desventramiento del anticlinal y la formación de combes a partir de procesos complejos que implican a uno o más sistemas denudacionales. Entre estos está el desarrollo de redes hidrográficas que drenan hacia cluses o ruzes; cuencas de recepción capaces de elaborar pasillos ortoclinales de vaciamiento en los ejes anticlinales. También es muy común el

desmantelamiento de la culminación de un mont por una superficie de erosión y a partir de aquí la intervención de la denudación diferencial, que actúa de modo preferencial sobre los materiales menos resistentes.

Las combes morfoestructurales se generan a partir de los esfuerzos laterales que implican una distensión en las charnelas de los anticlinales y la formación de fisuras y fracturas. Los pliegues anticlinales soportan los esfuerzos tectónicos de dos modos básicos, mediante la deformación del flanco o la deformación de la charnela. El anticlinal desarrolla desde su origen dislocaciones, aperturas y roturas en la charnela, donde la erosión diferencial incide para generar un valle. En el primer caso la charnela sufre esfuerzos distensivos que generan grietas y fracturas longitudinales al eje del pliegue. Por el contrario, en el núcleo se forman fallas inversas, producto de la compresión. En los pliegues generados por deformación del flanco las fracturas y deformaciones tienden a concentrarse en dichos flancos, generando ruzes o cluses que al alcanzar el eje anticlinal elaboran las combes. Las combes se generan, en última instancia, como el producto de la tensión entre la tectónica y la erosión, un origen tectónico y una explotación erosiva que permiten el desarrollo de amplias depresiones. Los diferentes autores señalan la existencia de dos fases, una tectónica y otra erosiva. Esta última se caracteriza por la explotación de las debilidades, bien en las charnelas o en los flancos, con la construcción de ruzes o cluses que favorecen la elaboración de combes, en el primer caso con drenajes laterales, y en el segundo longitudinales.

Las tectónicas de tipo eyectivo favorecen la concentración de esfuerzos en los ejes anticlinales, y menores esfuerzos en los sinclinales, favoreciendo la apertura de combes. Entre ls combes estructurales se diferencian:

- **Combes morfoestructurales de culminación.** Se trata de combes elaboradas con posterioridad al plegamiento, a favor de las debilidades generadas en la charnela o el flanco anticlinal y la presencia de materiales de diferente comportamiento que facilitan la erosión diferencial. Los procesos se inician a partir de superficies de erosión, con arrasamientos generalizados que ponen en contacto a materiales de diferente resistencia y posibilitan la erosión diferencial, así como los procesos de elaboración de cluses y ruzes, la erosión remontante genera el vaciamiento de las charnelas y la elaboración de combes.

- **Combes morfoestructurales adyacentes (o de inversión).** Al igual que las anteriores se generan por la erosión diferencial concentrada en el eje anticlinal, en este caso entre dos sinclinales. La incisión de las combes genera la inversión del relieve, con la

formación de sinclinales colgados y la elaboración de combes longitudinales adyacentes a los sinclinales colgados. Esta interpretación fue la originaria de las combes existentes entre sinclinales colgados en el marco de la teoría de erosión normal derivada de las corrientes evolutivas darwinistas aplicadas al relieve. En ella se diferenciaba claramente entre una fase tectónica y una erosiva, de desmantelamiento, que generaba la inversión del relieve. Tricart (1968) señaló que la posibilidad de elaboración de estas combes pasa por una elevación estructural y niveles de base por debajo de las charnelas de los sinclinales que permitan una intensidad erosiva remontante capaz de desmantelas las charnelas anticlinales.

## **ii) Combes morfotectónicas**

La génesis de las combes está asociada a la construcción de los sinclinales colgados que las enmarcan. Su génesis y evolución es sintectónica, de tal modo que las combes se generan al tiempo que se está plegando la cobertera. Se corresponden con tectónicas polifásicas donde de modo continuo se superponen fases de deformación y erosión de estructuras primarias. Esta sucesión dirige y controla las sucesivas deformaciones tectónicas. La combe se genera mediante procesos tectónicos de plegamiento, fisuración y fracturación de las charnelas y flancos de los pliegues anticlinales acompañado de procesos erosivos diferenciales con arrasamientos e incisiones que afectan a las zonas más altas de la cobertera. Son procesos complejos en los que intervienen tanto la tectónica como las líneas de debilidad y los procesos erosivos, que se interfieren en una estrecha relación mutua.

### **- Combes morfotectónicas adyacentes.**

La sucesión de fases morfotectónicas comienza con una deformación y plegamiento somero de los materiales de la cobertera, y el inicio de la erosión en las porciones más elevadas, de tal modo que los estratos inicialmente plegados se compartimentan. Posteriormente, la continuidad del plegamiento no ejerce esfuerzos tectónicos sobre los estratos ya desconectado por la erosión, de modo que los estratos superiores no se deforman. Pero los estratos infrayacentes si reciben los esfuerzos y continúan deformándose. Finalmente, los materiales infrayacentes continúan plegándose y fracturándose, de modo que elevan o deforman a los suprayacentes de modo individual. La capas más deleznable, ahora en posiciones elevadas, son fácilmente erosionados, elaborándose combes y pasillos ortoclinales a favor de las debilidades tectónicas y los materiales. La erosión diferencial y una tectónica continua que deforma desigualmente los estratos configuran un relieve caracterizado por amplias combes. Se generan, de este

modo, combes adyacentes a los sinclinales colgados, un relieve que se genera conforme se pliegan y fracturan los estratos, que desde el inicio del plegamiento configura depresiones en el eje anticlinal. Para Tricart (1961) es abusivo hablar de inversión, pues nunca existió un relieve conforme donde existe uno invertido, el relieve se genera directamente invertido, si esto es posible. Estas combes se caracterizan por sus flancos escalonados, con buzamientos disarmónicos que enlazan con los sinclinales colgados. A menudo existen también despegues diferenciales o capas incompetentes que complican el proceso y la resultante.

Los valles se elaboran sobre los ejes anticlinales, mientras las cumbres, las loras propiamente dichas, configuran elevadas plataformas de tendencia llana, los sinclinales colgados.

En las combes morfotectónicas, en función de los caracteres que dirigen la deformación (estilo tectónico, sucesión estratigráfica y la erosión), se pueden diferenciar dos tipos:

- **Combes morfotectónicas litoestratigráficas:** Se caracterizan por sucesiones estratigráficas con comportamientos diferentes de los estratos, de modo que alternan estratos con deformaciones dúctiles de las capas y estratos con deformaciones viscosas. Las capas responden de modo diferente a los esfuerzos tectónicos, con adelgazamientos, disarmonías o ascensos intrusivos. Estas últimas deforman las capas suprayacentes en estructuras anticlinales, como los pliegues diapíricos. Las deformaciones se pueden generar por empujes derivados de desigualdades en los límites de las formaciones con comportamiento dúctil y viscoso; por cargas desiguales, ya sea por diferencias de densidad o por efecto de la erosión, con una reducción de carga y ascensos halocinéticos. Esta última es muy importante en algunas combes donde las capas inferiores son sales, yesos o arcillas. Las estructuras derivadas de la deformación viscosa pueden ser perforantes, con deformaciones muy acusadas, o simplemente deformar las capas encajantes, sin interrumpir su continuidad.

- **Combes morfotectónicas tectodinámicas:** Estas derivan de la acción continua de la tectónica, ya sean la continuidad del plegamiento o fallas cabalgantes, y la respuesta diferencial de las deformaciones ante el desmantelamiento de las capas. La erosión diferencial actúa sobre los materiales más deleznable desde el mismo emplazamiento tectónico, pero es la tectodinámica la que dirige la morfología resultante pues la actividad tectónica implica la deformación diferente de los flancos y los ejes de los anticlinales. La continuidad de la tectónica y la erosión sobre las capas de las charnelas posibilita la deformación diferencial del núcleo y los flancos, sobreelevando las

porciones centrales del pliegue, que a su vez deforman las capas de los flancos, y favoreciendo los procesos de desnivelamiento con incremento de la erosión por gravedad. La discontinuidad y desarmonía de las capas favorece el desarrollo de pliegues-falla y cabalgamientos asociados a las rupturas en el núcleo del pliegue. Este hecho posibilita a elevación de una porción del flanco o el núcleo, donde la erosión diferencial incide de nuevo y genera el vaciamiento de los valles y la profundización de las combes. La relación entre los continuos levantamientos, las respuestas diferentes a la tectónica y la resistencia de las capas expuestas genera diferentes morfologías en el interior de la combe.

**- Combes morfotectónicas intrusivas (perforantes).**

Cuando la estratigrafía presenta distintos tipos de rocas con respuestas diferentes ante los esfuerzos tectónicos (dúctiles, frágiles o viscosos), se generan comportamientos diferentes capaces de generar unidades intrusivas. Cuando existen materiales con comportamientos viscosos, estos inician proceso ascendentes que fracturan, deforman y perforan las capas suprayacentes, guiados por líneas de debilidad (líneas de estratificación, fracturas), y empujan sobre la charnela o los flancos del anticlinal hasta deformarla o romperla. Estas estructuras, a menudo derivados de ascensos halocinéticos, levantan las capas más resistentes y generan fuertes buzamientos al tiempo que la erosión diferencial las erosionan y forman depresiones en las charnelas anticlinales o en sus flancos. Estas combes se caracterizan por tener fondos ocupados por materiales arcillosos, salinos o yesíferos, asociados a los estratos, tener los flancos muy fracturados, y a menudo buzamientos fuertes y disarmónicos en las crestas.

**Tabla 1. Clasificación de combes**

GENÉTICA		MORFOLÓGICA		
Morfoestructural	De culminación		Planta	Alveolar
	Adyacentes (o de inversión)			Longitudinal
Morfotectónica	Adyacentes	Litoestratigráfica	Perfil	En ojal
		Tectodinámica		Simple
	Intrusivas (perforantes)			Anular
			Doble	
			De flanco	

### 3. RELIEVE PLEGADO Y COMBES EN EL GEOPARQUE

#### 3.1. Geología.

El geoparque se encuadra en la parte meridional occidental de la Región Vasco-Cantábrica, en la denominada "Plataforma Norcastellana" (Floquet, 1983; Barnolas y Pujalte, 2004), porción de la cobertera plegada y cabalgada con direcciones dominantes NW-SE. La zona de estudio se sitúa en la denominada "Plataforma Burgalesa", constituida por la "Banda plegada" (Ciry, 1939; IGME, 1997; Barnola y Pujalte, 2004), sucesión de pliegues anticlinales y sinclinales cabalgantes hacia al SE, SW y S, y el sinclinal de Polientes, al norte. Ambas unidades están separadas por la falla de Ubierna, de dirección NW-SE. La banda plegada se compartimenta en:

- "Zona de La Ojeda" (IGME, 1997), limitada al E por el cabalgamiento de dirección NW-SE o falla de Becerril, también llamada de Villela, que la separa del resto de unidades.
- "Zona del Pisuerga" (IGME, 1997), caracterizada por la presencia de Triásico y Jurásico intensamente fracturados. La "zona del Pisuerga" forma parte de una cuña tectónica cabalgante al S, que separa las dos unidades, La Ojeda y Pisuerga, bien definidas por su carácter tectónico y litoestratigráfico.
- Al Oeste, y limitadas por fracturas de desgarre de dirección NW-SE se ubica la unidad plegada que constituyen las cubetas de Humada y de Portillo, donde se suceden los plegamientos con vergencia sur y fracturas cabalgantes en escamas (Hernaiz, 1994; Pujalte y Hernández, 1997).

Todo el conjunto forma una unidad cabalgante sobre la cuenca del Duero. En el contacto se suceden, pliegues frontales y deformaciones monoclinales sobre los conglomerados y brechas del Mioceno medio (Astaraciense) que denotan la existencia del desnivel tectónico entre la cuenca del Duero y la cordillera.

Los materiales que afloran en la banda plegada son prioritariamente cretácicos, si bien, la presencia en la porción central y oriental del Triásico y Jurásico, implica la representación de todo el Mesozoico (tabla 2). Si la base litoestratigráfica es el Triásico, en facies Keuper, el resto está formado por los materiales del Jurásico y Cretácico superior, definido por la alternancia de margas y materiales margosos, con calizas y

dolomías, lo que implica comportamientos diferenciales frente a la tectónica y la erosión.

La estructura se caracteriza por la sucesión de pliegues y cabalgamientos de orientación dominante E-W, que han sido deformados por la compresión alpina, acortando en 20 km la anchura de la cordillera en esta porción (Espina, 1997) y generando los repliegues y fracturas de vergencia sur. Se suceden un conjunto de elementos tectónicos que pasan de dirección NW-SE a E-W. La falla de Becerril, al E, pone en contacto el Triásico y el Jurásico con el Cretácico superior mediante un cabalgamiento. Al W las estructuras predominantemente de dirección E-W pasan a NW-SE conformes con los empujes del N y del NE que deforman la cobertera y de S a N se suceden los conglomerados Astaracienses en disposición monoclinas y los pliegues frontales anticlinas y sinclinas.

**Tabla 2. Esquema litoestratigráfico de la zona de estudio.**

Edad	Facies	Litología	Espesor m
Plioceno	Raña, o aluviales finieógenos	Gravas silíceas y arenas	--
Mioceno medio (Astaraciense)	Alar del Rey	Brechas calcáreas y conglomerados	800-2500
Mioceno medio		Conglomerados, lutitas y areniscas	
Mioceno Inferior Oligoceno Eoceno	Complejo detrítico de La Ojeda	Conglomerados y brechas calcáreas	
Campaniense Santoniense		Margas, con calizas margosas y calizas	~25
Santoniense		Calizas y dolomías	60-80
Santoniense		Margas y margocalizas	70-120
Coniacense Turonense		Calizas y biocalcarenitas	50-80
Turonense Cenomanense		Margas, calizas, biocalcarenitas y calizas margosas	20-100
Cenomanense Albense	Utrillas Pürbeck	Arenas, conglomerados, lutitas, areniscas y limolitas.	200-300
Jurásico (Lias) Triásico sup.	Pürbeck	Calizas, dolomías y carniolas tableadas	150-200
Triásico sup.	Keuper	Lutitas y yesos	¿?

Fuente: IGME, 1997; Barnola y Pujalte, 2004; Robles, 2014.

La estructura se caracteriza por la sucesión de pliegues y cabalgamientos de orientación dominante E-W, que han sido deformados por la compresión alpina, acortando en 20 km la anchura de la cordillera en esta porción (Espina, 1997) y generando los repliegues y fracturas de vergencia sur. Se suceden un conjunto de elementos tectónicos que pasan de dirección NW-SE a E-W. La falla de Becerril, al E, pone en contacto el Triásico y el Jurásico con el Cretácico superior mediante un cabalgamiento. Al W las estructuras predominantemente de dirección E-W pasan a NW-SE conformes con los empujes del N y del NE que deforman la cobertera y de S a N se suceden los conglomerados

Astaracienses en disposición monoclinal y los pliegues frontales anticlinales y sinclinales.

La tectónica se define por el paso de una dinámica distensiva durante el Triásico y Cretácico, a una compresiva durante la etapa alpina, con dos fases principales, una de emplazamiento de pliegues y comportamientos halocinéticos de los materiales triásicos, y una final, finimiocena, de compresión y levantamiento, que retoca tanto las estructuras plegadas como las falladas (Espina, 1997; Espina et al. 1996; Barnola y Pujalte, 2004, Robles, 2014).

En esta porción de la Cordillera Cantábrica (la cuenca Vasco-Cantábrica como unidad geológica), la tectónica es de cobertera, con la complejidad derivada de la presencia del nivel litoestratigráfico del Keuper. De este modo las dislocaciones y deformaciones halocinéticas se producirían desde fases tan tempranas como el Jurásico superior (Malm), generando intumescencias en las Formaciones Pürbeck y Utrillas, estructuras salinas en almohadilla en el Cenomanese y estructuras perforantes durante la tectónica alpina (Serrano et al. 1994; Pujalte 2000). La fase tectónica principal será la denominada "fase tectónica castellana", iniciada al final del Cretácico con la configuración de una fosa de antepaís y estructuras pop-up y pop-down en el Paleoceno-Eoceno de la cuenca que culmina con el plegamiento de la cobertera durante el Oligoceno y Mioceno inferior cuando se inician las deformaciones y pliegues de vergencia sur (IGME, 1997; Robles, 2014; Martínez Torres y Eguiluz, 2014). En el Mioceno se produce una reactivación tectónica que genera una cordillera de plegamiento, durante la denominada fase tectónica castellana, expresada en la reactivación de las fracturas preexistentes, las deformaciones de vergencia S y SW, la génesis de los cabalgamientos frontales (Martínez Torres y Eguiluz, 2014) y los levantamientos diferenciales por los empujes verticales asociados a dinámicas halocinéticas (Serrano et al. 1994). Finalmente, desde el Mioceno superior al Pleistoceno se producen reajustes en una fase neotectónica que refleja esfuerzos compresivos E-W, con abombamientos y hundimientos hacia el S, que se suma al ascenso vertical regional de todo el conjunto (Gracia et al. 1990; Martínez Torres y Eguiluz, 2014).

### **3.2. Geomorfología**

Los estudios del relieve plegado de la montaña palentina y burgalesa fueron iniciados en los años 70 con los trabajos sobre geomorfología estructural de J. García Fernández,

centrados en Las Loras y su evolución morfoestructural (García Fernández, 1981, 2006). En estos estudios ya se descifra una evolución del relieve sintectónica, asociada a los movimientos verticales por deformaciones halocinéticas y se caracterizaron los relieves inversos de Las Loras. También se centró en el estudio de elementos puntuales, como las combes de Humada o la de San Pedro en el Geoparque y otras cercanas como la de Huidobro (García Fernández, 1986, 2006; 2012).

Otros trabajos afrontan prioritariamente el estudio de las superficies de erosión del área estudiada, estableciendo para el sector que nos ocupa una superficie de erosión finineógena desarrollada entre 960 y 1160 m (Gracia et al., 1990; IGME, 1997). El mapa geomorfológico del IGME, a escala 1/50.000, comprende una parte de la porción estudiada (IGME, 1997), pero no cartografía las formas de relieve estructural. Estudios geomorfológicos de la Lora de Valdivia y su modelado kárstico orientados al análisis de la evolución geomorfológica estructural (Gutiérrez Nevado, 1999) y al inventario para el análisis patrimonial (Martín Duque et al., 2010, 2012) ofrecen una visión detallada del relieve estructural y su asociación con el modelado kárstico en la porción de Valdivia.

En el entorno se han desarrollado trabajos sobre la evolución geomorfológica y reconstrucción paleoambiental de las tobas y los sistemas de terrazas fluviales inscritos en los relieves estructurales y que permiten una aproximación a la evolución de los valles, incluidas las combes (González Amuchastegui y Serrano, 2013, 2014, 2015; Serrano y González Amuchástegui, 2014, 2015). Se ha establecido un periodo de cambios ambientales, el "milenio del cambio", estimado en 4.000 años BP, muy significativo en los cambios hidrológicos y paisajísticos de la región, con una importante influencia antrópica en el paisaje de los valles de esta porción de la Cordillera Cantábrica (González Amuchastegui y Serrano, 2014; Serrano y González Amuchástegui, 2015).

#### 4. METODOLOGÍA.

Se ha realizado el inventario de las combes mediante:

- a) Levantamientos de campo
- b) Fotointerpretación. Interpretación de ortofotografías obtenidas del IGN (PNOA) y de la Junta de Castilla y León, y el MDT LIDAR del IGN (PNOA). Se han reconocido las geoformas, elementos estructurales, rupturas del terreno y control litoestructural.
- d) Interpretación geológica a partir de los mapas geológicos (IGME 1977; 1989, 1990, 1991, 1997a, b, c), y de la cartografía digital disponible (web del IGME y de la JCyL).
- e) Diseño y elaboración de una ficha geomorfológica que incluye sus caracteres geológicos, geomorfológicos y de paisaje, así como esquemas geomorfológicos detallados. Estos incluyen los elementos representados en la tabla 3.

Tabla 3. Elementos representados en los esquemas geomorfológicos

Geológicos	- Extensión de la combe	- Fallas	
	- Crestas estructurales	- Lineamientos	
	- Buzamiento de las capas	- Cabalgamientos	
	- Eje sinclinal	- Litologías	
Geomorfológicos	- Crestas estructurales	- Valles en V	
	- Buzamiento de las capas	- Glacis	
	- Crestas verticales	- Laderas regularizadas	· Coluviones
	- Mont		· Depósitos ordenados
	- Pasillos estructurales	- Derrubios de ladera	
	- Valles en línea de falla	- Formas kársticas	· Dolinas
	- Ríos y arroyos		· Sumideros
	- Terrazas fluviales		· Fuentes
	- Incisión fluvial		· Otros

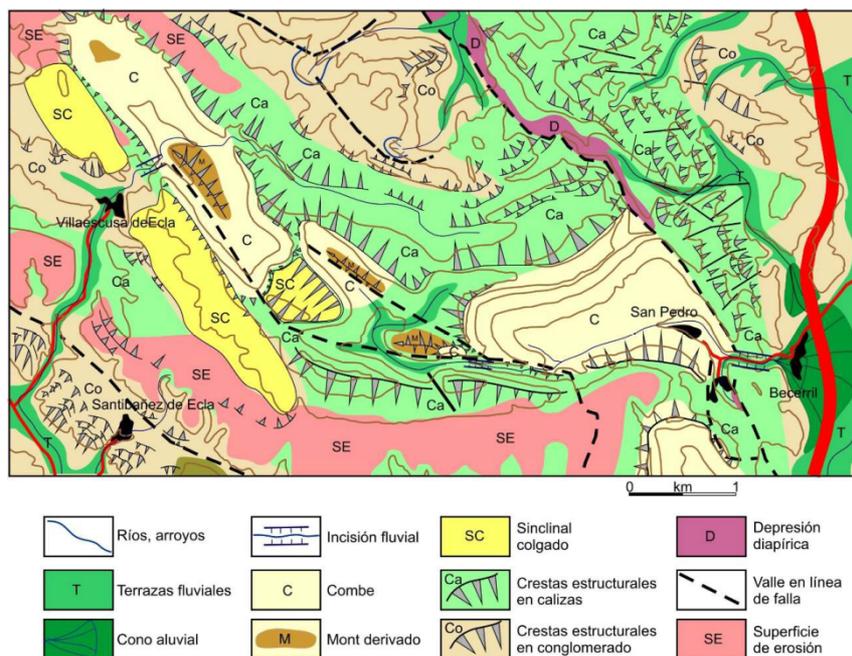


Figura 2. Esquema geomorfológico de las combes asociadas al pliegue de Villaescusa (Serrano y González, 2018)

## 5. INVENTARIO Y CARACTERIZACIÓN DE LAS COMBES.

### 5.1. Combes del Geoparque

Se han inventariado 27 combes en el Geoparque y sus límites inmediatos. De ellas el 63% se localizan en la provincia de Burgos. Este hecho se debe a la mayor extensión del geoparque en la provincia, pues la densidad de combes por superficie es mayor en la porción palentina que en la burgalesa. En definitiva, una mayor concentración al oeste de la falla de Becerril, asociados a los continuos repliegues de dirección NE-SW y E-W. En la comarca propiamente de las Loras, la intensa fracturación y la mayor complejidad tectónica implican dos hechos, la presencia de menos combes, pero las de mayor tamaño.

**Tabla 4. Las combes del Geoparque.**

<b>COMBES DEL GEOPARQUE DE LAS LORAS</b>				
Nº	COMBE	Situación	Provincia	T
1	Valdegoba	42° 32' 35" N / 3° 46' 16" W	Burgos	P
2	La Pedraja	42° 32' 36" N / 3° 47' 13" W	Burgos	P
3	Montorio	42° 35' 7" N / 3° 46' 16" W	Burgos	G
4	La Nuez de arriba	42° 36' 6" N / 3° 48' 44" W	Burgos	P
5	Arroyo Pradal	42° 37' 3" N / 3° 55' 42" W	Burgos	G
6	La Cárcava	42° 36' 01" N / 3° 56' 58" W	Burgos	P
7	San Martín de Humada	42° 39' 13" N / 4° 01' 41" W	Burgos	G
8	Peña de Santa Cruz	42° 37' 38" N / 4° 03' 44" W	Burgos	P
9	La Loma Las Quemadas	42° 37' 08" N / 4° 02' 22" W	Burgos	P
10	Fuenteodra	42° 40' 30" N / 4° 06' 41" W	Burgos	G
11	Prado Salado-Berezal	42° 39' 27" N / 4° 06' 30" W	Burgos	P
12	Los Canalizos Butrón	42° 39' 26" N / 4° 07' 16" W	Burgos	P
13	Gallinas Puentes de Amaya	42° 39' 46" N / 4° 09' 18" W	Burgos	G
14	Rebolledo-Valtierra	42° 41' 03" N / 4° 11' 43" W	Burgos	G
15	Castrecías	42° 42' 30" N / 4° 12' 36" W	Burgos	G
16	Fuente del Salce-F <sup>te</sup> del Sapo	42° 43' 37" N / 4° 11' 28" W	Burgos	P
17	Robledillo de la Orden	42° 39' 49" N / 4° 11' 16" W	Burgos	G
18	La Rocinera	42° 41' 16" N / 4° 17' 59" W	Palencia	P
19	Del Molino	42° 42' 12" N / 4° 18' 13" W	Palencia	M
20	Barrio de San Pedro de Becerril	42° 42' 59" N / 4° 18' 47" W	Palencia	G
21	Vallejo	42° 43' 18" N / 4° 20' 47" W	Palencia	M
22	Villaescusa	42° 44' 14" N / 4° 22' 06" W	Palencia	G
23	La Mata Castellares	42° 44' 31" N / 4° 25' 21" W	Palencia	P
24	Barrio de Sta María de Foldada	42° 48' 11" N / 4° 23' 51" W	Palencia	G
25	Barrio de San Pedro de Foldada	42° 48' 17" N / 4° 22' 30" W	Palencia	P
26	Rebollán (Ejos-Valdeveinte)	42° 45' 10" N / 4° 20' 58" W	Palencia	P
27	Montón de Trigo-Robledo (Valleespinoso)	42° 46' 17" N / 4° 20' 28" W	Palencia	M

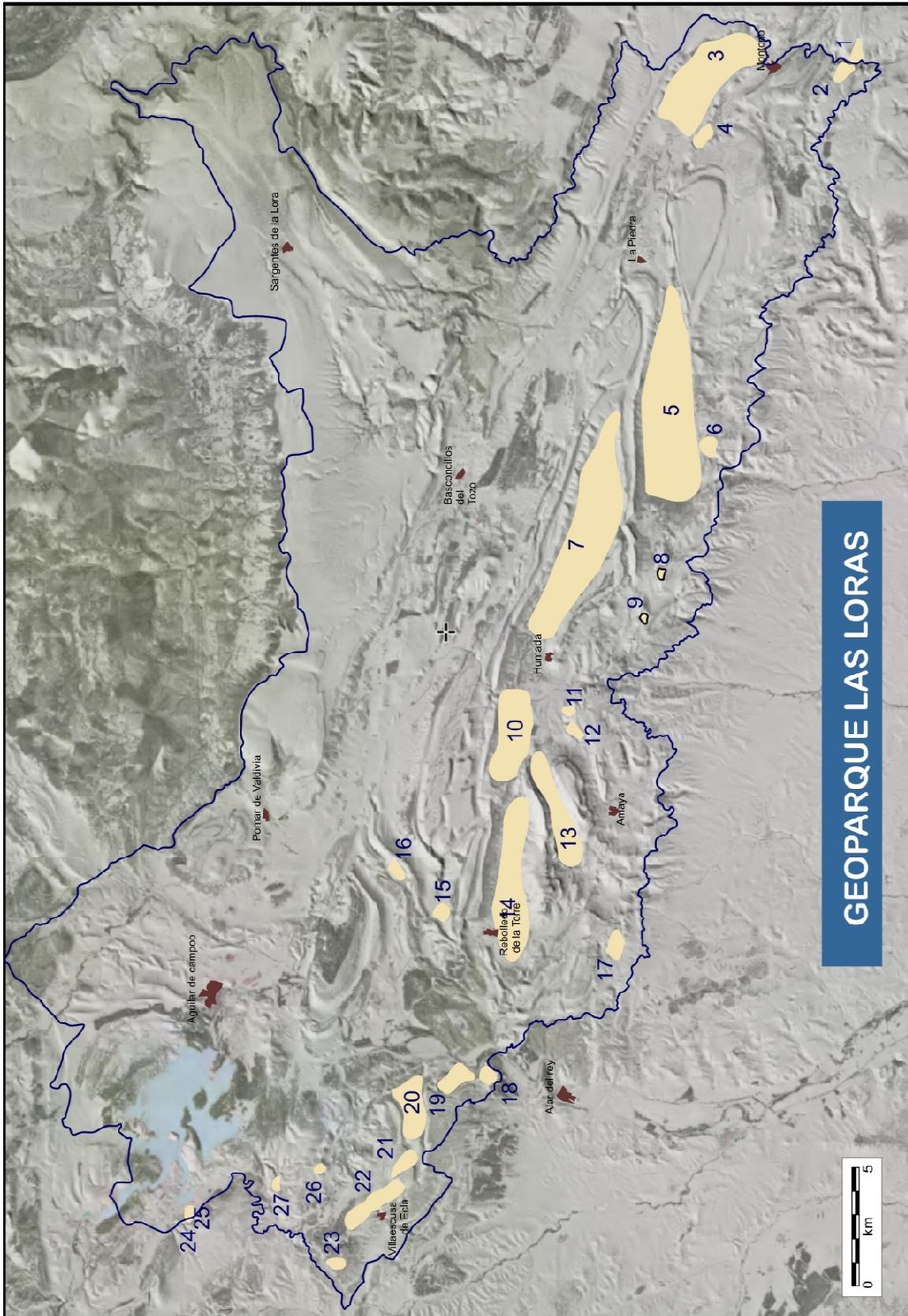


Figura 2. Distribución de las combes analizadas en el Geoparque de Las Loras

## 5.2. Sectorización del relieve plegado y las combes

En el Geoparque de Las Loras se aprecian dos ambientes geológicos diferenciados, en los que se distribuyen las combes:

- En la zona de la Ojeda, al este de la falla de Becerril las combes son de tamaño mediano y pequeño, y están ausentes los sinclinales colgados. Estas se encajan en una amplia superficie de erosión, con intensos procesos de dismantelamiento de las estructuras anticlinales por erosión en los estratos margosos. En este sector sólo aflora el Triásico y el Jurásico en el contacto con la falla de Becerril, y no afloran las arenas y conglomerados del Aptense y Albense, de modo que los materiales predominantes son del cretácico superior.

- Entre la falla de Ubierna, al norte, y el cabalgamiento frontal sobre la cuenca del Duero se sitúan las cubetas de Humada y Portillo. En este sector se desarrollan sucesiones de anticlinales y sinclinales de orientación NNW-SSE y E-W donde se han desarrollado extensas combes de desarrollo longitudinal, junto a otras de menores dimensiones. Las primeras son sobre todo combes morfotectónicas adyacentes tectodinámicas, caracterizadas por la presencia de combes dobles, mont derivados y formas encajadas. Este sector está formado por materiales más elevados estratigráficamente, las grandes combes se relacionan con los afloramientos de conglomerados y arenas en la base, y las series carbonatadas y margosas por encima, que generan los escarpes. Al sur, en las márgenes de los pliegues, asociadas a fallas de gran desarrollo y cabalgamientos menores, se emplazan pequeñas combes de génesis variada. Estas se emplazan sobre materiales del Triásico, Jurásico y Cretácico, con afectación de los materiales más bajos estratigráficamente. Este sector es el que más combes tiene del Geoparque, aunque la densidad de combes por superficie es menor que en la zona de la Ojeda, donde las combes se alinean en los anticlinales con ejes NW-SE.

- Al norte de la falla de Ubierna, en el surco de Valdelucio-Montorio y en el sinclinal de Polientes, así como en la Zona de Pisuerga, no hay combes, aunque se desarrollan amplios sinclinales colgados. Al oeste, dominan las estructuras diapíricas y al este la falla de Ubierna ha dislocado las estructuras anticlinales, conectando las sinclinales y generando un amplio valle o surco en la línea de falla que se corresponde con la falla de Ubierna.

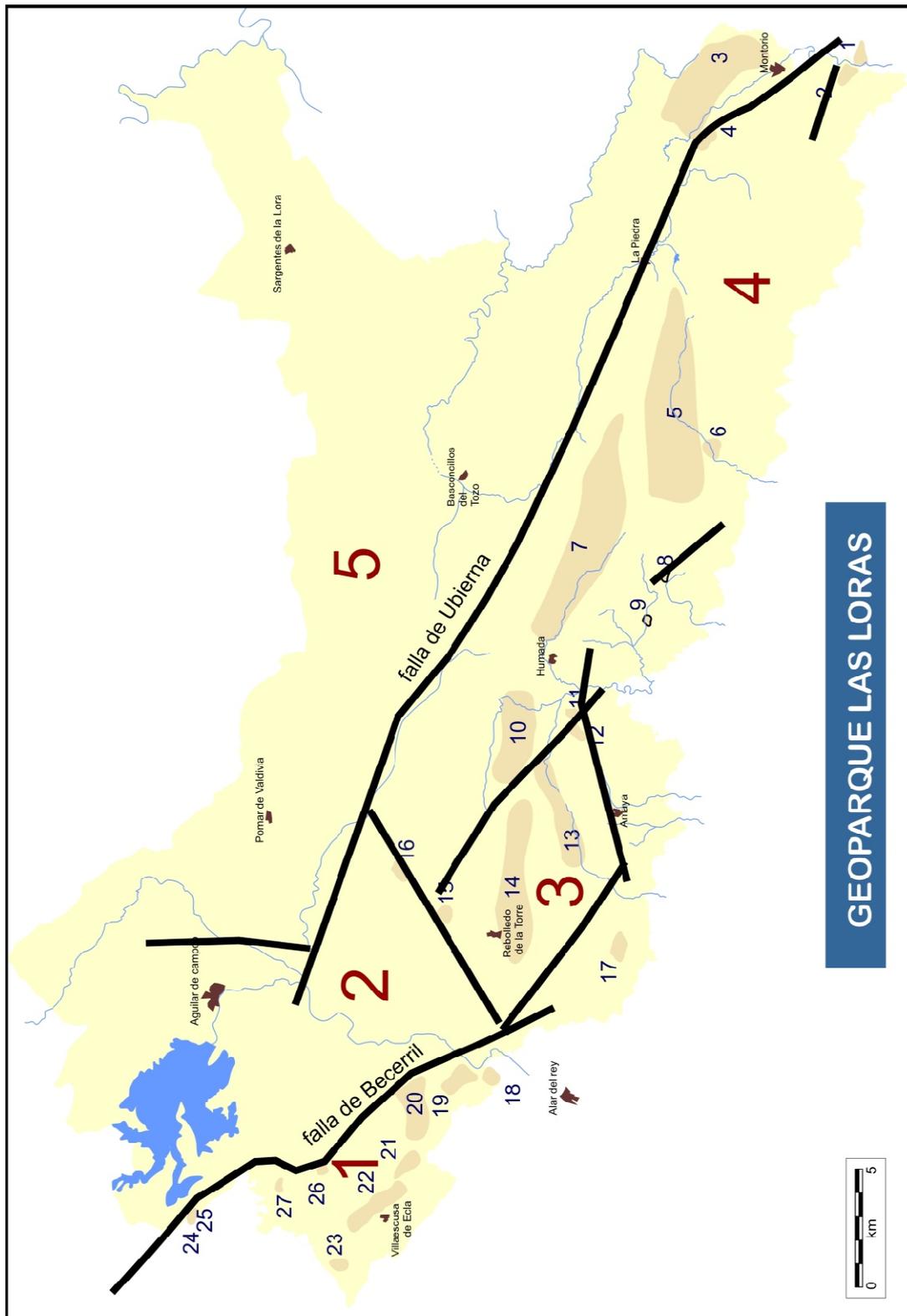


Figura 3. Líneas de fracturas principales y distribución de las combes en el Geoparque de Las Loras. Plataforma burgalesa, "Banda plegada": 1, Zona de la Ojeda. 2, Zona del Pisuerga. 3, Zona plegada de Albacastro-Amaya. 4, Cubetas de Humada y Portillo. Plataforma burgalesa, 5, Sinclinal de Polientes.

**- Combe de Vallejo.**

NOMBRE		VALLEJO		
Localización	Provincia	Palencia		
	Municipios	Alar del Rey		
	Coordenadas	42°43'18''N- 4°20'47''W		
Fisiografía	Longitud m	1600		
	Anchura m	550		
	Altitud máxima m	1145		
	Altitud mínima m	900		
	Rugosidad	Moderada (2)		
	Drenaje	Fluvial, al Pisuerga		
Geología	Litología	Calizas, dolomías, margas.		
	Cronología	Turoniense a Santoniense		
	Estructuras geológicas	Plegadas	Anticlinal inclinado, vergencia SW	
		Falladas	Fallas en el cierre	
Intrusión	No			
Morfoestructuras	Génesis	Morfotectónica adyacente de inversión		
	Morfología	Combe de flanco anular		
	Elementos secundarios	Mont derivado Surco ortoclinal		
	Red hidrográfica	Arroyo Cascadas		
Modelado	Formas de modelado	Laderas	Taludes de derrubios	
		Fluvial	--	
		Kárstico	--	
		Periglaciario	Taludes de derrubios	
	Depósitos	Laderas	Coluviones	
		Fluvial	--	
		Kárstico	--	
Periglaciario	Derrubios ordenados,			
Cartografía	Esquema geomorfológico	No		
	MDT	No		
	Esquema topográfico	No		
Paisaje	Unidades geomorfológicas	- Crestas calcáreas - Valle en cuna. - Loma calcárea (mont)		
	Vegetación	Encinas dispersas.		
	Poblamiento	No		
	Usos del suelo	Cultivos de secano Monte		
	Patrimonio	No		

Valle de dirección NW-SE limitado por crestas isoaltitudinales en torno a los 1140 metros y con el fondo de valle a 1070, que forma un valle en fondo de saco, cegado por un cierre periclinal al NW. La combe está abierta al E, donde sus aguas drenan hacia el arroyo de La Costana. Los materiales que afloran en el valle son calizas de edad

Turonense-Coniacense y margas Santienses en el fondo de valle y laderas, donde también afloran las calizas de edad Santiense, culminantes como cejos calcáreos. Se trata de un pliegue anticlinal inclinado y disarmónico, con los flancos de la porción superior (Santiense) buzando  $40^\circ$  al N y  $16,5^\circ$  al S, mientras en el fondo de valle las calizas (Turonense-Coniacense) buzando  $80^\circ$  en el flanco S y  $3,5^\circ$  en el N. El fondo de valle está ocupado por un mont derivado disimétrico con sendas depresiones elaboradas en las margas, una amplia formando el fondo de valle y un pasillo menos marcado en la ladera N. La génesis de la combe de Vallejo se asocia a dos fases tectodinámicas apreciables por la disimetría entre los materiales externos y los internos. De este modo, un plegamiento con posible fracturación de vergencia SW y la erosión sintectónica de la charnela que enlaza con la superficie de erosión bien conservada al S, desconecta las calizas suprayacentes. Ante la continuidad de los empujes, del NE y posiblemente verticales, se deforma el núcleo, comprimiendo y apelmazando las margas, y deformando las calizas del Turonense-Cenomanense en un anticlinal inclinado y cabalgante. La erosión diferencial, por incisión a favor del nivel de base del arroyo de La Costana, formará el mont derivado en la combe estructural.

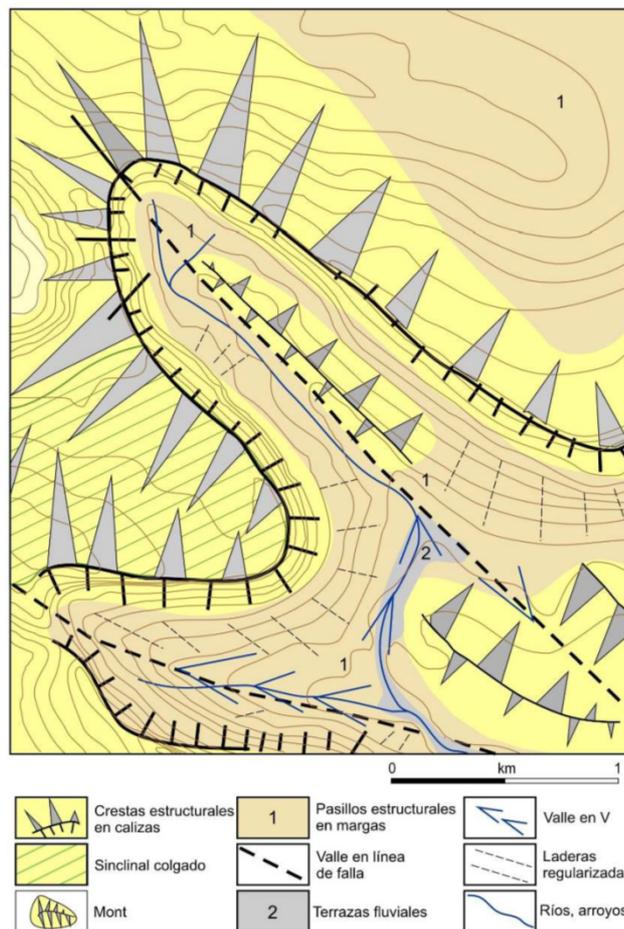


Figura 7. Esquema geomorfológico de la Combe de Vallejo.

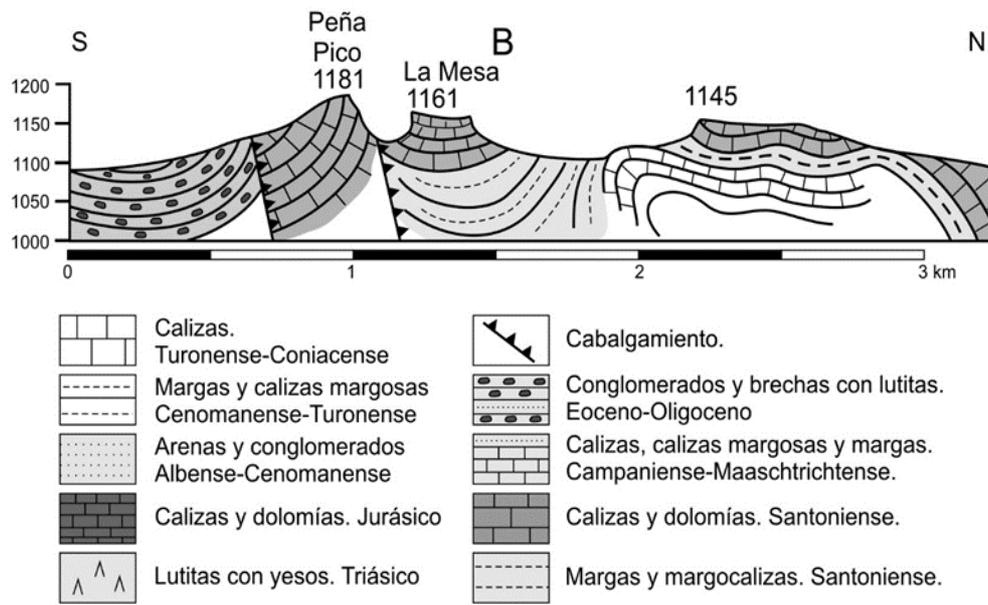


Figura 8. Perfil morfoestructural de la combe de Vallejo.



Figura 9. La combe de Vallejo desde el oeste. Se aprecia en el fondo de valle el mont derivado sobre el anticlinal inclinado, generado dos depresiones, una en la ladera y otra en el fondo de valle, forman una combe de flanco anular.

**- Combe de Villaescusa de Ecla.**

NOMBRE		VILLAESCUSA DE ECLA		
Localización	Provincia	Palencia		
	Municipios	Villaescusa de Ecla		
	Coordenadas	42°44'1''N- 4°18'47''W		
Fisiografía	Longitud m	1700		
	Anchura m	780		
	Altitud máxima m	1020		
	Altitud mínima m	865		
	Rugosidad	Media (3)		
	Drenaje	Fluvial, al Pisuerga		
Geología	Litología	Calizas		
	Cronología	Plegamiento		
	Estructuras geológicas	Plegadas	Anticlinal inclinado, vergencia S	
		Falladas	Flancos y cierres periclinales	
Intrusión		No		
Morfoestructuras	Génesis	Morfoestructural de culminación		
	Morfología	Combe longitudinal anular		
	Elementos secundarios	- Mont derivado - Cierres periclinales. - Surcos ortoclineas		
	Red hidrográfica	A° canalizas a río Burejo. Cascadas		
Modelado	Formas de modelado	Laderas	Taludes de derrubios	
		Fluvial	NAF	
		Kárstico	lapiaces	
		Periglaciari	Regularización de ladera	
	Depósitos	Laderas	Coluviones	
		Fluvial	Acumulaciones de finos	
		Kárstico	--	
		Periglaciari	Derrubios ordenados.	
Cartografía	Esquema geomorfológico	No		
	MDT	No		
	Esquema topográfico	No		
Paisaje	Unidades geomorfológicas	- Crestas calcáreas - Domo calcáreo, mont - Valles ortoclineas en cuña		
	Vegetación	- Encinar aclarado		
	Poblamiento	No		
	Usos del suelo	Cultivos de secano Monte		
	Patrimonio	Puente medieval		

El arroyo de San Andrés accede por la Culada del Diablo, estrechamiento de origen fluvial dirigido por una fractura, a un amplio valle ondulado de dirección NE-SW, con el fondo a 990 m, y rodeado de crestas que circundan todo el valle a una altitud de 1050-1100 m al NE y 1040-1080 al SW. Se aprecia una clara disimetría entre las crestas de ambos lados, al N y al S, con

una diferencia de altitud en ambos casos en torno a los 20-25 m. El anticlinal se caracteriza en esta porción por su apariencia en rodilla, con el flanco SW verticalizado y buzando 70-80°, y el flanco NE buzando 45°. En su porción SW, el anticlinal está fallado y cabalga sobre el flanco. En el valle afloran las calizas de edad Turonienes-Coniacense, cabalgantes sobre las margas con vergencia sur, y las margas Santonienses, y en las laderas, apelmazadas al SW, las calizas del Santoniense-Campaniense.

La combe presenta en su interior un mont derivado, un resalte coincidente con el eje del anticlinal en las calizas del Turonense-Coniacense, formando así una combe anular, con el mont derivado en el centro, aunque no es continuo.

El valle posee una marcada disarmonía en el flanco meridional, muy visible entre el mont derivado y el flanco SW, con una vergencia sur mayor en el pliegue interno que en los flancos externos. Este hecho muestra de nuevo un plegamiento y erosión de la charnela, formando una superficie de erosión perfectamente conservada al S y al E de la combe, que se deforma por los empujes del NE. Una vez desconectadas las calizas suprayacentes, nuevos esfuerzos deforman las calizas infrayacentes en un pliegue en rodilla, cabalgándolo sobre el flanco, y deformando las calizas del flanco SW, de modo que ambos flancos se desnivelan en torno a 20 m. Pero al mismo tiempo las fracturas de dirección SW-NE levantan 40 m la porción SE sobre la NE, denotando la existencia de empujes verticales, posiblemente relacionados con movimientos halocinéticos asociados a la presencia del Keuper y las arenas del Albense, muy próximas estratigráficamente. Finalmente, la incisión y captura del valle implica la erosión diferencial entre calizas y margas que configura la combe anular con el mont derivado. Se trata, pues, de una combe estructural compleja, sintectónica, definida como morfotectónica adyacente tectodinámica, con deformaciones disarmónicas y desnivelamientos de las cuatro porciones de la combe.

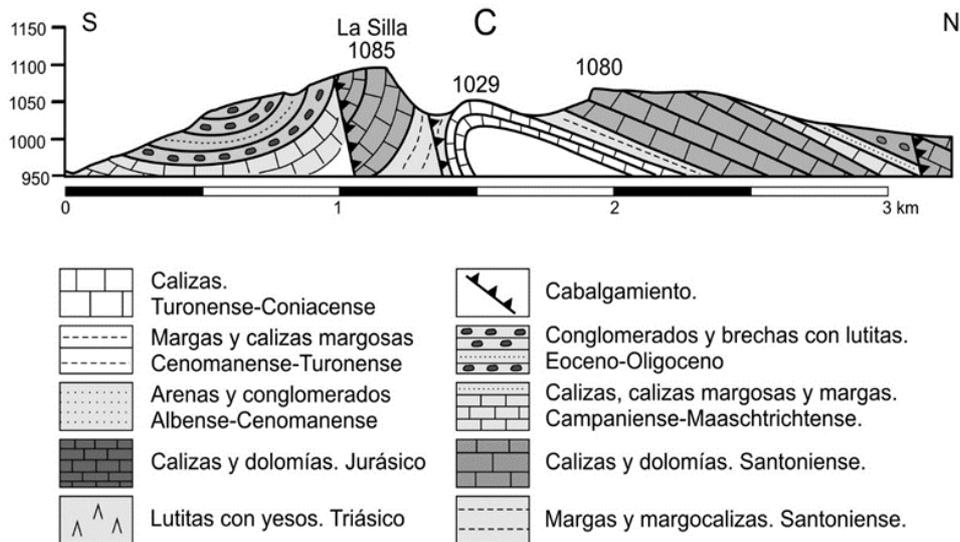


Figura 10. Perfil morfoestructural de la combe de Villaescusa de Ecla.

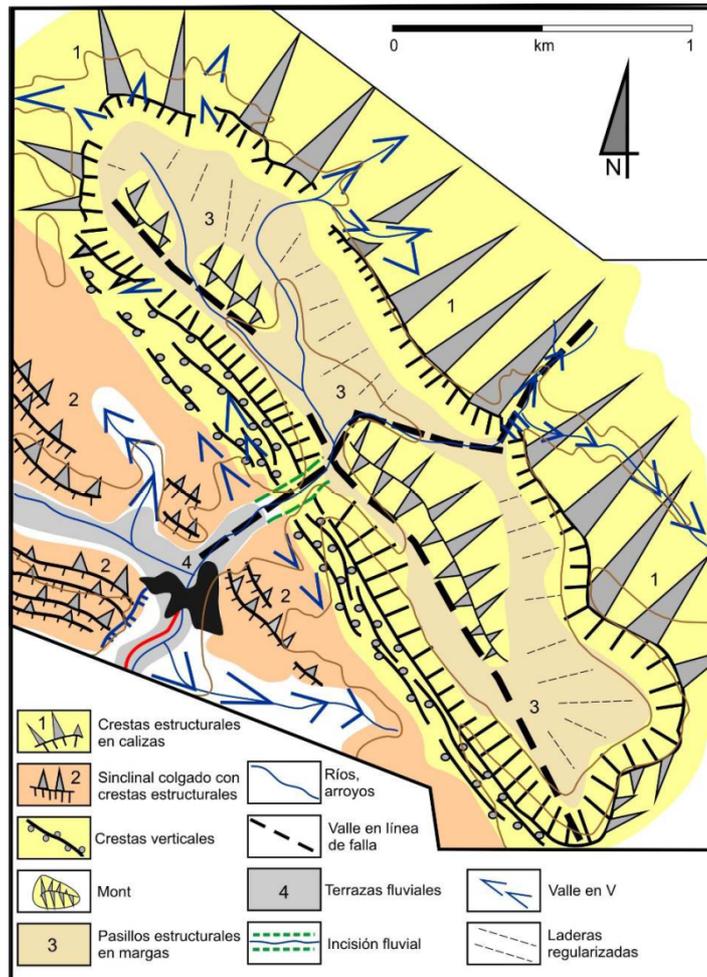


Figura 10. Esquema geomorfológico de la Combe de Villaescusa.



Figura 12. Combe de Villaescusa de Ecla vista desde el este. Se aprecia la depresión periclinal y el mont derivado. Al fondo las altas cumbres de la Cordillera Cantábrica.

## 6. - BIBLIOGRAFÍA.

- BIROT, P. (1958). *Geomorphologie structurale*. Paris, Press Universitaires Françaises.
- CIRY, R. (1939). Étude géologique d'un part des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. *Bulletin de la Société de Histoire Naturelle de Toulouse*, 74, 1-519. Incluye "Carte géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia et Santander 1/200.000".
- CIRY, R., RAT, P., MANGIN, J.P., FEUILLEE, P., AMIOT, M., COLCHEN, M., DELANCE, J.H. (1967). Des Pyrénées aux Asturies. Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France. *Comte Rendu de la Société Géologique de France*, 9, 389-444.
- COROMINES, Joan; José A. PASCUAL.(1997). *Diccionario crítico etimológico castellano e hispánico*. Madrid, Gredos.
- DUFAURE, J.J. (2007). L'analyse des formes structurales revisitée. Relations entre érosion différentielle, aplanissements et tectonique continentale. *Géomorphologie*, 13 (2), 159-176. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.1182>
- ESPINA, R.G. (1997). *La estructura y evolución tectoestratigráfica del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica en el área de Campoo (Cordillera Cantábrica, NO de España)*. Oviedo, Universidad de Oviedo.
- ESPINA, R.G., ALONSO, J.L., PULGAR, J.A.(1996). Growth and propagation of buckle folds determined from syntectonic sediments (the Ubierna fold belt, Cantabrian Mountain, N. Spain). *Journal of Structural Geology*, 18, 431-441.
- FERNÁNDEZ MARTÍNEZ, E.M., FUERTES, I., ALONSO HERRERO., E., REDONDO, J.M., CORTIZO, J., GÓMEZ VILLAR, A., SANTOS, J., HERRERO HERNÁNDEZ, A., GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B. (2008). *El Inventario de Lugares de Interés Geológico (LIG) de la provincia de Palencia*. Junta de Castilla y León, CD serie Técnica, Valladolid.
- FLOQUET, M. (1983). La plate-forme nord-castillane et les faciés proximaux. En Vue sur le crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique: une marge et son arrière-pays, ses environnements sédimentaires. *Mémoires Géologiques de Université de Dijon* 9, 141-168.
- FLOQUET, M. (1991). La plate-forme nord-castillane au Crétacé supérieur (Espagne). Arrière-pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique. Sédimentation et Vie. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon* 14, 1-925.
- GARCÍA FERNÁNDEZ, J. (1980). *Introducción al estudio geomorfológico de Las Loras*. Valladolid, UVa, Dpto. Geografía.
- GARCÍA FERNÁNDEZ, J. (2006). *Geomorfología estructural*. Madrid, Ariel.
- GARCÍA FERNÁNDEZ, J. (2012). *Geografía y paisaje: llanuras y montañas de Castilla y León*. Alicante, Universidad de Valladolid, Universidad de Alicante.
- GARCÍA FERNÁNDEZ, J.(1992). El espacio geográfico de los páramos de La Lora. En García Fernández, J., Rubio Recio, J.M. (Dir.). *II Jornadas de Geografía Física de Sedano*. Valladolid, Universidad de Valladolid, pp. 9-54.
- GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, M.J., SERRANO CAÑADAS, E. (2013). Acumulaciones tobáceas y evolución del paisaje: cronología y fases morfogénicas en el Alto Ebro (Burgos). *Cuaternario y Geomorfología*, 27 (1-2), 9-32.

- GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI, M.J., SERRANO CAÑADAS, E. (2014). Late-Pleistocene and Holocene tufa complex and geomorphological evolution in Upper Ebro Basin (Northern Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 59, 199-223.
- GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI, M.J., SERRANO CAÑADAS, E. (2015). Tufa buildups, landscape evolution and human impact during the Holocene in the Upper Ebro Basin. *Quaternary International*, 364, 54-64.
- GRACIA, J., NOZAL, F., PINEDA, A., WOUTERS, P.F. (1990). Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la cuenca del Duero. *Geogaceta*, 7, 38-40.
- GUTIERREZ F., GUTIERREZ ELORZA, M. (2016). Structural Landforms. En *Landforms of the Earth*. Berlín, Springer pp. 3-19 [https://doi.org/10.1007/978-3-319-26947-4\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-319-26947-4_2)
- GUTIÉRREZ NEVADO J. (1999). Estudio geográfico y significado ambiental del relieve de la Lora de Valdivia y su complejo cárstico. *Observatorio Medioambiental*, 2, 105-126.
- HERNAIZ, P.P. (1994). La falla de Ubierna (margen SO de la cuenca cantábrica). *Geogaceta*, 16, 39-42.
- HERNAIZ, P.P., SERRANO, A., MALAGÓN, J., RODRÍGUEZ, C. (1994). Evolución estructural del margen SO de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Geogaceta*, 15, 143-146.
- IGME (1977). Mapa geomorfológico E.1:50.000, nº135. Sedano. IGME, Madrid.
- IGME (1989). Mapa geomorfológico E.1:50.000, nº134. Polientes de Ojeda. IGME, Madrid.
- IGME (1990). Mapa geomorfológico E.1:50.000, nº166. Villadiego. IGME, Madrid.
- IGME (1991). Mapa geomorfológico E.1:50.000, nº167. Montorio. IGME, Madrid.
- IGME (1997a). Memoria y mapa geológico de España, E. 1:50.000, nº133. Prádanos de Ojeda. IIGME, Madrid.
- IGME (1997b). Mapa geomorfológico E.1:50.000, nº133. Prádanos de Ojeda. IGME, Madrid.
- IGME (1997c). Mapa geomorfológico E.1:50.000, nº165. Herrera de Pisuerga. IGME, Madrid.
- MARGERIE, E. de (1922). *Le Jura*. Paris. Ministère des Travaux publics.
- MARTÍN DUQUE, J.F., CABALLERO, J., CARCAVILLA, L. (2010). Organización de información geomorfológica orientada a la ordenación y gestión de espacios naturales. El caso de Covalagua y Las Tuerces (Palencia, España). *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural*, secc. Geología, 104, 71-92.
- MARTÍN DUQUE, J. F., CABALLERO, J., CARCAVILLA, L. (2012). Geoheritage information for geoconservation and geotourism through the categorization of landforms in a karstic landscape. A case study from Covalagua and Las Tuerces (Palencia, Spain). *Geoheritage*, 4, 93-108. DOI 10.1007/s12371-012-0056-2
- MARTÍNEZ TORRES, L.M., EGUÍLUZ, L. (2014). Dinámica cortical y pulsos termotectónicos alpinos en la Cuenca Vasco-Cantábrica y Pirineo Occidental. En *Geología de la Cuenca Vasco-Cantábrica*. Bilbao, EHU-UPV, pp. 105-118.
- MARTONNE E. de (1909). *Traité de géographie physique*. Paris, Armand Colin.

- MESCERJÁKOV, J.P. (1968). Les concepts de morphostructure et de morphosculture; un nouvel instrument de l'analyse géomorphologique. *Annales de Géographie*, 77 (423), 539-566.
- NOË G. de la, MARGERIE E. de (1888). *Les formes du terrain*. Paris, Imprimerie Nationale.
- PELLITERO, R., GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, M.J.; RUIZ FLAÑO, P., SERRANO CAÑADAS, E. (2010). Geodiversity and geomorphosite assesment applied to a natural protected area: the Ebro and Rudron Gorges Natural Park (Spain). *Geoheritage* 3(3), 163-174.
- PEULVAST J.P., VANNEY J.R.. (2002). *Géomorphologie structurale. Terre, corps planétaires solides*. Paris, Éditions du BRGM.
- PUJALTE, V., HERNÁNDEZ, J.M. (1997). Algunas precisiones sobre las fallas del margen SW de la Cuenca Vascoantábrica. *Geogaceta*, 22, 165-167.
- RAT, P. (1983). Les régions Basco-Cantabriques et Nord-Ibériques. Présentation, problèmes posés. En *Vue sur le crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique: une marge et son arrière-pays, ses environnements sédimentaires. Mémoires Géologiques de Université de Dijon* 9, 1-24.
- ROBLES, S. (2014). Evolución geológica de la Cuenca Vasco-Cantábrica. En *Geología de la Cuenca Vasco-Cantábrica*. Bilbao, EHU-UPV, pp. 9-104.
- SANTANDO, J. (2009). Le \*keu-"torcer" en las lenguas romances y en vasco. *Nouvelle Revue d'Onomastique*, 51, 235-272.
- SERRANO CAÑADAS, E. (1998). *Geomorfología estructural. Una introducción*. Santander, TGD.
- SERRANO CAÑADAS, E. M. J. GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, P. RUÍZ FLAÑO, J.J. GONZÁLEZ TRUEBA (2009). Gestión ambiental y geomorfología: valoración de los lugares de interés geomorfológico del Parque Natural de las Hoces del Alto Ebro y Rudrón. *Cuaternario y Geomorfología*, 23 (3-4), 65-82.
- SERRANO CAÑADAS, E., GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, M.J. (2014). Secuencias tobáceas y cambios de paisaje en el Alto Ebro. En *Geoecología, Cambio Ambiental y Paisaje*. Logroño, IPE-CSIC-UNIRioja, pp. 117-128.
- SERRANO CAÑADAS, E., GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, M.J. (2015). Patrimonio natural y cultural: las tobas y la villa de Orbaneja del Castillo. Un entendimiento obligado. En A. Hilario et al. (eds.). *Patrimonio geológico y geoparques, avances de un camino para todos. Cuadernos del Museo Geominero* 18, 197-202.
- SERRANO CAÑADAS, E., GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, M.J. (2018). Relieves plegados de La Ojeda (Palencia). Las combes de Villaescusa, Vallejo y San Pedro. En *Xeomorfología e paisaxes xeográficas. Catro décadas de investigación e ensino. Homenaxe a Augusto Pérez Alberti*, Santiago de Compostela, Universidad de Santiago, pp. 487-513.
- SERRANO CAÑADAS, E., GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, M.J. (2020). Cultural heritage, landforms and integrated territorial heritage: the close relationship between tufas, cultural remains, and landscapes in the Upper Ebro basin (Cantabrian Mountains, Spain). *Geoheritage*, 12, 86. doi.org/10.1007/s12371-020-00513-z.
- SERRANO, A., MARTINEZ DEL OLMO, W. (1990). Tectónica salina en el dominio Cantábrico Navarro: evolución, edad y origen de las estructuras salinas. En Ortí, F.

- y Salvany, M. (eds.). *Formaciones evaporíticas de la cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de levante*. Barcelona, ENRESA, pp. 39-53.
- SERRANO, A., HERNAIZ, P.P., MALAGÓN, J., RODRÍGUEZ CAÑAS, C. (1994). Tectónica distensiva y halocinesis en el margen SO de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Geogaceta*, 15, 135-138.
- SIMÓN, J.L., HERNAIZ, P.P., SIMÓN, G. (2019). Paleoesfuerzos cenozoicos en el entorno de la falla de Ubierna (Burgos, Cordillera Cantábrica) y norte de la Cuenca del Duero. *Geogaceta*, 66 (2019), 115-118
- TRICART, J. (1968). *Précis de géomorphologie. 1, Géomorphologie Structurale*. Paris, SEDES.