



Superficies de erosión y denudación durante el Cenozoico en el Geoparque Mundial de la UNESCO Las Loras (cordillera Cantábrica, Burgos-Palencia)

Cenozoic planation surfaces and denudation in Las Loras UNESCO Global Geopark (Cantabrian Mountains, Burgos-Palencia)

Benito-Calvo, A.⁽¹⁾; Martínez-Fernández, A.⁽¹⁾; Moreno, D.⁽¹⁾; Chicote Cuesta, A.⁽¹⁾

(1) Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH),
Paseo Sierra de Atapuerca, 3, 09002 Burgos, España. alfonso.benito@cenieh.es,
adrian.martinez@cenieh.es, davinia.moreno@cenieh.es, angela.chicote@cenieh.es

Resumen

En este estudio se han analizado las superficies de erosión en el Geoparque Mundial de la UNESCO Las Loras (Burgos- Palencia), situado en el pedimento centro-meridional de la cordillera Cantábrica que enlaza con la cuenca del Duero. Este estudio, dirigido a estudiar las fases de denudación cenozoicas preservadas en los sinclinales aplanados y colgados que integran las loras, se ha basado en la cartografía geomorfológica a partir de trabajo de campo y la interpretación de cartografías digitales. Las superficies identificadas forman una secuencia de 8 niveles (S1-S8). El arrasamiento más antiguo S1, posiblemente de edad Paleoceno, podría estar relacionado con la base de la macro-secuencia estratigráfica paleógena de La Ojeda, que registró las primeras erosiones continentales justo tras el levantamiento de la secuencia marina del Cretácico superior por el inicio de la compresión alpina. Posteriormente, durante la compresión alpina principal (Eoceno y el Oligoceno superior) se debieron producir como mínimo otras cuatro reactivaciones del relieve que dieron lugar a la formación de las superficies de erosión S2-S5. Estas fases de desmantelamiento del relieve habrían quedado registradas en el tramo superior de la macrosecuencia paleógena, formada por potentes depósitos aluviales acumulados en las pequeñas cuencas de antepaís que marcaron los estadios iniciales de la cuenca del Duero. La última superficie paleógena en relación con la compresión principal pudo ser la superficie S5 (Oligoceno-Mioceno inferior). Entre los arrasamientos ya plenamente neógenos, destaca la superficie de mayor extensión, S6, que presenta una conexión directa con los abanicos aluviales de la formación Alar del Rey (Astaraciense, Mioceno medio), y está deformada por una fase tectónica al final del Mioceno medio que causó la reactivación del frente cantábrico. Las superficies más recientes, S7 y S8, forman planos menores que enrasan con unidades siliciclásticas de piedemonte, las cuales representarían, respectivamente, las fases de colmatación (Turoliense, Mioceno superior) y primer vaciado (Plioceno) de la cuenca del Duero.



Palabras clave: superficies de erosión, loras, denudación, Neógeno, Paleógeno, cuenca del Duero.

Abstract

This study deals with the analysis of the planation surfaces found within Las Loras UNESCO Global Geopark (Burgos-Palencia), located in the central-southern pediment of the Cantabrian Mountains that connects with the Duero basin. The main aim is to study the Cenozoic denudation phases preserved in the truncated and perched synclines, so-called loras, through the elaboration of geomorphological mapping using fieldwork and the interpretation of digital maps. The identified surfaces form a sequence of 8 levels (S1-S8). The oldest S1 planation surface, possibly of Paleocene age, could be related to the base of La Ojeda Paleogene stratigraphic macrosequence, which recorded the first continental erosion phases after the uplift of the Late Cretaceous marine sequence due to the beginning of the alpine deformation. Later, during the Eocene-Late Oligocene main Alpine compression, at least other four uplift phases should occur forming the planation surfaces S2-S5. Such denudation phases would have represented by sedimentation of the upper beds of the Paleogene stratigraphic macro-sequence, consisting of thick alluvial deposits accumulated in the small foreland basins representing the initial stages of the Duero basin. The last Paleogene surface related to the main compressional stage could be S5 (Oligocene-Early Miocene). Among the fully developed Neogene planation surfaces, S6 stands out, occupying the largest area and connecting with the top of the Alar del Rey alluvial fans (Astaracian, Middle Miocene), which were deformed by a tectonic phase at the end of the Middle Miocene. The most recent planation surfaces, S7 and S8, are represented by smaller plains that develop at the same base levels as that piedmont siliciclastic units associated, respectively, with the endorheic silting (Turolian, Late Miocene) and first exorheic emptying (Pliocene) phases in the Duero basin.

Key words: planation surfaces, loras, denudation, Neogene, Paleogene, Duero basin

1. Introducción

En el borde centro-meridional de la cordillera Cantábrica que linda con la cuenca del Duero, y situado entre las provincias de Burgos y Palencia, se desarrolla un territorio de media montaña reconocido como Geoparque Mundial por parte de la UNESCO (Geoparque Las Loras, 2024; DeFelipe *et al.*, 2025). Es el Geoparque Mundial UNESCO Las Loras, cuya identidad está íntimamente ligada a estas formas del terreno conocidas como loras (García Fernández, 1980; Ortega y Cuesta, 2008; Martín-Duque *et al.*, 2012; Asociación Geocientífica de Burgos, 2013; Martínez Arnáiz, 2015; Moreno Peña, 2019). Dichas formas del terreno son altiplanos conservados en los materiales mesozoicos plegados que, posteriormente, fueron disectadas por la incisión de los valles durante el Cuaternario. Este territorio se sitúa en el frente de cabalgamiento de la cordillera

Cantábrica sobre la cuenca del Duero (Carola *et al.*, 2015, Teixell *et al.*, 2018), que dio lugar a estructuras de plegamiento de dirección NW-SE (López Olmedo *et al.*, 1997a y b; Pineda *et al.*, 1997a y b), donde los procesos de erosión posteriores generaron relieves de geometría invertida respecto a la estructura geológica, formados por la alternancia de valles excavados a lo largo de los ejes anticlinales y los sinclinales colgados conservados en las loras (García Fernández, 1980; Ortega y Cuesta, 2008; Moreno Peña, 2019).

El relieve culminante de las loras suelen ser llanos y planicies que sesgan los estratos geológicos y sus estructuras, dando lugar a pliegues sinclinales arrasados que indican la presencia de superficies de erosión. Desde los primeros trabajos de *denudation chronology* o los modelos de Davis, Penck o King (Jones, 2004; Migoñ, 2004) estas morfologías han

sido esenciales para comprender y reconstruir el balance entre denudación, tectónica y sedimentación que marca la evolución policíclica del paisaje a largo plazo y gran escala en diversos contextos geológicos (p.e. Kooi y Beaumont, 1994; Amato y Cinque, 1999; Bes-sin *et al.*, 2015; Xiong *et al.*, 2017; Morin *et al.*, 2019; Ma *et al.*, 2020; Picart *et al.*, 2020). Dentro del Geoparque, distintos trabajos han indicado desde hace años la presencia de superficies de erosión arrasando las estructuras tectónicas (García Fernández, 1980), en estudios que abarcaban zonas parciales del Geoparque (López Olmedo *et al.*, 1997a y b; Pineda, 1997a y b; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007) o trabajos más amplios basados en cartografías regionales de gran escala (Gracia *et al.*, 1990). En estos trabajos, se reconocieron hasta 4 niveles de superficies de erosión, principalmente desarrolladas durante el Neógeno y con algunos enlaces bien conservados con las unidades terciarias de la cuenca del Duero, en gran medida correlacionables con las superficies de erosión neógenas propuestas en los relieves montañosos y cuencas del interior peninsular (p.e. Schwenzner, 1937; Solé, 1952; Gladfelter, 1971; Peña *et al.*, 1984; Gracia *et al.*, 1998; Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997; Casas-Sainz y Cortés-Gracia, 2002; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007; Karampaglidis *et al.*, 2020). No obstante, hasta la fecha no se había realizado ningún trabajo sistemático y detallado sobre las superficies de erosión en el conjunto de este Geoparque de la cordillera Cantábrica. Así, en este trabajo hemos analizado la presencia de superficies de erosión en el área total del Geoparque, con objeto de determinar sus características, número de niveles, y estudiar sus relaciones con los eventos tectónicos y con las unidades sedimentarias de la cuenca del Duero. A través de este trabajo se pretende aportar nuevos datos sobre la evolución cenozoica del paisaje del borde meridional de la cordillera Cantábrica y el sector NE de la depresión del Duero, para proporcionar evidencias sobre los ciclos

de denudación durante el Paleógeno, y de este modo, generar nueva información sobre el patrimonio geológico del Geoparque Las Loras.

2. Antecedentes

El estudio de las superficies de erosión en los relieves montañosos y cuencas del interior peninsular y su entorno ha sido dilatado en el tiempo (p.e., entre otros muchos, Schwenzner, 1937; Solé 1952; Gladfelter, 1971; Pedraza, 1978; Zazo *et al.*, 1987; Gracia *et al.*, 1998; Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997; Lemartinel, 1997; Benito *et al.*, 1998; Casas-Sainz y Cortés-Gracia, 2002) (Tabla 1). En los distintos trabajos, se suele proponer una evolución policíclica del relieve, en el cual se alternan los procesos erosivos, que arrasan materiales y estructuras tectónicas formando las superficies de erosión, y los impulsos tectónicos, que rejuvenecen el relieve, a la vez que pueden fracturar, plegar, desnivelar y bascular las superficies de erosión, inclinándolas hacia las cuencas vecinas donde conectan con rellenos cenozoicos interpretados como contemporáneos. En su mayoría, las superficies de erosión son descritas como pediplanos o pedillanuras, asociadas a condiciones áridas o semiáridas, o con intercalaciones de periodos más húmedos que favorecerían los procesos de meteorización (Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997). En general, se observan mayoritariamente secuencias de superficies relacionadas con los rellenos sedimentarios neógenos en las cuencas (Molina y Armenteros, 1986; Gracia *et al.*, 1998; Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997; Benito *et al.*, 1998; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007). No obstante, diversos autores también mencionaron indicios de superficies más antiguas, relacionadas con la exhumación de discordancias estratigráficas (Gracia *et al.*, 1998; Hernaiz *et al.*, 2005; Rodríguez García *et al.*, 2008), o bien relieves relictos en los núcleos montañosos paleozoicos asociados con superficies posiblemente fini-



In press

rez-González, 2007). Los relieves estructurales característicos del Geoparque, formados por la sucesión de sinclinales colgados y valles anticlinales (*combes*), se encuentran cercenados a techo por planicies que cortan los estratos geológicos y sus estructuras, indicando la presencia de superficies de erosión formadas por la acción prolongada de procesos de denudación. A su vez, en diversos trabajos también se han descrito piedemontes aluviales en la cuenca del Duero que conectan con estas superficies erosivas. Así, al W del

Geoparque, Wagner *et al.* (1984) citó un nivel plioceno a +120-150 m de altura relativa respecto a los actuales ríos, compuesta por 10-12 m de gravas, arenas, limos y arcillas rojizas, que es correlacionada con cerros de cumbre erosiva plana. Por otro lado, en el conjunto del territorio del Geoparque, Gracia *et al.* (1990) cartografiaron dos superficies erosivas (Tabla 1). La más antigua o superficie somital S1 (1450-1200 m) fue interpretada de edad Mioceno Medio, mientras que una superficie inferior S2, formada por grandes planos y deformada por neotectónica, fue asignada al Turoliense-Plioceno basándose en su posición topográfica similar al páramo de la cuenca del Duero y fosilizada por depósitos de raña. En Pineda (1997a y b) se identificó un nivel de superficie más, describiendo hasta tres niveles de superficies (Tabla 1). La más antigua, o superficie somital S1 (1150-1363 m), está formada sobre los materiales mesozoicos y continúa sobre los conglomerados astaracienses de Alar del Rey, que, a su vez, están fosilizados por depósitos vallesienses. Cuando la superficie se desarrolla sobre calizas (Peña Ulaña), ésta se ve afectada por una karstificación generalizada, interpretada como coetánea a la superficie, y que está representada principalmente por campos de dolinas. A esta superficie se le deduce una edad de Aragoniense (Astaraciense superior), por su correlación con los conglomerados astaracienses de Alar del Rey. Por debajo, se describe la superficie intermedia S2 a 1035-1080 m (Pineda, 1997a y b), también afectada por una karstificación generalizada posiblemente contemporánea (p.e. campos de dolinas). Por cotas, S2 enlazaría con la superficie poligénica del páramo, en base a lo cual se le atribuye una edad de Mioceno superior-Plioceno. El tercer nivel de superficie o S3 definido por Pineda (1997a y b) se emplaza a cotas de 940-1035 m, mostrando mayor pendiente que las anteriores, y es correlacionado con niveles de piedemonte siliciclásticos, o raña. En estos trabajos, se indicó que probablemente las cabeceras de la

red del Duero llegaron antes que las del Ebro a la superficie S2, dada la mayor degradación de esta superficie hacia el sur. López Olmedo *et al.* (1997a) también describió un depósito aluvial finineógeno o raña pliocena (Gracia *et al.*, 1990; Martín-Serrano, 1988, 1991) de unos 10 m de espesor, compuesto por gravas cuarcíticas heterométricas, con matriz arenosa fina, que se disponen sobre una superficie de erosión labrada principalmente sobre el sustrato mesozoico y que sería equivalente a la superficie de colmatación de los páramos en la cuenca. Dicho arrasamiento también afecta a los conglomerados paleógenos y, en general, se sitúa a cotas de 980-1160 m, sobre las que destacan algunos relieves residuales (p.e. Monte Bernorio, Las Tuerces). Estos autores destacaron que esta superficie presenta procesos de karstificación posteriores, con arcillas de decalcificación de colores rojos oscuros y muy oscuros con arenas y algunos cantos. Dicha superficie fue descrita inclinada hacia la cuenca (López Olmedo *et al.*, 1997b) y correlacionada con la Superficie de Erosión Fundamental de la cadena Ibérica (Peña *et al.*, 1984), la M3 de Schwenzner (1937) y B de Gladfelter (1971) (Tabla 1).

En trabajos más recientes en el sector NE de la cuenca del Duero, que incluían el extremo oriental del Geoparque, se identifican hasta 4 superficies de erosión (Benito Calvo, 2004; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007; Benito-Calvo *et al.*, 2008), nombradas como SE1, SE2, SE3 y SE4 (Tabla 1). La superficie SE1 está representada por altos y cerros conservados en las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, situados claramente por encima de un segundo nivel, o superficie SE2. La segunda superficie de erosión SE2 está representada por planos extensos, que arrasan a los carbonatos del Turoniense-Santoniense inferior y del Santoniense medio-superior. Al sur de la falla de Ubierna, la superficie de erosión SE2 niveló las estructuras tectónicas a alturas entre los

1010-1040 m (La Lastra), entre 1040-1070 m (La Mesa de Úrbel), y entre 1050-1030 m (Ruyales del Páramo), donde muestra una inclinación hacia la cuenca del Duero entre 3° y 4°. En la cuenca esta superficie conecta con el plano sedimentario formado por el techo de los conglomerados y arcillas rojas de la facies Alar del Rey, que posteriormente es fosilizado por la secuencia del Mioceno superior de la cuenca del Duero (Facies Cuestas y Calizas del Páramo inferior), tal como ya fue indicado por Pineda (1997a) y Gracia *et al.* (1990). La superficie de erosión SE3 se describió en plataformas erosivas de menor extensión situadas entre 1000-1030 m, que afectan a los materiales del Cretácico y a los conglomerados y arcillas rojas del Oligoceno-Mioceno inferior. El cuarto y último nivel de arrasamiento, definido como superficie de erosión SE4 (990-1000 m), está escasamente representado en dicho sector afectando a las gravas, arenas y arcillas silíceas del Aptiense y a los conglomerados y arcillas del Oligoceno. En base a estas cuatro superficies Benito-

Calvo y Pérez-González (2007) propusieron un modelo de denudación para el Neógeno en el que se suceden 4 fases de denudación y formación de pediplanos en ambientes áridos, separados por eventos tectónicos que causaron la deformación de las superficies y las unidades estratigráficas de la cuenca. El modelo de denudación marcado por la sucesión de superficies de erosión acabaría con el establecimiento de la red fluvial actual y la excavación de los valles cuaternarios. Dicha incisión compartimentó el relieve y aisló los relieves de las loras, siguiendo las zonas de debilidad marcadas por las estructuras tectónicas y los materiales más erosionables (Ramos *et al.*, 2021). De este modo, encajadas en las superficies más recientes del entorno de Las Loras se han descrito terrazas fluviales cuaternarias de la red de drenaje de las cuencas hidrográficas del Duero (Pineda, 1997a; López Olmedo *et al.*, 1997a y b; Terradillos-Bernal *et al.*, 2023) y del Ebro (Perucha *et al.*, 2015; Soria-Jáuregui *et al.*, 2019; Benito-Calvo *et al.*, 2022).

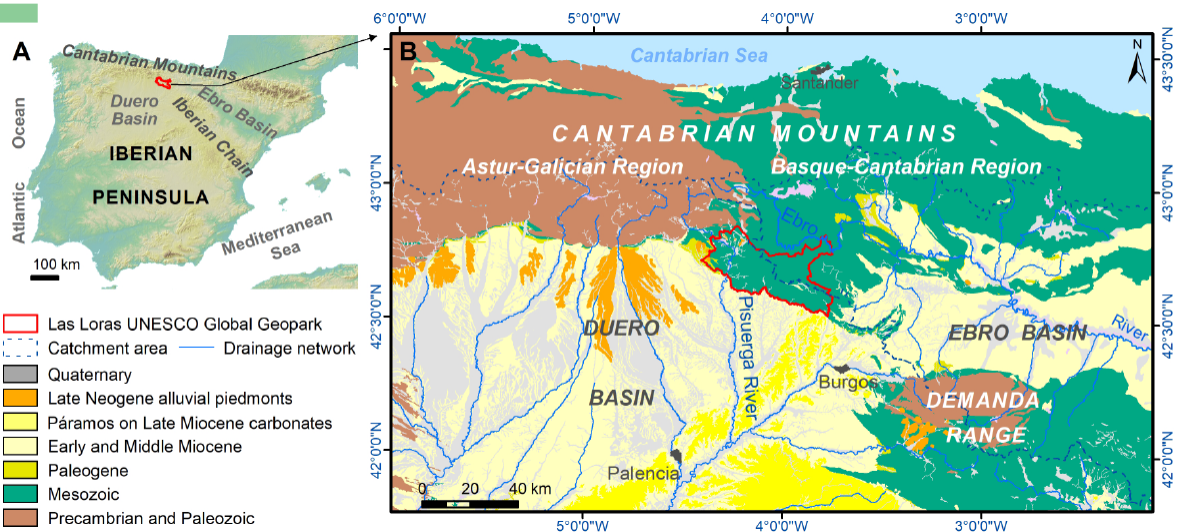


Figura 1. Situación geográfica y geológica del Geoparque Mundial de la UNESCO Las Loras (basado en Cabrera *et al.*, 1997; Martín-González y Heredia, 2011b; Rodríguez Fernández *et al.*, 2015; y ETOPO Global Relief Model, 2024).

Figure 1. Geographical and geological location of Las Loras UNESCO Global Geopark (based on Cabrera *et al.*, 1997; Martín-González and Heredia, 2011b; Rodríguez Fernández *et al.*, 2015; and ETOPO Global Relief Model, 2024).

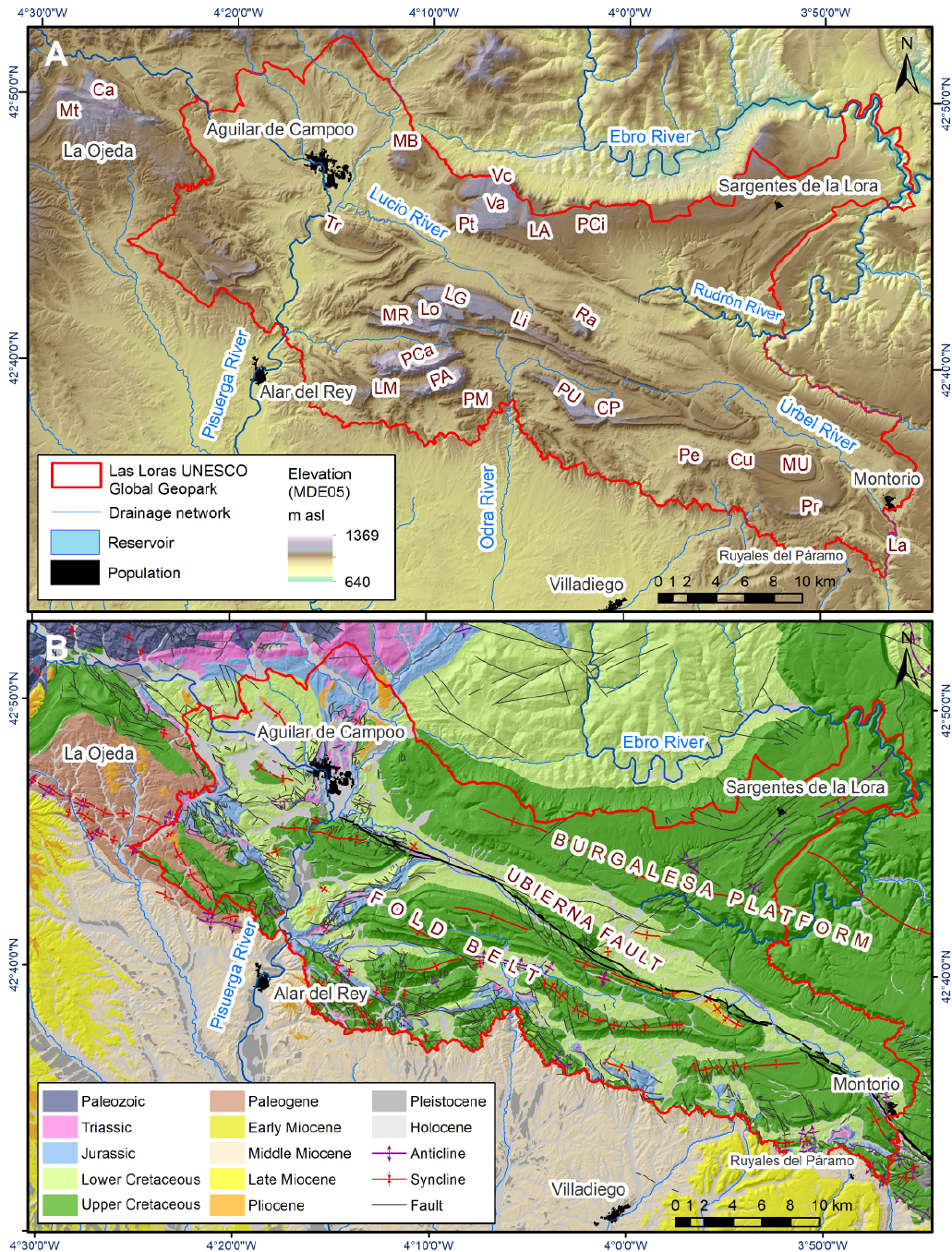


Figura 2. Relieve (A) y geología (B) del Geoparque Mundial de la UNESCO Las Loras (basado en Cabrera *et al.*, 1997; Merino-Tomé *et al.*, 2024; y MDE05, Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica, 2024). Abreviaturas (*acronyms*): Ca, El Cadéramo; CP, Cerro Portillo; Cu, El Cuerno; La, La Lastra; LA, Lora Alta; LG, Lora Grande; Li, Lorilla; LM, La Muñeca; Lo, Lora; MB, Monte Bernorio; MR, La Mesa de Rebolledo; Mt, Alto del Matorral; MU, La Mesa de Úrbel; PA, Peña Amaya; PA, Portal Ancho; PCa, Peña Castro; PCi, Pata del Cid; Pe, El Peñón; Pr, El Perú; PM, Páramo de Mugas; PU, Peña Ulaña; Ra, La Rasa; Tr, Las Tuerces; Va, Valdivia; Vc, Valcabado.

Figure 2. Relief (A) and geology (B) of Las Loras UNESCO Global Geopark (based on Cabrera *et al.*, 1997; Merino-Tomé *et al.*, 2024; and DEM05, Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica, 2024). See *acronyms* above.

3. Contexto

3.1. Descripción fisiográfica

El Geoparque Mundial de la UNESCO Las Loras tiene en planta un área de 960,7 km² y un perímetro de 248 km, formando parte del piedemonte oriental que conecta los relieves de alta montaña de la Montaña Palentina y Alto Campoo con las tierras bajas de las cuencas cenozoicas del Duero y de la depresión de la Bureba (cuenca del Ebro) (Fig. 1). A su vez, esta zona se sitúa en la divisoria hidrográfica entre la cuenca alta del río Ebro y la red de drenaje nororiental de la cuenca del río Duero, siendo los cursos principales el propio río Ebro, que divaga meandriforme y fuertemente encajado en la Plataforma Burgalesa, y el río Pisuerga por parte de la cuenca hidrográfica del Duero, que atraviesa el extremo oeste del Geoparque (Fig. 1 y 2). Otros valles presentan una dirección NE-SW determinada por la estructura tectónica de la Banda Plegada y la falla de Ubierna (Fig. 2).

La altura media del Geoparque es de 992 m snm, con una amplitud o rango de cotas de 729 m. Las cotas máximas del Geoparque se concentran en su sector central, con la cota máxima en cerro Amaya (1369 m snm), seguido por los altos del Alto del Cueto (1365 m snm), Albacastro (1346 m snm), o Peña Castro (1331 m snm) (Fig. 2A). Cimas secundarias del Geoparque se aglutinan alrededor de los 1220-1240 m snm (Cerro Portillo de Peña Ulaña, Valcabado, La Mesa de Rebolledo, Monte Congosto o Los Tesos). Por otro lado, las alturas más bajas se localizan en la parte inferior de los valles, con el valor mínimo de 640 m snm medido en la confluencia entre el río Ebro y el río Rudrón (cuenca hidrográfica del Ebro), y valores bastante más elevados para las partes bajas de los valles perteneciente a la red de drenaje de la cuenca hidrográfica del Duero, representado por valle del río Pisuerga (860 m snm) y algunos de sus afluentes secundarios, como el río Úrbel (886 m snm), o el

valle del río Odra (897 m snm) (Fig. 2A). Entre las cotas máximas y mínimas se desarrollan abundantes altiplanos y parameras de relieve llano rodeados de cantiles que, en conjunto, determinan una pendiente media de 8,8° para el Geoparque.

3.2. Situación geológica

El Geoparque Las Loras se sitúa en la orla mesozoica de la cordillera Cantábrica, en su límite con el borde nororiental de la cuenca cenozoica del Duero y la depresión de la Bureba (cuenca cenozoica del Ebro) (Fig. 1B). La cordillera Cantábrica, como continuación occidental de la cordillera Pirenaica, se generó por la convergencia oblicua y colisión de la microplaca Ibérica con la macroplaca de Eurasia, desde el Cretácico superior hasta el Mioceno inferior (Martín-González y Heredia, 2011a y b; Teixell *et al.*, 2018). El inicio de la compresión se sitúa en el Eoceno en la zona cantábrica central y en el Oligoceno superior en su extremo occidental, indicando una migración de la compresión hacia el W (Martín-González *et al.*, 2014). Dentro de la cordillera Cantábrica, el Geoparque Las Loras está encuadrado en el sector más occidental de la región Vasco-Cantábrica (Fig. 1B), caracterizada por una cobertera mesozoica importante y tectónica alpina de piel delgada con cabalgamientos enraizados en los niveles triásicos plásticos (Carola *et al.*, 2015), y limitando al oeste con la región Astur-Galaica, definida por la ausencia de cobertura mesozoica y tectónica de piel fina.

Dentro del Geoparque los dominios estructurales principales son la Plataforma Burgalesa, situada al norte, y la Banda Plegada, localizada al sur, ambos separados por la falla de Ubierna (Fig. 2B). La Plataforma Burgalesa es una amplia zona sinclinal de dirección WNW-ESE donde afloran materiales calcáreos del Cretácico superior, con buzamientos débiles más acentuados en las proximidades con la

falla de Ubierna, y presencia de algunas facturas y pliegues menores (Carreras Suárez y Ramírez del Pozo, 1979; Pineda, 1997b; Carola *et al.*, 2015; Ramos *et al.*, 2021). En el borde SE de la Plataforma Burgalesa se reconocen 4 lineaciones estructurales (ENE-WSW, NW-SE, NNW-SSE y NE-SW) (Ramos *et al.*, 2021). La falla de Ubierna es descrita como un desgarre dextral de dirección general WNW-ESE, con trazado sinuoso y extrusiones de las facies salinas y ofitas triásicas del Keuper (Pineda, 1997a y b; Tavani *et al.*, 2011). Por otro lado, la Banda Plegada es una franja alargada de dirección WNW-ESE que forma el límite NE de la cuenca del Duero, donde coexisten fracturaciones de direcciones NW-SE y WNW-ESE, además de pliegues de dirección NE-SW, NW-SE y E-W afectando a los materiales mesozoicos (Fig. 2B).

Los materiales geológicos del Geoparque Las Loras son depósitos mesozoicos y cuaternarios (Fig. 2B; Carreras Suárez y Ramírez del Pozo, 1979; López Olmedo *et al.*, 1997a y b; Pendás Fernández y Menéndez Casares, 1994; Pineda, 1997a y b; Ramírez del Pozo *et al.*, 1978; Wagner *et al.*, 1984). El periodo Triásico está representado por la facies germánica Keuper, con rasgos diapíricos y fuertemente tectonizada, seguidos por el Jurásico marino del Lias-Dogger (calizas y margas) y las calizas y areniscas rojizas continentales del Purbeck (Malm). El periodo Cretácico inferior está integrado por las facies Weald y Utrillas (areniscas y gravas silíceas continentales), mientras que las unidades del Cretácico superior son de carácter eminentemente marino (calizas, margas, dolomías y arcillas). Entre los materiales cuaternarios destacan los productos de la karstificación, asociados por ejemplo a dolinas, bogaces y lapiaces (Martín-Duque *et al.*, 2012), así como coluviones, terrazas fluviales, fondos de valle o depósitos de toba calcárea (González-Amuchastegui y Serrano Cañadas, 2014).

Lindando con el Geoparque, en las vecinas cuencas del Duero y de la Bureba, aparecen además materiales del Cenozoico. La secuencia paleógena se localiza en la región de La Ojeda, al oeste del Geoparque, que comienza por una unidad del Paleoceno de conglomerados y areniscas sobre las facies Garum del Cretácico superior (López Olmedo *et al.*, 1997a), que sería equiparable al tramo inferior de la formación Vegaquemada definida en los sistemas aluviales del Paleógeno basal (Colmenero *et al.*, 1982a). Este Paleógeno basal es seguido por una potente secuencia de depósitos aluviales cíclicos (Colmenero *et al.*, 1982b), formada por conglomerados poligénicos, brechas calcáreas, areniscas y lutitas rojas, con intercalaciones de margas blancas, margocalizas y calizas grises pertenecientes al tramo superior de la formación Vegaquemada, cuya edad se establece desde el Eoceno hasta, al menos, el Arverniense (Oligoceno superior) (López Olmedo *et al.*, 1997a). La unidad paleógena está afectada por pliegues y cabalgamientos alpinos que indujeron la formación de pequeñas cuencas de antepaís que constituyeron los primeros estadios de la cuenca del Duero (López Olmedo *et al.*, 1997a). Hacia el este se citan conglomerados y arcillas relacionados con la última etapa de compresión alpina a los cuales se les atribuye una edad Oligoceno-Mioceno inferior (Pineda 1997a y b).

Por encima, el Neógeno ocupa la mayor parte de las cuencas, consistente en sistemas aluviales más desarrollados en los bordes de la cuenca y medios lacustres y palustres en posiciones más centrales de la cuenca (Santisteban *et al.*, 1996; Mediavilla *et al.*, 1996; Alonso-Gavilán *et al.*, 2004). La unidad neógena más reciente son los materiales sedimentarios del ciclo del páramo superior en la cuenca del Duero, también descritos en el puerto de la Brújula (Pineda, 1996; Benito Calvo y Pérez-González, 2005). Asociado al Plioceno, aparece el aluvial finineógeno compuesto por

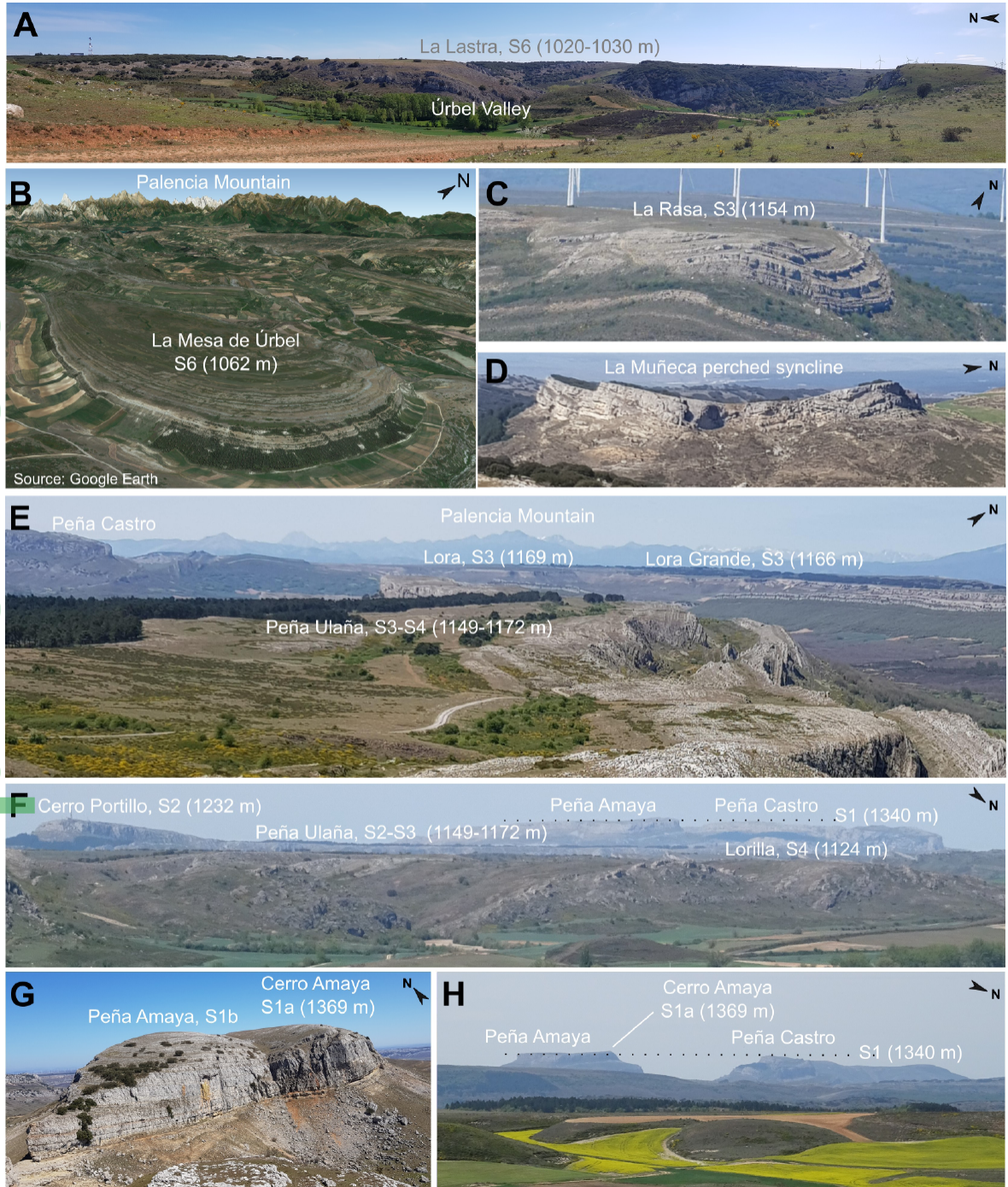


Figura 3. Fotografías y vistas aéreas de algunas superficies de erosión truncando las estructuras alpinas y las litologías del Cretácico superior en la Banda Plegada, excepto en el caso del sinclinal colgado de La Muñeca (D). Valores de altura (m snm) extraídos del MDE05 (Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica, 2024).

Figure 3. Photographs and aerial views of some planation surfaces truncating the alpine structures and the Upper Cretaceous lithologies in the Fold Belt, except in the case of La Muñeca perched syncline (D). Elevation values (m asl) extracted from DEM05 (Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica, 2024).

gravas siliciclásticas que forman piedemontes aluviales (Fig. 1B y 2B), también denominados raña (García Ramos *et al.*, 1982; Martín-Serrano, 1988, 1991, Pérez-González *et al.*, 1994). Con posterioridad a estos depósitos de piedemonte se produce la incisión fluvial cuaternaria y la formación de las secuencias de terrazas de la red de drenaje del río Ebro (Perrucha *et al.*, 2015; Soria-Jáuregui *et al.*, 2019; Benito-Calvo *et al.*, 2022) y del río Pisuerga (cuenca del Duero) (Pineda, 1997a, López Ol-

medo *et al.*, 1997a y b; Terradillos-Bernal *et al.*, 2023).

4. Metodología

El análisis geomorfológico de las superficies de erosión en el territorio de Las Loras se ha basado en la revisión bibliográfica, la interpretación del relieve a través de diversas cartografías digitales usando Sistemas de Información Geográfica (SIG) y el reconocimiento de

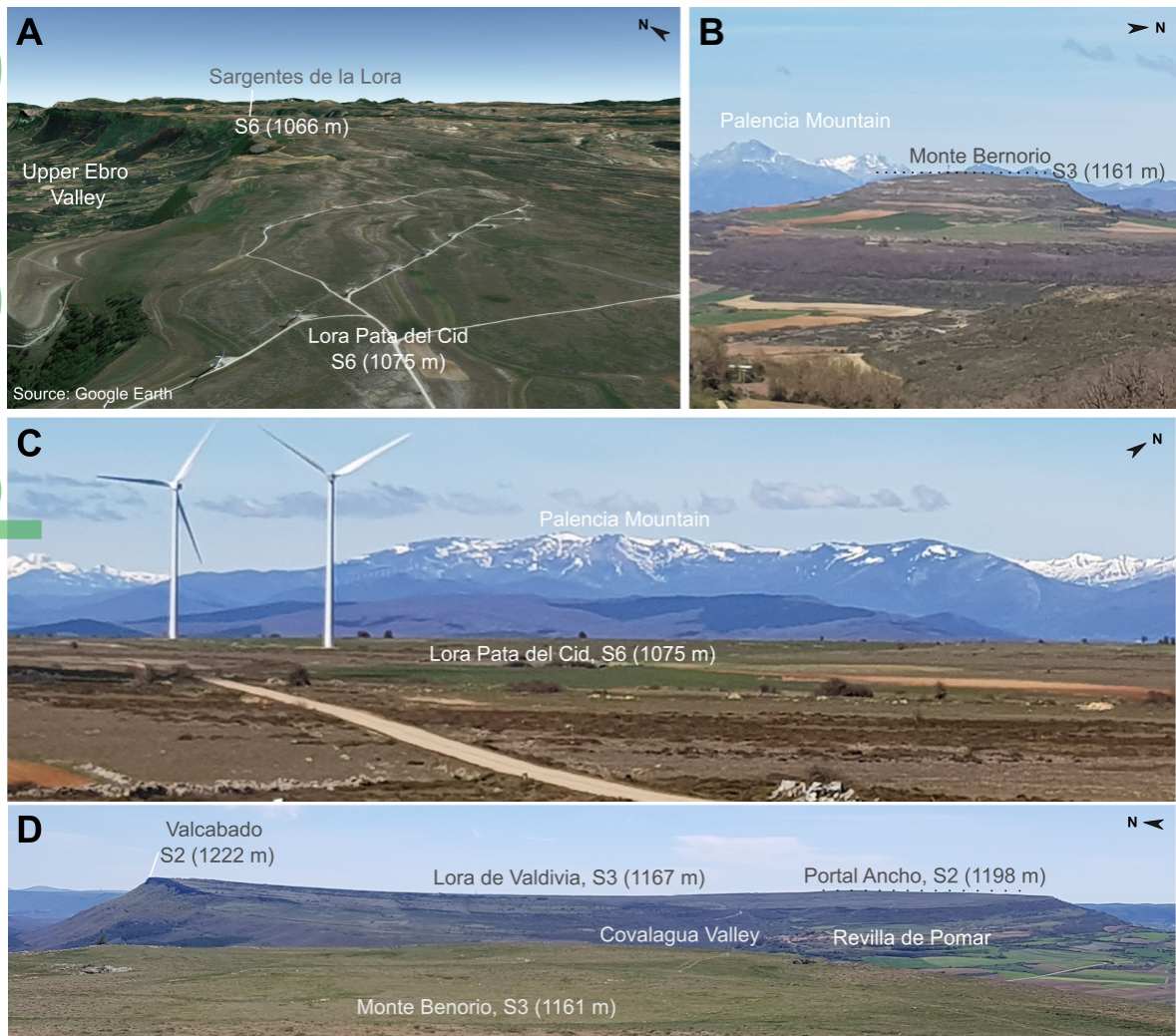


Figura 4. Fotografías y vistas aéreas de las principales superficies de erosión en la Plataforma Burgalesa. Valores de altura (m snm) extraídos del MDE05 (Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica, 2024).

Figure 4. Photographs and aerial views of the main planation surfaces in the Burgalesa Platform. Elevation values (m asl) extracted from DEM05 (Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica, 2024).

campo. Para la interpretación y cartografía de la superficies de erosión se utilizaron mapas topográficos a escala 1:25.000 y 1:10.000, ortoimágenes digitales (PNOA), fotografías aéreas en visualización estereoscópica, modelos digitales de elevaciones (MDE25, MDE05 y MDE02) y datos LiDAR, todos ellos descargados de bases de datos espaciales de libre acceso (Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica, 2024; Infraestructura de Datos Espaciales de Castilla y León, 2024). Así mismo, también se usaron mapas geológicos escala 1:100.000 y 1:50.000 (Cartografía del IGME, 2024; Infraestructura de Datos Espaciales de Castilla y León, 2024; Geoparque Las Loras, 2024), disponibles en los repositorios digitales de acceso libre de dichos organismos. Las cartografías digitales fueron

visualizadas y procesadas en SIG (ArcGIS 10.8 y QGIS 3.16), aplicando especialmente análisis morfométricos derivados de los modelos digitales de elevaciones (p.e. sombreados del relieve, pendientes, orientaciones, curvaturas, rugosidades, curvas de nivel y perfiles topográficos). Estos últimos fueron usados como capas de fondo para detectar las rupturas en el relieve que delimitan las superficies de erosión. Dichas variables e información digital fue combinada con la visión estereoscópica del relieve a través de fotogramas aéreos. Para la validación final de los datos cartográficos se realizó reconocimiento de campo, documentando las formas y depósitos relacionados con las superficies de erosión a través de descripciones, fotografías terrestres y aéreas con drones (DJI Mavic 3E), y geolocalización con

Tabla 2. Área y distribución de alturas de las superficies de erosión (A) y los piedemontes aluviales (B) identificados en el Geoparque Mundial de la UNESCO Las Loras.

Table 2. Area and elevation distribution of the planation surfaces (A) and the alluvial piedmonts (B) identified in Las Loras UNESCO Global Geopark.

A) Planation surfaces

	Area (Km ²)	Mean elevation (m asl)	Minimum elevation (m asl)	Maximum elevation (m asl)	Elevation range (m)	Standard deviation (m)
S1a	0.257	1348	1330	1369	38	10
S1b	0.962	1330	1297	1352	55	13
S2	0.610	1215	1193	1271	79	16
S3	15.899	1166	1122	1208	86	14
S4	3.828	1140	1108	1190	82	17
S5	4.599	1096	1070	1145	75	14
S6	79.737	1057	941	1136	195	18
S7	19.929	1027	998	1093	95	12
S8	23.854	1001	958	1060	102	12

B) Alluvial piedmonts

	Area (Km ²)	Mean elevation (m asl)	Minimum elevation (m asl)	Maximum elevation (m asl)	Elevation range (m)	Standard deviation (m)
PA6	12.456	985	952	1014	61	15
PA7	0.115	1030	1025	1032	7	1
PA8	1.433	996	986	1003	16	3

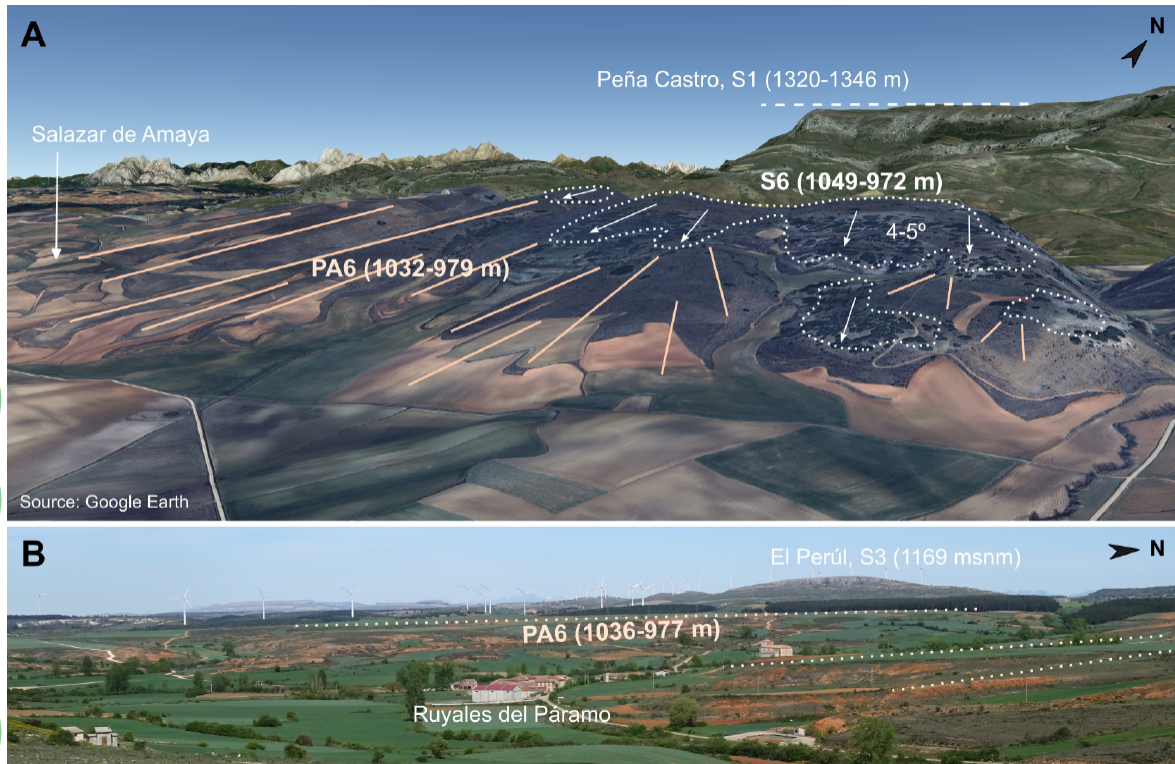


Figura 5. Vista aérea (A) y fotografía (B) del piedemonte aluvial PA6, formado por el techo de las facies Alar del Rey (Astaraciense, Mioceno medio), y su conexión con la superficie de erosión S6. Valores de altura (m snm) extraídos del MDE05 (Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica, 2024).

Figure 5. Aerial view (A) and photograph (B) of the alluvial piedmont PA6, formed by the top of the Alar del Rey detrital unit (Astaracian, Middle Miocene), and its connection with planation surface S6. Elevation values (m asl) extracted from DEM05 (Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica, 2024).

GNSS de resolución métrica (tableta Samsung Galaxy Tab Active 3) y centimétrica en conexión RTK (Leica GS15 y GS18I). A través de estos recursos digitales y el trabajo de campo, las superficies de erosión fueron estudiadas y cartografiadas utilizando los siguientes criterios de identificación: 1) Planicies y páramos cuya topografía llana trunca o arrasa los estratos inclinados de una o varias unidades geológicas así como sus estructuras tectónicas; 2) Rellanos de menor extensión, así como cerros y altos aplanados, dispuestos sobre distintas unidades geológicas y/o contextos estructurales, pero con sus cimas desarrolladas en un mismo plano topográfico, sugiriendo que están cortadas a nivel por un mismo nivel de base; y 3), Cartografía del techo sedimentario de las unidades estratigráficas de la cuenca

del Duero, en especial, las unidades detríticas de piedemonte que enrasan o conectan directamente con las superficies de erosión. La correlación de las superficies de erosión se ha basado en la comparación de las cartografías publicadas en trabajos previos con los mapas elaborados en este estudio, en las características morfológicas de extensión y distribución vertical de las superficies, así como en su conexión y correlación con las unidades estratigráficas de la cuenca del Duero.

5. Resultados

Las superficies de erosión cartografiadas en el Geoparque Las Loras presentan 1039 m snm de altura media y 9° de pendiente media. Su

distribución altimétrica varía desde alturas mínimas de 940 m snm hasta elevaciones máximas de 1369 m snm, ambos valores localizados en el borde centromeridional del Geoparque (Tabla 2). A través de su cartografía y estudio se ha descrito las características de estas superficies, diferenciando hasta ocho niveles, algunos de los cuales conservan conexión con los piedemontes aluviales en la cuenca del Duero (Fig. 6).

5.1. Loras: sinclinales arrasados y colgados

El análisis de las superficies de erosión se realizó por dominios estructurales. Mientras que en la Banda Plegada son altiplanos de extensión moderada ($\leq 6 \text{ km}^2$) disectados por la incisión fluvial a favor de las debilidades litoestructurales, en la Plataforma Burgalesa se conservan planicies más extensas que llegan a alcanzar extensiones de 11-19 km^2 .

5.1.1. Banda Plegada

En el sector sur-oriental del Geoparque, la línea del horizonte está caracterizada por una elevada planitud desarrollada a cotas de 1020-1034 m snm, debido a los planos erosivos culminantes extensivos que nivelan los materiales mesozoicos y sus estructuras (Fig. 3A). En esta zona, destaca el sinclinal arrasado y colgado de La Mesa de Úrbel del Castillo (Fig. 2A y 3B), cuyo plano superior trunca las calizas, calcarenitas y dolomías plegadas del Santoniense superior, formando un plano colgado a 1062 m snm con dolinas y otros signos de karstificación, sobre el que destaca el relieve residual tipo *inselberg* de la sierra de El Perúl, con alturas máximas de 1159 m snm.

En el sector centro-meridional del Geoparque, los ejemplos de superficies de erosión que forman las planicies culminantes de las loras son abundantes. En la Lora de La Rasa, situada entre Corralejo de Valdelucio y Solanas de Valdelucio, las calizas arenosas del Turonien-

se-Santoniense están afectadas por un sinclinal colgado cuya topografía culminante se ve afectada por un arrasamiento que trunca los materiales y la estructura, biselando la estructura de la unidad y su espesor hasta generar una topografía llana (Fig. 2A y 3C). En la Lora de Peña Ulaña, Pineda (1997a) cartografió tres unidades geológicas formadas por calizas y dolomías con edades desde el Santoniense medio al Campaniense, que están plegadas por un sinclinal colgado de dirección NW-SE, cuyo eje y materiales está desplazados por fallas oblicuas, de dirección N-S y NW-SE. No obstante, pese a esta compleja configuración litológica y estructural, la parte superior de la lora está representada por topografías llanas que cortan los materiales y estructuras (Fig. 2A y 3D), generando un altiplano con cotas entre 1140-1150 m snm (Fig. 3D). Sobre esta llanura destacan sus extremos: Cerro Portillo (1232 m snm) y La Ulaña (1172 m snm), como cerros residuales que revelan relieves más antiguos (Fig. 3D). En posiciones cercanas, las crestas estructurales y flancos asociados a los sinclinales y anticlinales de Fuencaliente-Talamillo del Tozo en las calizas y dolomías del Cenomaniese-Coniaciense presentan sus cimas niveladas a cotas de 1060-1080 m snm. En Lora Grande, La Lora y Lorilla se puede distinguir una situación semejante (Fig. 2A, 3D y E). Las planicies formadas a techo de estas loras se conservan en calizas bioclásticas y dolomías del Turoniense-Coniaciense, las cuales se encuentran plegadas por sinclinales colgados donde la topografía culminante son llanos que cortan los estratos carbonatados formando una superficie entre 1166 m snm (Lora Grande) y 1169 m snm (La Lora) y otro nivel inferior a 1124 m snm (Lorilla) (Fig. 3D y E). En la Lora de Las Tuerces también se han reconocido planos erosivos afectando a los materiales coniacienses y santonienses a cotas de 1070-1000 m snm.

Frente a todos estos ejemplos, las dos loras que más destacan debido a su mayor altitud

son Peña Amaya y Peña Castro (Fig. 2a, 3E, F y G; García Fernández, 1980; Ortega y Cuesta, 2008). Estructuralmente, ambas loras presentan dos sinclinales colgados. La Lora de Peña Amaya culmina con una plataforma o muela de morfología ovalada en planta (Fig. 3F-H), alargada según una dirección NE-SW y simétrica respecto al eje fallado del sinclinal, donde dos unidades geológicas de calizas y margas del Santiense presentan buzamientos entre 20-45° (García Fernández, 1980; Pineda, 1997a). Por otro lado, la superficie de Peña Castro es una cresta aplanada y asimétrica respecto al eje de su sinclinal (Fig. 3E), que aparece culminada por formaciones geológicas distintas dependiendo del sector (García Fernández, 1980; López Olmedo *et al.*, 1997a y b; Pendás Fernández y Menéndez Casares, 1994). Los planos superiores de ambas loras, pese a estar en estructuras sinclinales diferentes y con diversas unidades geológicas, alcanzan alturas semejantes que proyectan una superficie topográfica en torno a los 1340 m snm (Fig. 3E y G). Sobre este nivel sobresalen algunos cerros residuales como Cerro Amaya (1369 m snm) o los altos del Cueto (1350-1360 m snm).

En el sector sur-occidental del Geoparque, localizado al oeste del valle del río Pisuerga, los relieves aplanados que se asocian con las superficies de erosión también son reconocibles. De este modo, se observan pedimentos sobre los materiales jurásicos, cretácicos, paleógenos y neógenos, relacionados con el relleno del borde norte de la cuenca del Duero.

5.1.2. Borde sur de la Plataforma Burgalesa

En el sector norte del Geoparque Las Loras dentro del dominio estructural de la Plataforma Burgalesa se distinguen varios niveles erosivos que biselan las calizas arenosas y dolomías del Turoniense-Coniaciense, plegadas suavemente según un sinclinal de dirección WNW-ESE. Entre las superficie erosivas más

representativas, destaca la gran paramera integrada por la Lora de la Pata del Cid (1075 m snm) y los llanos de Sargentos de la Lora (1066 m snm) que bisela el flanco norte del sinclinal (Fig. 2A, 4A y C). Otros niveles erosivos destacados se desarrollan en la Lora de Valdivia, que se desarrolla en el núcleo occidental del sinclinal (Fig. 2 y 4D). Los relieves S y N de esta lora se alzan a cotas máximas de 1208 m snm (Portal Ancho) y 1222 m snm (Valcabado), respectivamente, mientras que su parte central preserva un plano erosivo a 1167 m snm de cota media, que conserva un campo de dolinas bien desarrollado relacionado con el sistema endokárstico de la Cueva de los Franceses y la surgencia de Covalagua (Martín-Duque *et al.*, 2012). Este plano central de la Lora de Valdivia está enrasado con los llanos culminantes de Monte Bernorio (1161 m snm, Fig. 2A y 4B) y Lora Alta (1154 m snm).

5.2. Niveles de superficies de erosión

La identificación y cartografía de estos arrasamientos por todo el territorio del Geoparque Las Loras ha permitido identificar, al menos, ocho superficies de erosión. Esta secuencia está completa en la Banda Plegada, mientras que en el borde meridional de la Plataforma Burgalesa que engloba el Geoparque, las superficies superiores están peor representadas o ausentes, aunque parecen situarse en niveles semejantes a la Banda Plegada. En general, las superficies descritas se sitúan a distintos niveles y separados por escarpes topográficos de 43 m de salto medio. La distribución de estos escarpes no se encuentra espacialmente relacionada con estructuras tectónicas que pudiesen generar los desniveles (Fig. 6), por lo que la secuencia de niveles sería explicada por distintas fases de rebajamiento y reactivación del relieve.

El nivel S1 tiene una extensión de 1,21 km² y es el nivel más elevado con cerca de 1314 m snm



Figure 6. Geomorphological mapping of the planation surfaces and their alluvial piedmonts in Las Loras UNESCO Global Geopark. See acronyms in Fig. 2A.

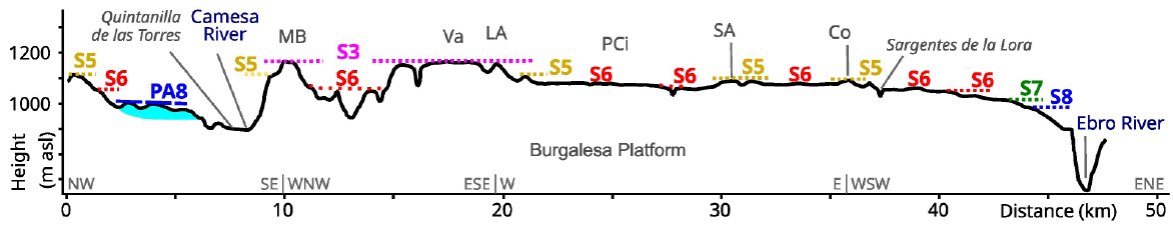
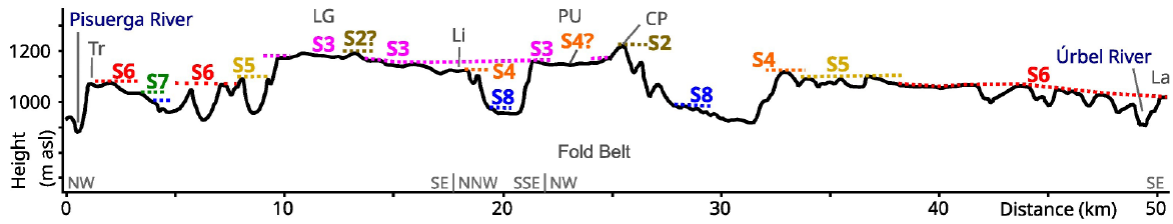
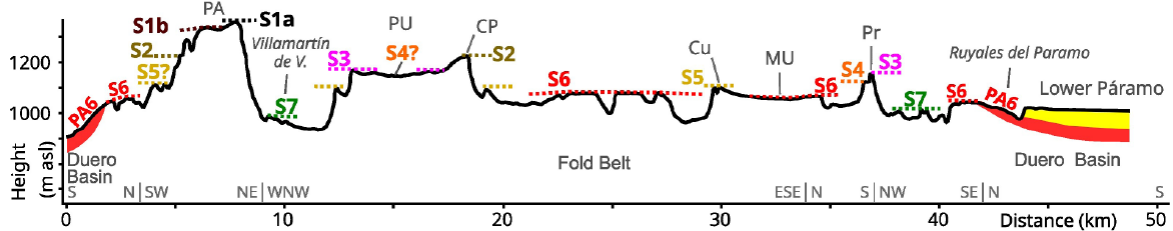
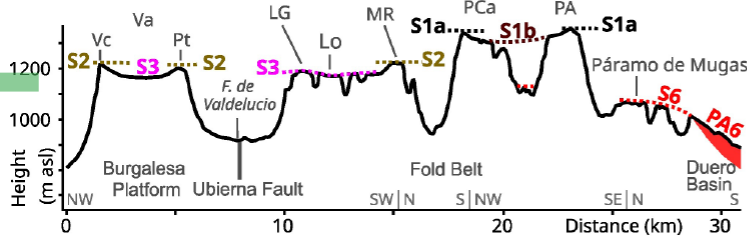
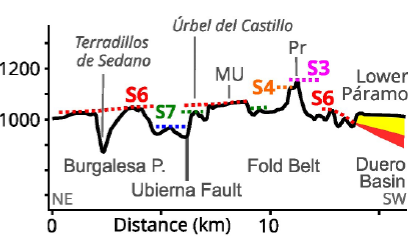
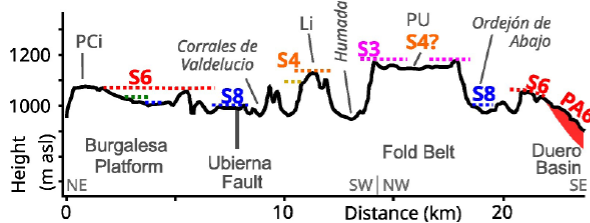
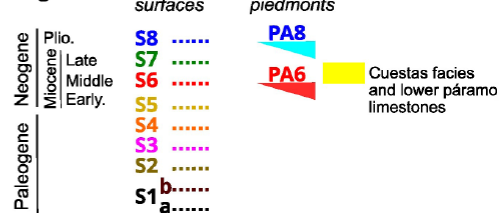
A. Cross-section I-I'**B. Cross-section II-II'****C. Cross-section III-III'****D. Cross-section IV-IV'****E. Cross-section V-V'****F. Cross-section VI-VI'****Legend**

Figura 7. Perfiles geomorfológicos mostrando la distribución de las superficies de erosión en el Geoparque Mundial UNESCO Las Loras. La posición de las secciones está indicada en la Fig. 6. Abreviaturas (acronyms): Co, Coluñuelas; Cs, Castrejón; Cu, El Cuerno; LA, Lora Alta; LG, Lora Grande; Li, Lorilla; Lo, Lora; MB, Monte Bernorio; MR, La Mesa de Rebolledo; MU, La Mesa de Úrbel; PA, Peña Amaya; PCa, Peña Castro; PCi, Pata del Cid; Pr, El Perú; Pt, Portal Ancho; SA, Sasito Alto; Tr, Las Tuercas; Va, Valdivia; Vc, Valcabado.

Figure 7. Geomorphological cross-sections showing the distribution of the planation surfaces in Las Loras UNESCO Global Geopark. The position of the geomorphological cross-sections is indicated in Fig. 6. See acronyms above.

de media (Tabla 2A). Está representada por los planos erosivos más elevados que se han documentado en el Geoparque Las Loras, correspondiente a los llanos que culminan Peña Amaya y Peña Castro (Fig. 3, 6 y 7). En estas loras, la superficie S1 corta a las calizas arenosas de Santoniense-Maastrichtiense, las calizas arcillosas y calcarenitas del Santoniense, y las margas arcillo-arenosas del santonienses, que afloran en los sinclinales colgados de Peña Castro y Peña Amaya. La topografía conservada de la superficie está erosionada por pequeñas vaguadas y dolinas, algunas de las cuales presentan diámetros superiores a los 100 m y profundidades de hasta 15 m. Este arrasamiento se podría subdividir en dos subniveles (Tabla 2A, Fig. 3, 6 y 7). Se reconoce un subnivel más antiguo, denominado como S1a, que corresponde a las cúspides de cerros residuales tipo *inselberg*, los cuales parecen cortados a alturas entre 1330-1369 m snm. Ejemplos de estos cerros residuales serían el Alto Amaya (altura máxima de 1369 m snm, altura media de 1356 m snm), la cresta situada entre el Alto del Cueto y Peña Castro (1368 m snm de máximo, y 1361 m snm de altura media), o el Alto de Albacastro (1345 m snm). Por debajo, se sitúan el subnivel S1b, que está representado por planos de mayor extensión que sesgan las estructuras geológicas. El subnivel S1b ha sido cartografiado entre alturas máximas de 1352 m snm y alturas mínimas de 1297 m snm, definiendo una altura promedio de 1330 m snm (Tabla 2A). Al subnivel S1b pertenecería la superficie de la muela principal de la Lora de Peña Amaya, con una altura media de 1338 m snm, y los planos desarrollados sobre los 1315 m snm al pie del Alto de Albacastro. La muela del Castillo de Peña Amaya con 1304 m snm de altura media sería una evidencia degradada de este segundo subnivel S1b. Aunque las únicas evidencias del arrasamiento S1 dentro del Geoparque son únicamente las superficies culminantes de Peña Castro y Peña Amaya, fuera del Geoparque también hay indicios sobre la pre-

sencia de esta superficie. Por ejemplo, en los relieves de la colindante Montaña Palentina, destacan la cresta aplanada de El Cadéramo (1323 m snm, Fig. 2 y 7), o el monte La Urzosa. Este último está compuesto por planos en torno a 1320 m snm (nivel S1b) sobre los que destacan cerros residuales en semicírculo cuyas cumbres alcanzan entre los 1340 y los 1380 m snm (nivel S1a), conservados todos en las pizarras, limonitas y areniscas silúricas.

El nivel S2 es la superficie que ocupa menor extensión (0,61 km²) (Tabla 2A, Fig. 3, 6 y 7). Su evidencia está limitada exclusivamente al sector central del Geoparque (Fig. 6 y 7), conservados en distintas estructuras y en formaciones geológicas del Turoniense al Santoniense, pero nivelados en torno a los 1215 m snm de altura media. Corresponden a las cimas secundarias que caracterizan la orografía del Geoparque, como sería la cresta del Mirador de Valcabado en la Lora de Valdivia (1222 m snm, Fig. 4D), el alto de Monte Congosto (1243 m snm), o los altos de Los Tesos (1200-1224 m snm), pero también planos con más desarrollo espacial, como las cimas aplanadas de Cerro Portillo (con una extensión de 0,06 km², a una altura media de 1222 m snm, Fig. 3E), La Mesa de Rebolledo (0,14 km², altura media de 1219 m snm, Fig. 7D), o el llano superior de Portal Ancho situado en el extremo sur de la Lora de Valdivia (0,22 km², 1198 m snm, Fig. 4D). Al igual que sucede con el arrasamiento S1, la superficie de erosión S2 también enrasa con varios altos conservados en los materiales paleozoicos de la Montaña Palentina (p.e. La Ruya, 1214 m snm).

El nivel S3 está compuesto tanto por extensas parameras, como por relieves residuales, que enrasan al mismo nivel geomorfológico, ocupando en conjunto un área de 15,98 km² y una elevación media de 1166 m snm (Tabla 2A, Fig. 6 y 7). Esta superficie se distribuye principalmente en el sector central del Geoparque, tanto al sur como al norte de la falla

de Ubierna, nivelando el relieve culminante de diversas estructuras sinclinales colgadas. Al norte de la falla, esta superficie arrasa a las calizas bioclásticas y dolomías del Turoniense-Coniaciense plegadas por el sinclinal de Valdivia-Pata del Cid, donde enrasa los relieves allanados de Monte Bernorio, el núcleo de la Lora de Valdivia, y el cerro de Lora Alta (Fig. 6 y 7A), caracterizados respectivamente por alturas medias de 1161 m snm, 1167 m snm y 1154 m snm. Al sur de la falla de Ubierna, en la Banda Plegada, S3 ha sido reconocido afectando a dichos carbonatos del Turoniense-Coniaciense en las parameras de la Lora Grande (cota media de 1166 m snm), La Lora (1169 m snm) y La Rasa (1154 m snm); y a las calizas arcillosas y calcarenitas del Santoniese en los extremos de Peña Ulaña (sobre los 1157-1179 m snm) (Fig. 3D), y en los laterales de La Mesa de Rebolledo (cotas medias de 1173 m snm). En el sector oriental del Geoparque, S3 está escasamente representado (Fig. 6), donde sólo ha sido atribuido al Alto de El Perúl (1159 m snm, Fig. 7C y D), preservado en las calizas bioclásticas del Turoniese-Coniaciense. Por otro lado, en el sector occidental de Geoparque, en el margen derecho del valle del Pisuerga, se localizan pequeñas representaciones de este arrasamiento afectando a las calizas arcillosas y calcarenitas entre cotas mínimas y máximas de 1145 y 1173 m snm (Fig. 6), respectivamente.

S4 abarca 3,8 km² y elevaciones medias de 1140 m snm (Tabla 2A, Fig. 6). Las localizaciones más representativas de esta superficie de erosión serían la rasa de Lorilla (1124 m snm, Fig. 3E, 7B y 7F), el alto El Peñón (1123 m snm) y, posiblemente, las partes centrales de Peña Ulaña (1140-1150 m snm) (Fig. 3D, 6 y 7), donde S4 niveló las unidades deformadas del Turoniese-Maastrichtiense.

Por otro lado, la superficie de erosión S5 ha sido cartografiada en una extensión de 4,6 km², a alturas medias de 1096 m snm (Tabla

2A, Fig. 6). Morfológicamente está representada por cerros residuales de cima allanada, que destacan levemente sobre el nivel de superficie situado en posiciones inmediatamente inferiores (S6). Una cima asignada a S5 es, por ejemplo, el alto de El Cuerno (1107 m snm, Fig. 7C), que constituye el extremo más occidental de La Mesa de Úrbel del Castillo (Fig. 2 y 6) y enrasa con cimas similares situadas inmediatamente a su este (Fig. 6 y 7C). Resaltes similares han sido cartografiados en los flancos de La Rasa, Lorilla, así como cerros achatados sobresaliendo de la paramera de Sargentos de la Lora o en la margen derecha del río Pisuerga (Fig. 6), sobre los 1080-1110 m snm.

Por debajo, se sitúa la superficie de mayor extensión, S6, que ocupa un área en el Geoparque de 79,7 km² (Tabla 2A, Fig. 6 y 7). La elevación media de esta superficies es de 1057 m snm. Se localiza en el plano culminante de la Lora de La Mesa (Úrbel del Castillo, Fig. 3B, 7C, y 7E), a 1062 m snm, y en la paramera que une La Pata del Cid con Sargentos de la Lora (Fig. 4A-C y 7A), a alturas de 1075-1066 m snm (Fig. 6). Estos planos también se desarrollan en las laderas de las loras más altas, como los llanos erosivos al SW, S y NE de Peña Amaya y Peña Castro (Fig. 6), o las parameras en el mesozoico que forma todo el reborde del límite con los depósitos de la cuenca terciaria del Duero, donde la superficie está deformada e inclinada hacia la cuenca, variando de alturas desde los 1051 m snm hasta los 941 m snm (Fig. 5, 7C-F).

La superficie de erosión del nivel S7 consta de 19,92 km² (Tabla 2A, Fig. 6 y 7). Esta superficie no se localiza en la topografía culminante de ninguna lora, sino que suele corresponder a planos de extensión moderada presentes a alturas medias de 1027 m snm, que afectan a los materiales mesozoicos en las laderas de las loras (Fig. 6). El siguiente nivel, es la superficie de erosión S8, que corresponde al nivel

más reciente reconocido y se desarrolla a una altura media de 1001 m snm, ocupando una extensión de unos 23,8 km² (Tabla 2A). Se reconoce en las laderas bajas de las loras y en cerros aislados que se preservan en distintas posiciones de los valles anticlinales o *combes* (Fig. 6 y 7). La superficie S8 se conserva sobre las unidades calcáreas mesozoicas más resistentes, pero también sobre materiales de mayor erodibilidad, como los planos reconocidos a 980-990 m snm sobre las unidades siliciclásticas del Cretácico inferior en el valle de Valdelucio (Fig. 6).

5.3. Niveles de piedemontes aluviales

En diversas localizaciones se han identificado superficies deposicionales conservadas a techo de sistemas aluviales cenozoicos, formando piedemontes aluviales que se sitúan en los mismos niveles de base que algunas superficies de erosión. Su correlación ha estado determinada bien por posiciones altimétricas semejantes y próximas o bien por conexión directa de las superficies de erosión con los piedemontes aluviales. En conjunto, los niveles de piedemonte aluvial cartografiados presentan una elevación media de 1007 m

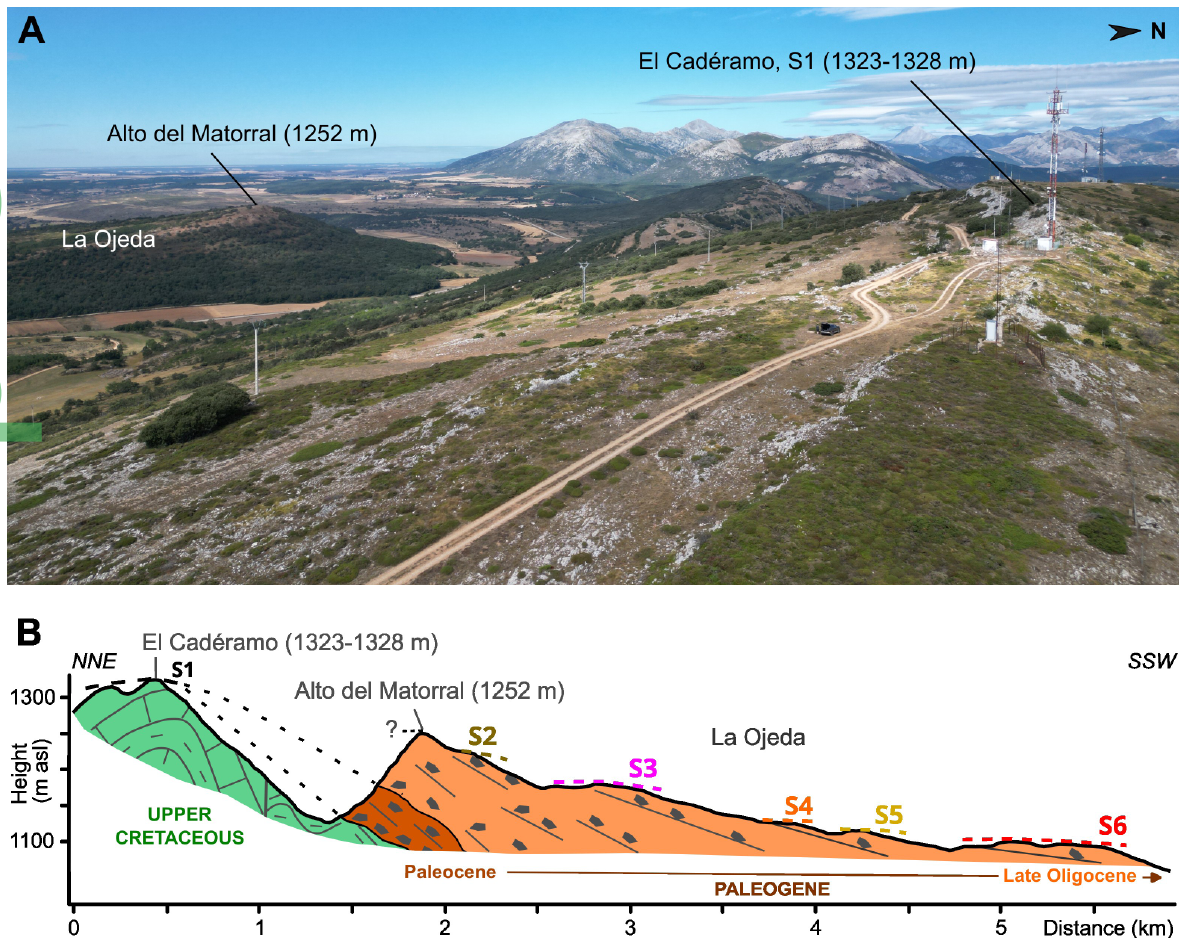


Figura 8. Fotografía (A) y sección geomorfológica (B) mostrando la relación de las superficies de erosión con la macrosecuencia detrítica paleógena de la región de La Ojeda.

Figure 8. Photograph (A) and geomorphological cross-section (B) showing the relationships between the planation surfaces and the Paleogene detrital sequence in La Ojeda region.

snm. La elevación mínima de los piedemontes aluviales en el Geoparque se encuentra al sur de Peña Amaya, en los límites del Geoparque, con 952 m snm, mientras que la máxima elevación se establece en 1032 m snm, también en la región S de los límites del Geoparque. Las diferencias de elevación definen una pendiente media de 9°.

En el contacto entre la cordillera Cantábrica y la cuenca cenozoica del Duero, correspondiente al borde S del Geoparque, se ha cartografiado una superficie deposicional a cotas medias de 985 m snm (Tabla 2B, Fig. 5, 6 y 7), denominado como piedemonte aluvial PA6, que está formado por el techo de las facies aluviales Alar del Rey, de edad Astaraciense (Mioceno medio; Mediavilla *et al.*, 1996; López Olmedo *et al.*, 1997b; Pineda 1997a). Este plano deposicional conecta directamente con la superficie de erosión de mayor extensión, S6 (Fig. 5A y 7). Esta conexión ya fue descrita en trabajos anteriores (Pineda, 1997a; Benito Calvo, 2004; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007), y permiten situar esta superficie en el Mioceno medio, así como correlacionarla, al menos parcialmente, con los niveles descritos como S1 en Pineda (1997a y b) y SE4 en Benito Calvo (2004) y Benito-Calvo y Pérez-González (2007) (Tabla 1). La morfología que genera el techo de estos sedimentos aluviales forma un sediplano antiguo, inclinado por deformación hacia la cuenca (Fig. 5 y 7), que fue parcialmente fosilizado por unidades sedimentarias más recientes de la cuenca del Duero (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007), y después fue localmente exhumado durante el Plioceno y Cuaternario.

En una posición más reciente, se ha cartografiado el piedemonte aluvial PA7 asociado con el nivel de base de la superficie de erosión S7. Este piedemonte aluvial se localiza a cotas medias de 1030 m snm (Tabla 2B y Fig. 6), en la cola del embalse de Aguilar de Campoo (límite NW del Geoparque). En esta localización, se observa un plano de textura y rugosi-

dad suaves formado por gravas y arenas silíceas que serían los depósitos correlativos a la formación del aplanamiento S7.

A cotas medias de 996 m snm se ha cartografiado el piedemonte aluvial PA8 (Tabla 2B, Fig. 6 y 7), conservado a techo de formaciones de gravas y arenas silíceas que serían los depósitos correlativos a la formación del arrasamiento S8. Estos sediplanos han sido reconocidos en la margen izquierda del Pisuerga (995 m snm), al este de Alar del Rey (1002 m snm), y en el ángulo NW del Geoparque (Fig. 6 y 7). Dichos sediplanos corresponden a los depósitos de raña que forman el aluvial finineógeno, interpretado como Plioceno en distintos trabajos (García Ramos *et al.*, 1982; Aragonés *et al.*, 1982; Wagner *et al.*, 1984; Martín-Serrano, 1988, 1991; López Olmedo *et al.*, 1997b; Pérez-González *et al.*, 1994), y que es anterior a la implantación del sistema de terrazas cuaternario de la red fluvial de los ríos Ebro y Pisuerga.

6. Discusión

La presencia de superficies de erosión en el área de estudio ha sido mencionada desde hace años (Gracia *et al.*, 1990; Pineda, 1997a y b; Benito-Calvo y Pérez-González, 1997), siendo patentes en los planos culminantes de los altiplanos y parameras cuyas topografías aplanadas truncan los estratos mesozoicos y su estructura alpina. Entre las morfoestructuras más representativas destaca la elevada presencia de sinclinales colgados que, regionalmente, suelen denominarse loras (García Fernández, 1980; Martínez Arnáiz, 2015; Asociación Geocientífica de Burgos, 2013; Ortega y Cuesta, 2008; Moreno Peña, 2019). Las fases de denudación habrían nivelado y aplanado las estructuras de plegamiento del frente de cabalgamiento cantábrico antes de su disección por los procesos de incisión. El encajamiento posterior habrían favorecido que los materiales resistentes preservados en

los núcleos nivelados de los sinclinales quedasen colgados como altiplanos resistentes, mientras que los anticlinales habrían sido desventrados dando lugar a valles anticlinales (*combes*), formando en conjunto los relieves estructurales invertidos descritos en el Geoparque (García Fernández, 1980; Asociación Geocientífica de Burgos, 2013; Ortega y Cuesta, 2008).

En el territorio del Geoparque se han identificado 8 niveles de superficie de erosión conservados sobre la secuencia mesozoica y separados por escarpes caracterizados por saltos medios entre 116-26 m (Tablas 1 y 2, Fig. 6, 7 y 9). Esta secuencia es bastante más compleja que la reconocida hasta la fecha en la región, donde se habían descrito de 2 a 4 superficies de erosión, principalmente de edad Neógeno (p.e. Gracia *et al.*, 1990; Pérez-González *et al.*, 1994; Pineda, 1997a y b; Benito Calvo, 2004; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007; Benito-Calvo *et al.*, 2008). Las superficies descritas en trabajos anteriores son correlacionables con los 4 niveles más recientes identificados en este trabajo, S5-S8, y, a su vez, serían parcialmente similares a las superficies neógenas clásicas identificadas en otros relieves montañosos del centro peninsular (p.e. Schwenzner, 1937; Gladfeter, 1971; Gracia *et al.*, 1988; Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997; Lemartinel, 1997; Benito *et al.*, 1998; Rodríguez-García *et al.*, 2008; Karampaglidis *et al.*, 2014, 2020) (Tabla 1). Sin embargo, las relaciones morfoestratigráficas identificadas para las superficies S5-S8 y, en especial para S6, indican que los cuatro niveles más antiguos identificados en este trabajo (S1-S4) se deberían haber desarrollado durante el Paleógeno, lo que destacaría la conservación de fases de denudación bastante más antiguas. Superficies pre-neógenas han sido propuestas por diversos autores en la península ibérica, como las superficies generadas por la exhumación de discordancias estratigráficas, por ejemplo de edad triásica o intracretácica

(Gracia *et al.*, 1998; Hernaiz *et al.*, 2005), o los planos relictos preservados sobre el Macizo Ibérico (p.e. Solé, 1952; Pedraza, 1978; Molina *et al.*, 1985; Rodríguez Vidal *et al.*, 1988; Rodríguez-García *et al.*, 2008; Benito-Calvo y Pérez González, 2010), pero superficies formando secuencias complejas han sido escasamente propuestas (Tabla 1).

Respecto a las superficies neógenas identificadas, el arrasamiento más reciente corresponde a la superficie S8 (Fig. 6 y 9), descrito en el mismo nivel de base que los depósitos aluviales finineógenos de tipo raña (pedimento PA8 en este trabajo), de posible edad pliocena y previos a la incisión fluvial cuaternaria (García Ramos *et al.*, 1982; Martín-Serrano, 1988, 1991; Pérez-González *et al.*, 1994; López Olmedo *et al.*, 1997a). Esta superficie se habría formado con el sector NE de la depresión del Duero en su primera fase exhorreica, encajada en las últimas unidades endorreicas de los páramos, y sería equivalente en la región a la superficie SE4 de Benito-Calvo y Pérez-González (2007) o la S3 de Pineda (1997a y b). A su vez, ocuparía una posición similar en otras regiones a la superficie pliolestoceca de Molina y Armenteros (1986), la M1 de Schwenzner (1937), la superficie de pedimentos de Solé (1952), la D de Gladfelter (1971) o la S4 de Gracia *et al.* (1998) (Tabla 1).

Por encima, y por tanto en una posición más antigua, se sitúa la superficie de erosión S7 y sus depósitos de piedemonte correlativos PA7 (Fig. 6 y 9). Al situarse entre S8 y S6, la superficie de erosión S7 se situaría entre el Mioceno medio y el Plioceno, posiblemente en el Turoliense superior, en relación con las superficies asociadas con la colmatación endorreica miocena de la cuenca del Duero (SE3 de Benito Calvo y Pérez-González, 2007, y S3 definida por Pineda, 1997a). Así, los depósitos de piedemonte PA7 podrían estar relacionados tentativamente con la base siliciclástica descrita en el ciclo del páramo superior del

centro de la cuenca (Santisteban *et al.*, 1997; Cabrera *et al.*, 1997; Pérez *et al.*, 2001). Según esta posición, S7 podría asimilarse a las superficies M2 de Schwenzner (1937), C de Gladfelter (1971) o S3 de Gracia *et al.* (1998), por ejemplo (Tabla 1).

En el Mioceno medio se habría formado la superficie de erosión S6 (Fig. 6 y 9). Esta superficie ocupa la mayor extensión geográfica y presenta una conexión directa a lo largo del borde S del Geoparque con los planos aluviales PA6 preservados a techo de las facies Alar del Rey (Astaraciense, Mioceno medio; Mediavilla *et al.*, 1996; López Olmedo *et al.*, 1997b; Pineda, 1997a). A su vez, tanto PA6 como S6 se pueden encontrar parcialmente fosilizados por la expansión de las unidades lacustre del Mioceno superior de la cuenca del Duero. Esta conexión fue ya citada en trabajos previos (Pineda, 1997a; Benito Calvo, 2004; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007), y ha sido un punto de control clave para la correlación y establecimiento de la cronología del resto de la secuencia. Así, la superficie S6 propuesta en este estudio sería equivalente, en parte, a la superficie S2 de Gracia *et al.* (1990), al nivel S1 de Pineda (1997a y b), y a la superficie SE2 de Benito-Calvo y Pérez-González (2007), que fue asimilada a los niveles M3 de Schwenzner (1936), B de Gladfelter (1971), la superficie de erosión fundamental de Peña *et al.*, (1984), la S3 de Gracia *et al.* (1998), la superficie compuesta de piedemonte de Lemartinel (1997) o la superficie S1 de Zazo *et al.*, (1987), entre otros (Tabla 1).

Por encima de todos estos niveles se sitúa el arrasamiento S5, que está compuesto por cerros aplanados a 1095 m snm de cota media (Tabla 2, Fig. 6 y 9). Esta superficie destaca levemente sobre la superficie inferior (S6), en modo y posición muy parecidas a la posición morfológica y altitudinal de la superficie somital definida en la sierra de Atapuerca (superficie S₀ en Zazo *et al.*, 1987 y Pérez-González

et al., 2001; y superficie SE1 en Benito Calvo, 2004; y Benito-Calvo y Pérez-González, 2007, 2015). Estos autores asociaron la formación de esta superficie con los conglomerados y brechas que circundan la superficie y cuya edad regional fue estimada en Oligoceno (Olivé *et al.*, 1990) u Oligoceno-Mioceno inferior (Pineda y Arce, 1997). A partir de estas relaciones, S5 se podría haber formado durante el Oligoceno-Mioceno inferior, lo que implicaría una edad más vieja y ya plenamente paleógena para los niveles más antiguos S4, S3, S2 y S1, inéditos en la región (Fig. 9).

Esta correlación pondría en evidencia la presencia de ciclos de denudación durante el Paleógeno preservados sobre las formaciones mesozoicas. Así, el modelo de denudación preservado en el territorio del Geoparque Las Loras empezaría con el arrasamiento más antiguo reconocido, el nivel S1 (Fig. 6 y 9). Dentro de los límites del Geoparque, este nivel está preservado únicamente en los cerros residuales S1a (1350-1369 m snm) y los planos S1b (1320 m snm) que nivelan por erosión los materiales mesozoicos y las estructuras sinclinales de Peña Amaya y Peña Castro. No obstante, cerca de los límites del Geoparque y en su enlace con la Montaña Palentina, también destacan otros altos aplanados con características similares, como los mencionados Monte La Urzosa (1340-1320 m snm) y el Alto El Cadéramo (1327 m snm) (Fig. 8). La edad y correlación de este nivel podría estar relacionado con los sedimentos formados al inicio del Paleógeno, que se sitúan al SW del Geoparque, entre Peña Castro y El Cadéramo, en la región de La Ojeda (Fig. 8). En esta zona, Colmenero *et al.* (1982a) describen una macrosecuencia detrítica cuya base (tramo inferior del Complejo Vegaquemada) integra los primeros procesos del desmantelamiento y erosión del borde mesozoico marino en régimen continental, posiblemente durante el Paleoceno (López Olmedo *et al.*, 1997a; García Ramos *et al.*, 1982). El punto más elevado

de la macrosecuencia paleógena se localiza cerca de su base estratigráfica, en el Alto del Matorral (1252 m snm), (Fig. 8), donde las capas de conglomerados y arcillas rojas buzan alrededor de 10°-20° hacia el sur. Al pie del Alto del Matorral, López Olmedo (1997a) citó superficies erosivas sobre la parte superior de la macrosecuencia detrítica (tramo superior de la formación Vegaquemada), que en este estudio han sido cartografiadas a cotas de 1205-1225 m snm (S2); 1160-1175 m snm (S3); 1130-1150 m snm (S4) y 1110-1120 m snm (S5) (Fig. 8). Así, la formación de la superficie S1 estaría constreñida entre las facies marinas del Cretácico superior, a las cuales trunca, y el tramo superior de la formación Vegaquemada, donde se desarrollan superficies más recientes (S2-S5), pudiendo correlacionarse, por tanto, con el Paleógeno basal de la región de la Ojeda (Fig. 8 y 9), equivalente al tramo inferior de la formación Vegaquemada (Colmenero *et al.*, 1982a). Según estos datos, S1 registró los procesos iniciales del desmantelamiento continental de los materiales mesozoicos marinos tras la elevación del terreno y la retirada de los océanos cretácicos al inicio de la compresión alpina, a una edad imprecisa de Paleoceno, similar a superficies semejantes propuestas en otros relieves del centro y norte peninsular (Tabla 1). Durante este periodo, las condiciones climáticas globales eran cálidas, tendentes al óptimo climático del Eoceno inicial (Zachos *et al.*, 2001) (Fig. 9). Considerando esta edad, el arrasamiento S1 habría sufrido los episodios tectónicos más intensos, que la habrían roto y deformado, hundiéndola en la cuenca donde habría sido fosilizada por los depósitos paleógenos y neógenos más recientes. Los procesos tectónicos que habría sufrido y su antigüedad también explicaría su escasa conservación en las zonas elevadas, que se circunscribe exclusivamente al sector S del Geoparque, en Peña Amaya y Peña Castro, así como en los cerros aislados de la Montaña Palentina.

El tramo superior de la macrosecuencia paleógena de La Ojeda presenta grandes espesores (2500-800 m), con edades que se prolongan, al menos, hasta el Arverniense (Oligoceno superior) (Fig. 9), según los ostrácodos encontrados en las margas y carbonatos palustres situados hacia el techo de la macrosecuencia (Colmenero *et al.*, 1982a; López Olmedo *et al.*, 1997a). En la macrosecuencia, dichos autores describen múltiples episodios de reactivación del relieve asociados con la evolución de pequeñas cuencas de antepaís durante la compresión alpina, deducidos a partir de ciclos granodecrecientes y discordancias progresivas (Colmenero *et al.*, 1982b), así como la presencia de estructuras tectónicas que pliegan y fallan a los depósitos paleógenos siguiendo direcciones principales NW-SE (López Olmedo *et al.*, 1997a). Por lo tanto, la sedimentación de toda esta macrosecuencia, que registra varios episodios de levantamiento y sedimentación durante la compresión pirenaica entre el Eoceno y el Oligoceno superior (Martín-González *et al.*, 2014), podría englobar la formación de varios niveles de arrasamiento (Fig. 9). La formación de varias superficies de erosión durante este periodo también fue propuesta en el Sistema Central y la Cordillera Ibérica (Casas-Sainz y Cortés García, 2002; Rodríguez García, 2008; Benito-Calvo y Pérez-González, 2010; Karampaglidis, 2015) (Tabla 1). De este modo, los depósitos generados durante la formación de los arrasamientos S2, S3, S4 o, incluso S5, podrían estar contenidos en esta macrosecuencia paleógena o, como mucho, hasta la siguiente unidad estratigráfica regional (Fig. 9), la cual está formada por los conglomerados, areniscas y arcillas rojas del Orleaniense-Astaraciense inferior, que yacen también plegados pero discordantes sobre la macrosecuencia paleógena (Colmenero *et al.*, 1986a; López Olmedo *et al.*, 1997a, Cabrera *et al.*, 1997). Al igual que con el arrasamiento S1, los arrasamientos S2-S5 habrían sufrido las deformaciones principales de la compresión alpina, afectando a su

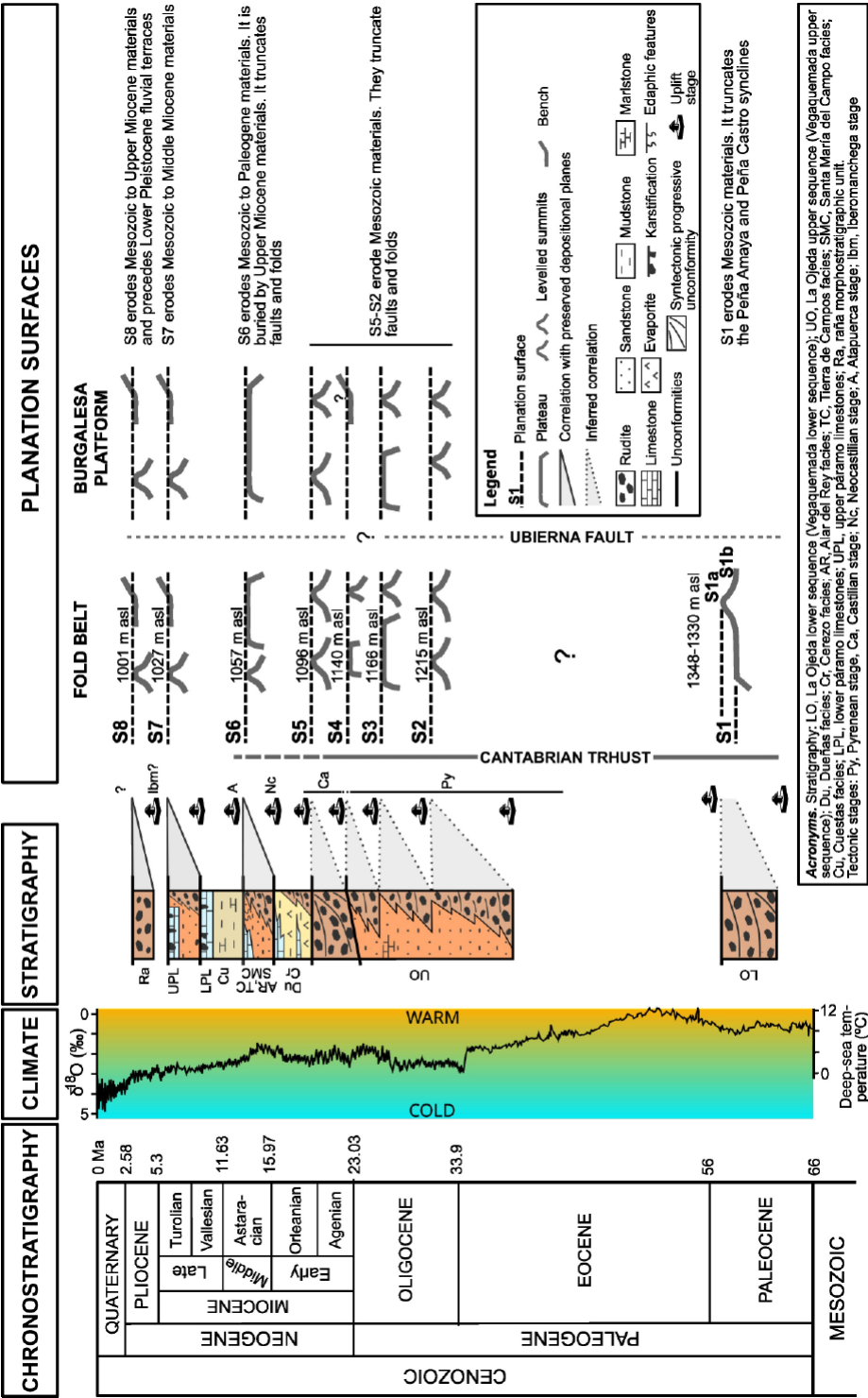


Figura 9. Tabla de correlación cronoestratigráfica de las superficies de erosión, las unidades sedimentarias y las etapas tectónicas principales, junto a la curva climática global para el Cenozoico (Zachos et al., 2001).

Figure 9. Chronostratigraphic correlation chart between planation surfaces, sedimentary units and uplift stages, together with the global climate curve for the Cenozoic (Zachos et al., 2001).

escasa preservación en los materiales mesozoicos y su hundimiento en la cuenca del Duero (Fig. 8B). S2 y S5 están representado, mayoritariamente, por cerros aislados nivelados, de carácter residual y escasa extensión que, en buena parte, están conservados principalmente al sur de la estructura principal de la falla de Ubierna (Fig. 6, 7 y 9). Por otro lado, S4 alcanza una mayor extensión en Peña Ulaña y La Lorilla, formando planos bien desarrollados que cortan a las estructuras tectónicas locales, pero su identificación al norte de la falla de Ubierna es limitada. La única superficie antigua que parece desarrollarse a ambos lados de la falla de Ubierna, correspondería al nivel S3, que estaría representado por las superficies de la Lora y la Lora Grande, al S, y por el plano del núcleo del sinclinal de Valdivia, al N (Fig. 7D). Aparentemente, S3 se desarrolla a alturas semejantes a ambos lados de la falla, con cotas medias de 1167 m snm en la Lora de Valdivia, y de 1166 m snm y 1169 m snm en la Lora Grande y La Lora, respectivamente, aunque sin representación en otras localizaciones que indiquen una relación más sólida. Como posibles deformaciones de S3 en este entorno, únicamente se observa una ligera curvatura de la superficie en los planos desarrollados en la Lora y Lora Grande (Fig. 7D), pero la escasa conservación de la superficie no permite aportar información sólida sobre los desplazamientos verticales u horizontales causados por la falla de Ubierna. Por otro lado, en este sector la falla de Ubierna fue caracterizada principalmente como un desgarre dextral WNW-ESE con diapirismo asociado (Pendás Fernández y Menéndez Casares, 1994; Pineda, 1997a y b; Tavani *et al.*, 2011; Carola *et al.*, 2015). Las superficies S2 y S3 podrían haberse desarrollado durante el enfriamiento registrado desde el Eoceno final al Oligoceno inicial, mientras que S4 y S5 podrían coincidir con el calentamiento iniciado en el Oligoceno final (Fig. 9; Zachos *et al.*, 2011).

En cualquier caso, los mencionados arrasamientos y secuencias deposicionales quedarían constreñidos en juventud por la relación morfoestratigráfica de la superficie de mayor extensión, S6, con el techo de los conglomerados y arcillas astarcienses de la formación Alar del Rey (PA6) (Fig. 9). El nivel marcado por la superficie S6 también parece desarrollarse en posiciones equivalentes a ambos lados de la falla de Ubierna (Fig. 7E). En este sentido, Benito-Calvo y Pérez-González (2007) cartografiaron esta superficie casi contigua y a nivel en ambos lados de la falla en el entorno de Montorio, al sur del Geoparque (Fig. 2B). Por otro lado, como ya se describió en esta región y sectores próximos de las sierras de Atapuerca y de la Demanda, los planos de conexión entre S6 y PA6 presentan inclinaciones significativas hacia la cuenca (Pineda, 1997a; Benito-Calvo y Pérez-González, 2007), que estarían asociadas a procesos de deformación por reactivación de estructuras tectónicas durante una fase ocurrida a finales del Mioceno medio, detectada en la sierra de Atapuerca (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007; Benito-Calvo *et al.*, 2008). En la zona de estudio esta deformación está presente a lo largo del frente cantábrico que forma el límite meridional del Geoparque. En todo este frente, la superficie S6 y su piedemonte correlativo PA6 presentan pendientes anómalas en torno a los 4-5° (Fig. 5 y 7C-F), que podrían indicar la reactivación del cabalgamiento cantábrico durante el Mioceno medio. La formación del nivel S6-PA6 coincidiría o estaría próxima a las condiciones cálidas del óptimo climático del Mioceno medio (Zachos *et al.*, 2001).

Tras el episodio de deformación del Mioceno medio, el nivel S6-PA6 quedó deformado y en las zonas deprimidas fue parcialmente fosilizado por la expansión de facies lacustres en la cuenca del Duero (facies Cuestas y calizas del páramo inferior, Fig. 9). Posteriormente, se desarrollan las superficies de erosión más recientes, S7 y S8. S7 estaría relacionada con

la secuencia de colmatación de la cuenca del Duero durante el Mioceno superior, mientras que la superficie S8 se habría desarrollado probablemente durante el Plioceno, asociada a los primeros vaciados exorreicos de la cuenca del Duero tras su captura. La superficie S7 muestra una suave inclinación hacia la depresión del Duero, que en la cuenca fue cuantificada con pendientes de 0,2% (Benito-Calvo y Pérez González, 2005), posiblemente o parcialmente inducidas por la fase Ibero-manchega (Fig. 9; Aguirre *et al.*, 1976; Pérez-González, 1982). La superficie S8, generada ya en ambiente exorreico, presenta pendientes mayores, cifradas entre el 0,4-1,7% (Benito-Calvo y Pérez González, 2005).

Posteriormente, el inicio de las primeras glaciaciones cuaternarias daría paso a la formación de las primeras terrazas cuaternarias (Karrampaglidis *et al.*, 2020). Durante el Cuaternario, la incisión de la red de drenaje del Duero se ha descrito en aparente quietud tectónica (Ramos *et al.*, 2021). Por otro lado, en el Alto Ebro se detectó una deceleración progresiva de la incisión desde el Pleistoceno inferior, que indica una atenuación progresiva de la ola de incisión (Benito-Calvo *et al.*, 2022). Esta deceleración también indicaría un contexto caracterizado por la ausencia de levantamientos neotectónicos significativos, durante la cual la red secundaria estaría aun adaptándose al nivel de base del curso principal.

7. Conclusiones

Los trabajos de cartografía han permitido describir las superficies de erosión conservadas en el Geoparque UNESCO Las Loras. Este territorio de media montaña situado en el enlace del pedimento centro-meridional de la cordillera Cantábrica con la cuenca del Duero se caracteriza por la presencia de relieves estructurales invertidos, donde destaca la elevada presencia de sinclinales arrasados y colgados, que regionalmente suelen deno-

minarse loras. Las parameras que culminan las loras se conservan principalmente sobre unidades del Cretácico superior, donde truncan los estratos y las estructuras tectónicas alpinas, representando las antiguas llanuras erosivas que componían el paisaje del Geoparque durante el Cenozoico.

Se han reconocido 8 superficies de erosión conservadas a distintas alturas y separadas por escarpes erosivos, que constituyen el producto avanzado de sendos ciclos de denudación y han podido ser relacionadas con la sedimentación de algunas de las unidades estratigráficas en la cuenca del Duero. De este modo, se ha identificado un arrasamiento antiguo, denominado como S1 (1330 m snm), cuya probable relación con el paleógeno basal conservado en la región de Ojeda indica que registró las primeras erosiones continentales debidas al levantamiento de la secuencia marina cretácica por el inicio de la compresión alpina, probablemente durante las condiciones cálidas del Paleoceno. Otras superficies de erosión más recientes, también post-mesozoicas y pre-neógenas, serían los arrasamientos S2 (1215 m snm), S3 (1166 m snm), S4 (1140 m snm) y S5 (1096 m snm), que habrían registrado, al menos, 4 fases de reactivación tectónica y dismantelamiento del relieve durante la compresión alpina principal, coincidiendo con el enfriamiento del Oligoceno inicial y la recuperación climática del Oligoceno final-Mioceno inferior. Estas superficies pudieron haberse formado desde el Eoceno hasta el Oligoceno-Mioceno inferior, en relación con el Paleógeno superior de La Ojeda, compuesto por potentes depósitos aluviales cíclicos depositados en las pequeñas cuencas de antepaís que definen las primeras fases de la cuenca del Duero. Por debajo, se sitúan los arrasamientos ya plenamente neógenos, como la superficie de erosión S6, donde destaca la excelente conservación de su conexión con los sediplanos conservados a techo de los abanicos aluviales astaracienses (formación Alar del Rey). S6 podría coincidir

parcialmente con las condiciones cálidas del óptimo climático del Mioceno medio y fue deformada por una fase tectónica al final del Mioceno medio, posiblemente por la reactivación del cabalgamiento cantábrico. Los niveles de arrasamiento más recientes, denominados como S7 y S8, forman superficies menores en el Geoparque, aunque también se han documentado sedimentos correlativos correspondientes a niveles de piedemonte siliciclásticos. S7 enrasa con depósitos siliciclásticos que podrían corresponder a la base detrítica del ciclo del páramo superior que colmata la cuenca del Duero, mientras que S8 se desarrolla en el mismo nivel de base que los aluviales finineógenos de tipo raña que registraron el primer evento exorreico en la cuenca del Duero, de posible edad pliocena y previo al desarrollo de las terrazas cuaternarias.

Agradecimientos

Este proyecto ha sido financiado por la Beca de Investigación 2022-2023 concedida por Galletas Gullón y la Asociación para la Reserva Geológica del Geoparque UNESCO Las Loras, y el proyecto de investigación PID2021-122355NB-C33 financiado por la Agencia Estatal de Investigación, Ministerio de Ciencia e Innovación ("ERDF A way of making Europe", Unión Europea). Para la realización del estudio se utilizaron los equipos dron DJI Mavic 3E RTK, GNSS Leica GS15 y GS18I y la licencia de ArcGIS disponibles en el Laboratorio de Cartografía Digital y Análisis 3D del Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana. Los autores agradecen las sugerencias del editor, un revisor anónimo y A. Daniel Ballesteros.

Bibliografía

Aguirre, E., Díaz-Molina, M., & Pérez González, A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta sur española. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario, 5, 7-29.

Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P., & Rodríguez, J. M. (2004). Cuenca del Duero. En J. A. Vera (Ed.), Geología de España (pp. 550-556). Sociedad Geológica de España, IGME.

Amato, A., & Cinque, A. (1999). Erosional land surfaces of the Campano-Lucano Apennines (S. Italy): Genesis, evolution, and tectonics implications. Tectonophysics, 315, 251-267. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00288-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00288-7)

Aragón, E., Gutiérrez Elorza, M., & Molina, E. (1982). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 164 (Saldaña). IGME.

Asociación Geocientífica de Burgos. (2013). Lugares de interés geológico en la provincia de Burgos. Patrimonio geológico y geodiversidad. Excmo. Diputación Provincial de Burgos.

Benito, A., & Pérez-González, A. (2005). Las superficies erosivas de los páramos en el sector NE de la Cuenca del Duero y sus implicaciones en la conexión Duero-Bureba. Boletín Geológico y Minero, 116, 351-360.

Benito Calvo, A. (2004). Análisis geomorfológico y reconstrucción de paleopaisajes neógenos y cuaternarios en la Sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón. Universidad Complutense de Madrid.

Benito Calvo, A., & Pérez-González, A. (2010). Las superficies de erosión neógenas en la zona de transición entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central (Guadalajara, España). Revista de la Sociedad Geológica de España, 23(3-4), 145-156.

Benito Calvo, A., Pérez-González, A., & Santonja, M. (1998). Evolución geomorfológica de la región del alto Henares en la Cordillera Ibérica Occidental. En A. Gómez Ortiz & F. Salvador Franch (Eds.), Investigaciones recientes de la Geomorfología española (pp. 347-356). SGE.

Benito-Calvo, A., Moreno, D., Fujioka, T., López, G. I., Martín-González, F., Martínez-Fernández, A., Hernando-Alonso, I., Karampaglidis, T., de Castro, J. M. B., & Gutiérrez, F. (2022). Towards the steady state? A long-term river incision deceleration pattern during pleistocene entrenchment (Upper Ebro River, Northern Spain). Global and Planetary Change, 103813. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103813>

- Benito-Calvo, A., & Pérez González, A. (2015). Geomorphology of the Sierra de Atapuerca and the Middle Arlanzón Valley (Burgos, Spain). *Journal of Maps*, 11(4), 535-544. <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.909339>
- Benito-Calvo, A., & Pérez-González, A. (2007). Erosion surfaces and Neogene landscape evolution in the NE Duero Basin (north-central Spain). *Geomorphology*, 88(3-4), 226-241. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.11.005>
- Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., & Parés, J. M. (2008). Quantitative reconstruction of Late Cenozoic landscapes: A case study in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(2), 196-208. <https://doi.org/10.1002/esp.1534>
- Bessin, P., Guillocheau, F., Robin, C., Schroëtter, J.-M., & Bauer, H. (2015). Planation surfaces of the Armorican Massif (western France): Denudation chronology of a Mesozoic land surface twice exhumed in response to relative crustal movements between Iberia and Eurasia. Patterns and rates of Cenozoic landscape change in orogenic and post-orogenic settings, 233, 75-91. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.026>
- Cabrera, R., Crespo, J. L., García, J. I., Mediavilla, B., & Armenteros, I. (1997). Mapa Geológico y Minero de Castilla y León, escala 1:400.000. Junta de Castilla y León. Sociedad de explotación e Investigación Minera de Castilla y León, S.A. (SIEMCALSA).
- Carola, E., Muñoz, J., & Roca, E. (2015). The transition from thick-skinned to thin-skinned tectonics in the Basque-Cantabrian Pyrenees: The Burgalesa Platform and surroundings. *International Journal of Earth Sciences*, 104. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1177-z>
- Carreras Suárez, F., & Ramírez del Pozo, J. (1979). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 135 (Sedano). IGME.
- Cartografía del IGME. (2024). Cartografía del IGME. <https://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/>
- Casas-Sainz, A. M., & Cortés-Gracia, A. L. (2002). Cenozoic landscape development within the Central Iberian Chain, Spain. *Geomorphology*, 44, 19-46. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00129-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00129-5)
- Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica. (2024). Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica. <https://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/index.jsp#:~:text=En%20el%20Centro%20de%20Descargas%20del%20CNIG%20puede>
- Colmenero, J. R., García-Ramos, J. C., Manjón, M., & Vargas, I. (1982). Evolución de la sedimentación terciaria en el borde N de la cuenca del Duero entre los valles del Torio y Pisuerga (León-Palencia). *Temas Geológico y Mineros*, 6, 171-181.
- Colmenero, J. R., Manjón, M., García-Ramos, J. C., & Vargas, I. (1982). Depósitos aluviales cíclicos en el Paleógeno del borde N de la cuenca del Duero (León-Palencia). *Temas Geológico y Mineros*, 6, 185-196.
- DeFelipe, I., Cruz, A., & Pereira, D. (2025). UNESCO Global Geoparks as useful sceneries to disseminate science and raise awareness of geological risks: The case of Las Loras Geopark (Spain). *International Union of Geological Sciences*, 48(1), 29-40. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2024/024012>
- Molina, E., Blanco, J. A., Pellitero, E., Cantano, M., & Jordan, J. (1985). Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en el sector Castellano-Extremeño. *Studia geologica salmanticensia*, 20, 115-126.
- ETOPO Global Relief Model. (2024). ETOPO Global Relief Model. National Centers for Environmental Information. <https://www.ncei.noaa.gov/products/etopo-global-relief-model#:~:text=The%20ETOPO%20Global%20Relief%20Model%20integrates%20topography,%20bathymetry>
- García Fernández, J. (1980). Introducción al estudio geomorfológico de las Loras (Universidad de Valladolid). Universidad de Valladolid.
- García Ramos, J. C., Vargas Alonso, I., Manjón Rubio, M., Colmenero Navarro, J. R., Gutiérrez Elorza, M., & Molina, E. (1982). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 132 (Guardo). IGME.
- Garzón, M. G., Pedraza, J. de, & Ubanell, A. G. (1982). Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (Sectores de Gredos y Guadarrama). *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, 76(2), 475-496.

Geoparque Las Loras. (2024). Geoparque Las Loras. <http://geoparquelasloras.es/#:~:text=Ent%C3%A9rate%20de%20todo%20lo%20que%20pasa%20en%20el>

Gladfelter, B. G. (1971). Meseta and Campiña landforms in Central Spain. The University of Chicago.

González Amuchastegui, M. J., & Serrano Cañas, E. (2014). Las tobos de la cuenca alta del Ebro. En J. A. González Martín & M. J. González Amuchastegui (Eds.), *Las tobos en España* (pp. 119-140). Sociedad Geomorfológica de España.

Gracia, F. J., Gutiérrez, M., & Leranoz, B. (1998). Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Revista Sociedad Geológica de España*, 1(1-2), 135-142.

Gracia, J. F., Nodal Martín, F., & Flores, J. (1990). Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero. *Geogaceta*, 7, 287-308.

Gutiérrez-Elorza, M., & Gracia, F. J. (1997). Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain). En M. Widdowson (Ed.), *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation* (Vol. 120, pp. 147-158). Geological Society Special Publication. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1997.120.01.10>

Hernaiz, P. P., López Olmedo, F., Cabra, P., Solé, J., Escuder, J., Valverde, P., Bea, F., & Gálvez, C. (2005). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 432 (Riaza). IGME.

Infraestructura de Datos Espaciales de Castilla y León. (2024). Infraestructura de Datos Espaciales de Castilla y León. <https://cartografia.jcyl.es/web/es/idecyl.html>

Rodríguez Vidal, J., Villalobos, M., Jorquera De Guindos, A., & Díaz del Olmo, F. (1988). Geomorfología del sector meridional de la cuenca del Guadiana. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1(1), 157-164.

Jones, D. K. C. (2004). Denudation chronology. En A. S. Goudie (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology* (pp. 244-248). Routledge.

Karampaglidis, T. (2015). La evolución geomorfológica de la cuenca de drenaje del río Lozoya [Ph.D. Thesis]. Universidad Complutense de Madrid, 337.

Karampaglidis, T., Benito-Calvo, A., & Pérez-González, A. (2014). Geomorphology of the Lozoya river drainage basin area (Community of Madrid, Spanish Central System). *Journal of Maps*, 1-12. <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.926103>

Karampaglidis, T., Benito-Calvo, A., Rodés, A., Braucher, R., Pérez-González, A., Pares, J., Stuart, F., Di Nicola, L., & Bourles, D. (2020). Pliocene endorheic-exorheic drainage transition of the Cenozoic Madrid Basin (Central Spain). *Global and Planetary Change*, 103295. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103295>

Kooi, H., & Beaumont, C. (1994). Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: Insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. *Journal of Geophysical Research*, 99(B6), 12191-12209. <https://doi.org/10.1029/94JB00047>

Lemartinel, B. (1997). Plan miocène et épandages siliceux (rañas) au pied des Monts Ibériques Occidentaux. *Géomorphologie: relief, processus, environnement.*, 3, 195-207. <https://doi.org/10.3406/morfo.1997.919>

López Olmedo, F., Enrile, A., & Cabra, P. (1997a). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 133 (Prádanos de Ojeda). IGME.

López Olmedo, F., Enrile, A., & Cabra, P. (1997b). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 165 (Herrera de Pisuerga). IGME.

Ma, Z., Li, X., Peng, T., Zhang, J., Dou, L., Yu, H., Liu, J., Ye, X., Feng, Z., Li, M., Guo, B., Song, C., Zhao, Z., & Li, J. (2020). Landscape evolution of the Dabanshan planation surface: Implications for the uplift of the eastern tip of the Qilian Mountains since the Late Miocene. *Geomorphology*, 356, 107091. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107091>

Martín-Duque, J. F., García, J. C., & Urquí, L. C. (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(1-2), 93-108. Scopus. <https://doi.org/10.1007/s12371-012-0056-2>

Martínez Arnáiz, M. (2015). Loras y Paramera de la Lora en Burgos. El incierto horizonte del desarrollo rural en un espacio de montaña media

en recesión demográfica (Ministerio de Agricultura).

Martín-González, F., Freudenthal, M., Heredia, N., Suárez, E., & Rodríguez-Fernández, L. (2014). Palaeontological age and correlations of the Tertiary deposits of the NW Iberian Peninsula: The tectonic evolution of a broken foreland basin. *Geological Journal*, 49, 15-27. <https://doi.org/10.1002/gj.2484>

Martín-González, F., & Heredia, N. (2011a). Complex tectonic and tectonostratigraphic evolution of an Alpine foreland basin: The western Duero Basin and the related Tertiary depressions of the NW Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 502, 75-89. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.03.002>

Martín-González, F., & Heredia, N. (2011b). Geometry, structures and evolution of the western termination of the Alpine-Pyrenean Orogen reliefs (NW Iberian Peninsula). *Journal of Iberian Geology*, 37, 103-120. https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2011.v37.n2.1

Martín-Serrano, A. (1988). Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. *Planteamientos antiguos y tendencias actuales. Boletín Geológico y Minero*, 99, 855-870.

Martín-Serrano, A. (1991). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4, 337-351.

Mediavilla, R. M., Dabrio, C. J., Martín-Serrano, A., & Santisteban, J. I. (1996). Lacustrine Neogene systems of the Duero Basin: Evolution and controls. En P. F. Friend & C. J. Dabrio (Eds.), *Tertiary basins of Spain: The stratigraphic record of crustal kinematics* (pp. 228-236). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511524851.032>

Merino-Tomé, O., Suárez Rodríguez, A., & Alonso Alonso, J. L. (2024). Mapa Geológico Digital continuo E. 1: 50.000, Zona Cantábrica (Zona-1000), GEODE [Map]. <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geodezona.aspx?Id=Z1000>

Migoñ, P. (2004). Planation surface. En A. S. Goudie (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology* (pp. 788-792). Routledge.

Molina, E., & Armenteros, I. (1986). Los arrasamientos Plioceno y Plio-pleistoceno en el sector suroriental de la Cuenca del Duero. *Studia Geologica Salmanticensia*, 22, 293-307.

Moreno Peña, J. L. (2019). El paisaje morfoestructural de Las Loras (Burgos). <http://hdl.handle.net/10259/6564>

Morin, J., Jolivet, M., Barrier, L., Laborde, A., Li, H., & Dauteuil, O. (2019). Planation surfaces of the Tian Shan Range (Central Asia): Insight on several 100 million years of topographic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 177, 52-65. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.03.011>

Mudelsee, M., Bickert, T., Lear, C. H., & Lohmann, G. (2014). Cenozoic climate changes: A review based on time series analysis of marine benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 333-374. <https://doi.org/10.1002/2013RG000440>

Olivé, A., Ramírez, J. I., Ortega, L. I., Hernández, A., & Alvaro, M. (1990). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 201 (Belorado). IGME.

Ortega, L. I., & Cuesta, J. (2008). Peña Amaya y Peña Ulaña. Paisajes geológicos (Tríptico de la Asociación Geocientífica de Burgos). Asociación Geocientífica de Burgos.

Pedraza Gilsanz, J. de (1978). Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama [Ph.D. Thesis]. Universidad Complutense de Madrid.

Pendás Fernández, F., & Menéndez Casares, E. (1994). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 134 (Polientes). IGME.

Peña, J. L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M. J., Lozano, M. V., Rodríguez, J., Sánchez, M., Simón, J. L., Soriano, M. A., & Yetano, L. M. (1984). Geomorfología de la provincia de Teruel. Instituto de Estudios Turolenses, CSIC.

Pérez, B., Amezua, L., Miguel, I., & Morales, J. (2001). La fauna del yacimiento turolense de Tariago de Cerrato (Palencia, Castilla-León). *Revista Española de Paleontología*, nº extraordinario, 133-135. <https://doi.org/10.7203/sjp.16.3.21623>

Pérez-González, A. (1982). Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo. Ediciones de la Universidad Complutense.

En prensa

In press

- Pérez-González, A., Martín-Serrano, A., & Pol, C. (1994). Depresión del Duero. En M. Gutiérrez Elorza (Ed.), *Geomorfología de España* (pp. 351-388). Rueda.
- Perucha, M. A., Medialdea, A., Mediato, J. F., & Salazar, A. (2015). Contribución al conocimiento de la cronología de los depósitos de terraza de los ríos Ebro e Híjar en la zona de Reinosa (Cantabria). En XIV Reunión Nacional de Cuaternario. Una visión global del Cuaternario, El hombre como condicionante de procesos geológicos (pp. 20-23).
- Picart, C., Dauteuil, O., Pickford, M., & Owono, F. M. (2020). Cenozoic deformation of the South African plateau, Namibia: Insights from planation surfaces. *Geomorphology*, 350, 106922. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106922>
- Pineda, A. (1996). El enlace y la paleogeografía neógena entre las Cuencas del Duero y del Ebro en la Bureba (Burgos). *Boletín Geológico y Minero*, 107, 14-28.
- Pineda, A. (1997a). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 166 (Villadiego). IGME.
- Pineda, A. (1997b). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 167 (Montorio). IGME.
- Pineda, A., & Arce, J. M. (1997). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 200 (Burgos). IGME.
- Ramírez del Pozo, J., del Olmo Zarmora, P., Aguilar Tomás, M. J., Portero García, J. M., Olivé Davó, A., Martín Alafont, J. M., & Carrera Suárez, F. (1978). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 108 (Las Rozas). IGME.
- Ramos, A., Mediato, J.F., Pérez-López, Raúl, & Rodríguez-Pascua, M. A. (2021). Miocene to present-day tectonic control on the relief of the Duero and Ebro basins confluence (North Iberia). *Journal of Maps*, 17(2), 289-299. <https://doi.org/10.1080/17445647.2020.1869111>
- Rodríguez Fernández, L. R., Bellido, F., Díez Montes, A., Gallastegui, G., González Glavijo, E., López Olmedo, F., Marín, C., Martín Parra, L. M., Martín Serrano, A., & Matas, J. (2015). Mapa Geológico de España [Map]. Ministerio de Educación y Ciencia, IGME, SGE.
- Rodríguez García, J. A. (2008). Geomorfología de un sector de la Cuenca de Almazán (Soria): Procesos de erosión de suelos y planteamiento de escenarios ante el cambio climático [Tesis Doctoral]. Universidad Complutense.
- Santisteban, J. I., Alcalá, L., Mediavilla, R. M., Alberdi, M. T., Luque, L., Mazo, A., Miguel, I., Morales, J., & Pérez, B. (1997). El yacimiento de Tariago de Cerrato: El inicio de la red fluvial actual en el sector central de la Cuenca del Duero. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22, 431-446.
- Santisteban, J. I., Mediavilla, R., Martín-Serrano, A., & Dabrio, C. J. (1996). The Duero Basin: A general overview. En P. F. Friend & C. J. Dabrio (Eds.), *Tertiary basins of Spain: The stratigraphic record of crustal kinematics* (pp. 183-187). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511524851.027>
- Schwendner, J. (1937). La región montañosa central de la meseta española. Resumen de la obra: *Zur Morphologie des Zentral-spanischen Hochlandes*. *Geographische Abhandlungen*. *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural*, 41, 121-147.
- Solé, L. (1952). España, Geografía física. En M. Terrán (Ed.), *Geografía de España y Portugal* (Vol. 1, pp. 166-217). Montaner y Simón.
- Soria-Jáuregui, A., González-Amuchastegui, M. J., Serrano-Cañadas, E., Edeso-Fito, J. M., Lope-tegi-Galarra, A., Duval, M., & Parés, J. M. (2019). Las terrazas fluviales cuaternarias en el alto Ebro (Incinillas-Conchas de Haro). XV Reunión Nacional Cuaternario, 361-364.
- Tavani, S., Quintà, A., & Granado, P. (2011). Cenozoic right-lateral wrench tectonics in the Western Pyrenees (Spain): The Ubierna Fault System. *Tectonophysics*, 509(3-4), 238-253. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.013>
- Teixell, A., Labaume, P., Ayarza, P., Espurt, N., de Saint Blanquat, M., & Lagabrie, Y. (2018). Crustal structure and evolution of the Pyrenean-Cantabrian belt: A review and new interpretations from recent concepts and data. *Tectonophysics*, 724-725, 146-170. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.009>
- Terradillos-Bernal, M., Demuro, M., Arnold, L. J., Jordá-Pardo, J. F., Clemente-Conte, I., Benito-Calvo, A., & Díez Fernández-Lomana, J. C. (2023). San Quirce (Palencia, Spain): New chronologies for the Lower to Middle Palaeo-

lithic transition of south-west Europe. *Journal of Quaternary Science*, 38(1), 21-37. Scopus. <https://doi.org/10.1002/jqs.3460>

Wagner, R. H., Ambrose, T., Martínez García, E., Carballeira, J., & López Rico, J. (1984). Mapa Geológico de España, E 1:50.000, Hoja nº 107 (Barruelo de Santullán). IGME.

Xiong, J., Li, Y., Zhong, Y., Si, S., Lei, J., Xin, W., Hu, X., & Yao, Y. (2017). Paleomagnetic age of the Tangxian planation surface, northwestern Zhongtiao Shan of the Shanxi Graben System, North China. *Geomorphology*, 283, 17-31. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.01.020>

Zachos, J. C., MO, P., Sloan, L. C., Thomas, E., & Billups, K. (2001). Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science (New York, N.Y.)*, 292, 686-693. <https://doi.org/10.1126/science.1059412>

Zazo, C., Goy, J. L., & Hoyos, M. (1987). Contexto geológico y geomorfológico. En E. Aguirre, E. Carbonell, & J. M. Bermúdez de Castro (Eds.), *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca* (pp. 41-46). Junta de Castilla y León.

Recibido el 9 de octubre de 2024

Aceptado el 4 de abril de 2025

En prensa

In press

En prensa

In press