

Aportaciones a la interpretación de los sedimentos del tránsito Cretácico Superior-Paleoceno en la ciudad de Zamora, suroeste de la cuenca del Duero

J. Delgado Iglesias⁽¹⁾ y G. Alonso Gavilán⁽²⁾

(1) Dpto Física Materia Condensada, Cristalografía y Mineralogía. Univ. Valladolid. Plaza Colmenares, 1, 40001 Segovia.
jdelgado@fmc.uva.es

(2) Dpto de Geología, Univ. Salamanca. Facultad de Ciencias, Plaza de la Merced, s/n 37008 Salamanca.
gavilan@usal.es

RESUMEN

El estudio se centra en los materiales silicificados existentes al oeste y suroeste de la Cuenca del Duero, concretamente en la ciudad de Zamora y alrededores. El objeto del trabajo es aportar más datos en relación a estos materiales para determinar con mayor detalle sus características sedimentológicas estableciendo la dinámica y factores que condicionaron la evolución sedimentaria de los sistemas fluviales en el tránsito Cretácico superior-Paleoceno en el borde oeste y suroeste de la Cuenca del Duero. Los sedimentos estudiados se incluyen en la Formación Salamanca y están distribuidos en tres tramos correspondientes a sistemas fluviales que varían a lo largo del tiempo como respuesta, principalmente, a factores alocíclicos. La sedimentación del tramo inferior se desarrolló en una red fluvial trenzada que discurría hacia el sureste y presentaba fluctuaciones en el caudal facultando la incipiente colonización de los materiales de la llanura de inundación. La sedimentación del tramo medio estaba representada por canales aislados que surcaban las llanuras de inundación, en las que había profusión de paleosuelos. El tramo superior representa un sistema fluvial de baja sinuosidad formado por un conjunto de canales entrecruzados configurando una canalización múltiple. Los factores alocíclicos que condicionaron la sedimentación fueron el clima, la variación del nivel de base, el desmantelamiento del área madre y la tectónica. Ésta última fue poco activa, siendo la variación del nivel de base el factor más importante en la evolución de la Formación.

Palabras clave: Cretácico superior-Paleoceno, Cuenca del Duero, España, estratigrafía, Sedimentología, Zamora

Contributions to the interpretation of the transition Early Cretaceous-Paleocene sediments in the Zamora city, southwest of the Duero Basin

ABSTRACT

The silicified sediments was studied to the west and southwest of the Duero Basin, concretely those that appear in the city of Zamora and surroundings. The aim of this work is to specify with more detail the sedimentological characteristic and sedimentary dynamics and evolution of the fluvial systems during the Early Cretaceous-Paleocene in the west border of the Duero Basin. The sediments studied are included in the Formation Salamanca and they are distributed mainly in three tracts corresponding to fluvial systems that vary along the time. The sedimentation of the inferior tract was developed in a braided fluvial. The middle tract was represented by isolated channels that furrowed the flood plains, where there was great edaphic activity. The superior tract represents a fluvial system of low sinuosity formed by a group of intertwined channels configuring a multiple canalization or a multihistoriated channel. The alocyclic factors that conditioned the sedimentation and the sedimentary evolution have been the climate, the base level, the dismantlement of the area mother and the tectonic. This last it was not very active, being the base level variation the most important factor in the evolution of the Formation.

Key words: Duero Basin, Early Cretaceous-Paleocene, Sedimentology, Spain, stratigraphy, Zamora

Introducción

En el ángulo suroeste de la Comunidad Autónoma de Castilla y León, provincias de Zamora y Salamanca, la cuenca terciaria del Duero está rodeada por importantes relieves montañosos de gran heterogeneidad litológica que constituyen parte de sus bordes oeste y

sur. Estos bordes están formados, en líneas generales, por gneiss, pizarras, esquistos y cuarcitas precámbricas y paleozoicas y granitos y granodioritas, pertenecientes todos ellos al Macizo Ibérico Varisco (Pérez Estaún *et al.*, 2004). En gran parte de estos bordes de la Cuenca del Duero, el zócalo tiene impreso un perfil de alteración que puede llegar a tener hasta

30 m de espesor y cuyo origen parece deberse a una intensa alteración climática laterítica durante el Mesozoico bajo un clima de tipo tropical húmedo (intertropical) (Jiménez, 1972; Molina y Blanco, 1980; Alonso Gavilán, 1981; Blanco, 1991).

El final del Mesozoico está marcado por el inicio de una etapa compresiva que en el Macizo Ibérico se refleja en una tensión de dirección N-S, como consecuencia del choque entre las placas africana e ibérica y ésta con la placa Eurasiática (Uchupi, 1988). Tiene lugar un basculamiento hacia el E de los relieves hercínicos occidentales de la actual Cuenca del Duero que pudo ser una causa no sólo de la reactivación de las áreas madres, sino de la retirada del mar hacia el NE (Alonso Gavilán, 1989; Molina *et al.* 1989, Delgado, 2002), estableciendo un carácter regresivo.

En este ámbito, el relieve recién formado se erosionó, denudando el manto de alteración que presenta el zócalo y comenzando la sedimentación terciaria o finicretácica (Alonso Gavilán, 1981; Corrochano, 1977; Alonso Gavilán *et al.*, 1983; Martín-Serrano, 1988).

El relleno de la depresión del Duero, en su parte oeste y suroeste, son materiales paleógenos y finicretácicos apoyados en discordancia sobre el zócalo y están formados, en mayor medida, por litologías conglomeráticas, arenosas y arcillosas y, en menor medida, carbonáticas. Los más antiguos en esta parte de la Cuenca del Duero están representados por la Formación Areniscas de Salamanca (Jiménez *et al.*, 1983; Alonso Gavilán *et al.*, 2004) extendiéndose hasta la provincia de Zamora. La sedimentación de la Formación Areniscas de Salamanca se relaciona con sistemas fluviales trenzados y anastomosados desarrollados bajo condiciones climáticas de tipo sabana (Jiménez, 1974; Corrochano, 1982; Martín-Serrano, 1988, Alonso Gavilán *et al.*, 2004).

En un intento de establecer grandes ciclos sedimentarios en la Cuenca del Duero, separados por discontinuidades, Armenteros *et al.* (2002) incluyen la Formación Areniscas de Salamanca en el *Stage 1*, siendo éste el primero de los siete que identifican en la evolución litoestratigráfica y paleogeográfica de la sedimentación de los materiales de relleno de la Cuenca del Duero. De igual manera, Alonso Gavilán *et al.* (2004) la incluyen en la secuencia finicretácica-paleocena, siendo ésta la más antigua de las secuencias estratigráficas en las que dividen el registro sedimentario de la Cuenca del Duero.

Metodología

El trabajo se centra en algunos de los materiales sili-

cificados existentes en el suroeste de la Cuenca terciaria del Duero, concretamente los que afloran en la ciudad de Zamora y alrededores (Fig. 1), aunque el estudio se complementa con datos procedentes de materiales similares existentes en las cercanías de la ciudad de Salamanca.

El objeto del trabajo es aportar más datos a los ya existentes en relación a estos materiales para determinar con mayor detalle sus características sedimentológicas y su dinámica sedimentaria, estableciendo la evolución sedimentaria en el tránsito Cretácico-Paleoceno y los factores que la condicionaron. Para ello se tendrán en cuenta los datos cartográficos, estratigráficos, petrológicos, sedimentológicos y mineralógicos que se han obtenido en la exploración y estudio de estos sedimentos en el área de estudio.

Se realizaron 7 columnas estratigráficas, 5 de las cuales se encuentran en las cercanías de la ciudad de Zamora y 2 en Montamarta, situada a 16 km al norte de Zamora por la carretera N-630 en dirección a León. Fueron muestreadas cuatro columnas estratigráficas para su estudio mineralógico. Se determinaron las facies y se realizaron esquemas sedimentológicos y fotocomposición para la interpretación tridimensional de 4 afloramientos siguiendo las técnicas de Allen (1983) y Miall (2000). La descripción e interpretación de las facies simples se basó en las definidas por Miall (1978) y Rust (1978) y en las adaptaciones de éstas realizadas por Luttrell (1993) y Walker (1984). Una facies señalada entre paréntesis en una asociación de facies significa que no es dominante. El conjunto de facies descritas se encuentran en la tabla I.

Los datos mineralógicos se han llevado a cabo mediante difracción de rayos X a través del estudio de roca total y del correspondiente agregado orientado siguiendo las técnicas de Brown y Brindley (1980).

Se describen los materiales estudiados siguiendo las pautas recogidas en la Guía Estratigráfica Internacional (GEI, 1980) para la definición de unidades litoestratigráficas. Se emplea el término *secuencia tipo* como la secuencia elemental, generalmente de potencia métrica, que caracteriza a la Unidad Litoestratigráfica o a tramos de ésta, repitiéndose tanto vertical como lateralmente.

Resultados

Estratigrafía

El conjunto de los materiales estudiados en Zamora son rocas y sedimentos que en Salamanca fueron definidos como Formación Areniscas de Salamanca (Jiménez *et al.*, 1983; Alonso Gavilán *et al.*, 2004)

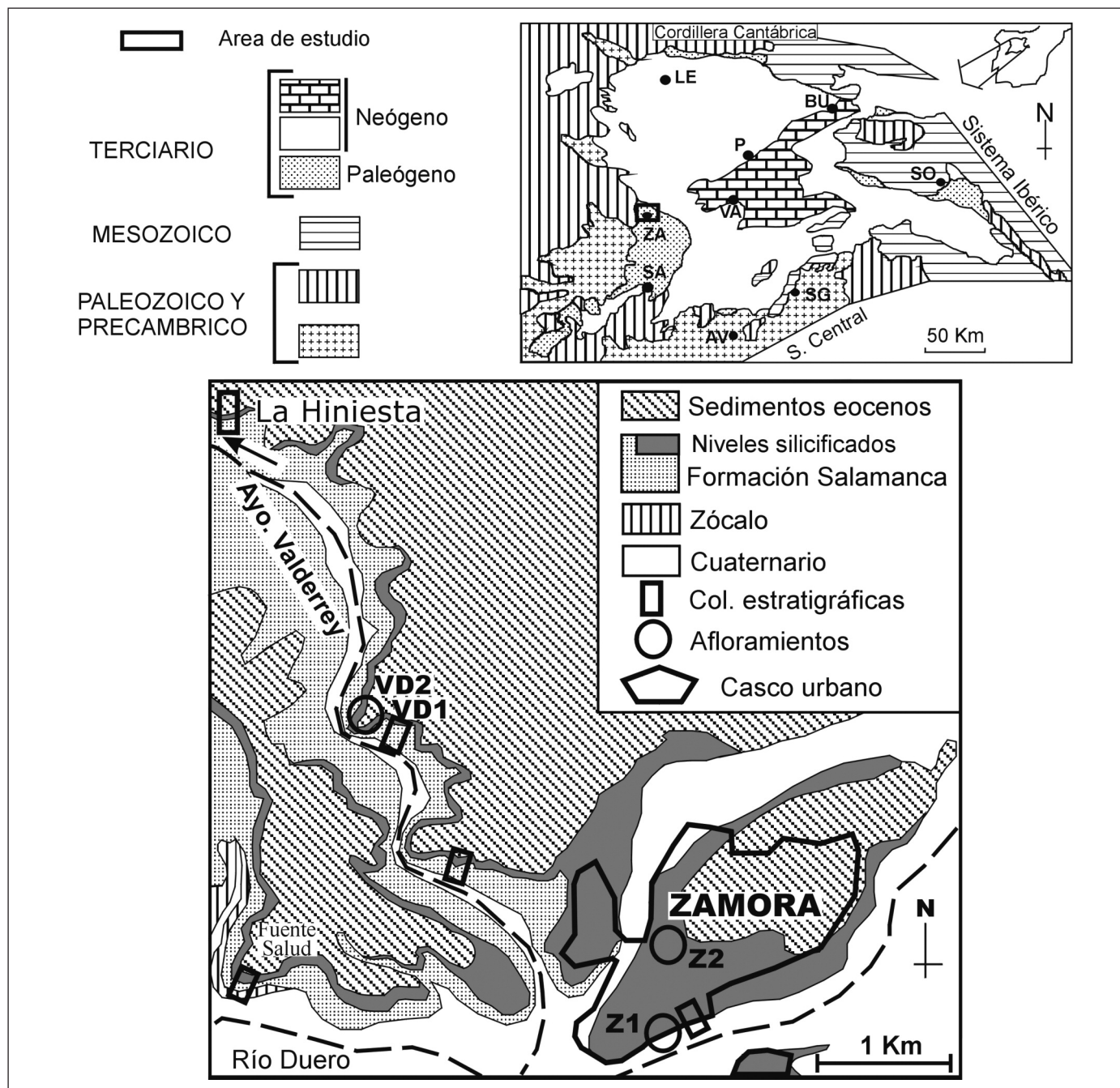


Figura 1: Situación del área de estudio y de los afloramientos estudiados en detalle.
Figure 1: Situation of the study area and the outcrops studied in detail.

adoptando, en este trabajo, la denominación simplificada de Formación Salamanca (Delgado y Alonso Gavilán, 2003).

La Formación Salamanca aparece en los alrededores y proximidades de la ciudad de Zamora en los escarpes y resaltes generados por el río Duero, sirviendo de cimentación a las murallas y al casco anti-

guo de esta ciudad. De manera especial, presenta buenas condiciones de afloramiento en el valle del arroyo Valderrey y bosque de Valorio.

Se apoya discordante sobre el zócalo hercínico fosilizando un paleorrelieve. Superiormente está limitada por una discordancia con la unidad eocena suprayacente.

FACIES	DESCRIPCIÓN	INTERPRETACIÓN
ORIGEN SINSEDIMENTARIO		
Gm	Conglomerados y gravas masivas. Matriz arenosa. Puede tener imbricación o lineación de clastos	Originada por migración de mesoformas sin cara de avalancha con alta energía de flujo y mucha carga de sedimento. Asimilables a mantos de gravas
Gp	Conglomerados y gravas con estratificación cruzada planar. Suele presentar alto buzamiento de las caras de avalancha. Escasa matriz	Constituye las mesoformas de cresta recta y con cara de avalancha plana y sin surcos aguas abajo
Gt	Conglomerados y gravas con estratificación cruzada curva	Se interpreta como migración y superposición de dunas de gravas en corrientes de alta energía
Sm	Areniscas y arenas masivas	Se origina en corrientes arenosas con gran carga de sedimento, alta energía de flujo y rápida sedimentación por frenado brusco de la corriente
St	Areniscas con estratificación cruzada curva	Interpretado como migración de dunas arenosas
Sr	Areniscas de grano medio-fino con laminación cruzada curva	Atribuido a corrientes de bajo régimen de flujo en las que se forman y migran <i>ripples</i>
Lm	Limolitas. Pueden presentar clastos aislados	Moderada energía de sedimentación
Fl	Arcillas y limos laminados y localmente con laminación cruzada	Sedimentación dominada por decantación. Esporádicamente tienen lugar episodios tractivos originando <i>ripples</i> aislados
Fm	Arcillas masivas y fangos	Originadas por decantación

Tabla 1: Descripción de las facies identificadas
Table 1: Description of the identified facies

Litológicamente, la Formación Salamanca en Zamora está compuesta por conglomerados, areniscas y fangos, ordenados en secuencias elementales granodecrecientes configurando entre todas ellas una potencia total de 44 m. Se puede hacer una división de la Formación en tres tramos (inferior, medio y superior), según su secuencialidad y sus características litológicas (Fig. 2 A):

El tramo inferior de la Formación tiene 13 m de espesor y está constituido por conglomerados, gravas, areniscas y fangos. Los conglomerados y gravas son de color rojo o violáceo, alternando con colores amarillentos, poseen matriz arenosa, potencia métrica y gran continuidad lateral, definiendo cuerpos tabulares. Los clastos son subangulosos y presentan pobre clasificación. Puede haber niveles irregulares de fangos blanquecinos intercalados en las gravas. La cementación por óxidos de hierro es frecuente, sobre todo en las granulometrías más gruesas. Las areniscas están localmente afectadas por intensa bioturbación. Los fangos son de color rojo-blanquecino y presentan rasgos hidromórficos. Los conglomerados y areniscas pueden tener lineaciones de clastos y estratificación cruzada curva indicando dirección de aporte

hacia el SE. La secuencia tipo tiene una potencia aproximada de 3 m donde las gravas forman cuerpos de gran extensión lateral y la potencia de los fangos es inferior a 1 m. La asociación de facies es Gm-(Gp)-Gt-St-Fm.

El tramo medio de la Formación está constituido por 21 m de conglomerados, gravas, areniscas y fangos. La secuencia tipo tiene una potencia de 4 m cuya asociación de facies es Gm-Gt-Sm-(St)-Fm donde las gravas tienen menos de 0,5 m de espesor, las areniscas 1 m y los fangos 2,5 m. Los conglomerados y gravas son blanco-amarillentos y tienen abundante matriz arenosa, aunque son clastosoportados. Las areniscas son blancas y amarillentas con abundante matriz arcillosa. Los fangos se presentan con geometrías tabulares y de gran extensión lateral, con abundantes rasgos hidromórficos. Tienen una coloración blanca con moteados rojizos y amarillentos, a veces muy intensos y con morfologías prismáticas verticales. Hay una cementación silícea que afecta a todas las litologías. En menor medida, existe cementación por óxidos e hidróxidos de hierro. Las paleocorrientes indican dirección de aporte hacia el SE.

El tramo superior de la Formación Salamanca

tiene 10 m de potencia, estando constituido por conglomerados y gravas con matriz arenosa alternando con niveles de fangos de escasa potencia. Los clastos son redondeados y, ocasionalmente, hay cantos blandos decimétricos y fuertemente cementados por sílice. Las paleocorrientes indican un sentido de la corriente hacia el SE. El tramo se ordena en secuencias truncadas y amalgamadas de 1,5 m de potencia donde la asociación de facies es Gp-Gm-Gt-(Fl)-(Fm). La superposición de estas secuencias tipo constituye un banco conglomerático muy cementado por sílice con geometrías planocóncavas muy cercanas a canaliformes. La potencia del tramo disminuye hacia el oeste. Morfológicamente, la acusada silicificación y la gran continuidad lateral del tramo superior han facultado una gran resistencia a la erosión, actuando como plataformas que protegen a los sedimentos infrayacentes. Se presenta como un estrato tabular en torno a 690 m de altitud, constituyendo el elemento morfológico que marca los relieves terciarios en los alrededores de Zamora.

El techo de la Formación Salamanca desciende desde una cota topográfica de 700 m en el O, en la Fuente de la Salud, hasta 650 m en Cubillos, al NE, desapareciendo bajo sedimentos más modernos. Está afectada por un conjunto de fallas, sobre todo las de dirección N45, N135 y N-S, definiendo un rejuego de bloques basculados hacia el NE.

La determinación de la cronología se basa en datación absoluta mediante el método de K/Ar en alunita realizada en el techo de la Formación, al S del área de estudio, arrojando una edad entre 57 y 67 m.a. (Maastrichtiense-Selandiense) (Blanco *et al.*, 1982; Alonso Gavilán *et al.*, 2004).

Estudio sedimentológico de los afloramientos

Se interpretan los esquemas sedimentológicos realizados en los diferentes afloramientos de la Formación Salamanca a través de su estudio tridimensional y del análisis de facies. Se han elegido 4 como representativos debido a sus excepcionales condiciones de exposición.

Afloramiento de Ermita de Valderrey (VD-1): El afloramiento se localiza a 2 Km de Zamora en el desmonte de la carretera en dirección a La Hiniesta (Fig. 1). Se integra en el tramo inferior de la Formación Salamanca. Las dimensiones del afloramiento son 12 m de longitud y 2,5 m de potencia, presentando una dirección de afloramiento N155 (Fig. 3).

Los sedimentos están formados por microconglomerados y gravas, constituyendo una carga mixta en la que cada tamaño de grano migraba de diferente

manera. Se diferencian dos episodios (inferior y superior) separados por una superficie erosiva bien definida.

El episodio inferior está compuesto por facies Gp y Gt, que representan una actividad alternante de *megaripples* conglomeráticos y *sand waves* microconglomeráticas quedando marcadas gran número de superficies de reactivación. Teniendo en cuenta la elevada inclinación de las láminas del *foreset* y su escasa longitud, la sedimentación debía de ser rápida y con poca profundidad de agua por encima de las mesoformas. No obstante, la longitud de la lámina del *foreset* no ofrece en este sentido un criterio fiable dado que puede haber sido erosionada por otros *megaripples*.

El episodio superior está constituido por facies Gp con escasa inclinación de la lámina del *foreset*. La sedimentación se llevó a cabo mediante la progradación de una mesoforma de cresta recta sobre las mesoformas infrayacentes del episodio inferior, llegando a erosionarlas, dejando bien marcada una superficie erosiva. La mayor extensión de las láminas del *foreset* y la menor inclinación respecto a las del episodio inferior, podrían indicar que la energía de flujo y la profundidad era mayor (considerando las relaciones entre estos parámetros citadas por Smith, 1970), aunque debido al carácter bidimensional del afloramiento, no puede confirmarse esta idea, ni determinar si las variaciones en el buzamiento de la lámina del *foreset* fueron debidas, también, a cambios en la dirección de corriente.

Las medidas de paleocorrientes indican aportes hacia el SE, al igual que las realizadas en las superficies de acreción. Considerando estas direcciones, y la del afloramiento, se puede decir que se trata de una sección aproximadamente longitudinal a la dirección de la corriente donde la migración se realizaba en el mismo sentido que la corriente.

El afloramiento, en conjunto, forma parte de una *barra*, asemejándose, parcialmente, a lo que Smith (1974) definió como *Unit bar*.

Afloramiento de Valderrey (VD-2): El afloramiento se encuentra 16 m por encima del afloramiento de Ermita de Valderrey, con situación geográfica similar (Fig. 1). Se presenta como un corte escalonado de 26 m de longitud, 3 m de potencia y 2,5 m de ancho (Fig. 4). Las direcciones de afloramiento son N-S y E-O. Pertenece al tramo superior de la Formación Salamanca. Está compuesto por facies Gt, Fl y, en menor medida, Gp y Fm. Tiene matriz arenosa y una gran cementación silícea. Presenta lineaciones de cantos blandos.

El afloramiento representa el apilamiento y crecimiento de mesoformas, iniciándose la sedimentación

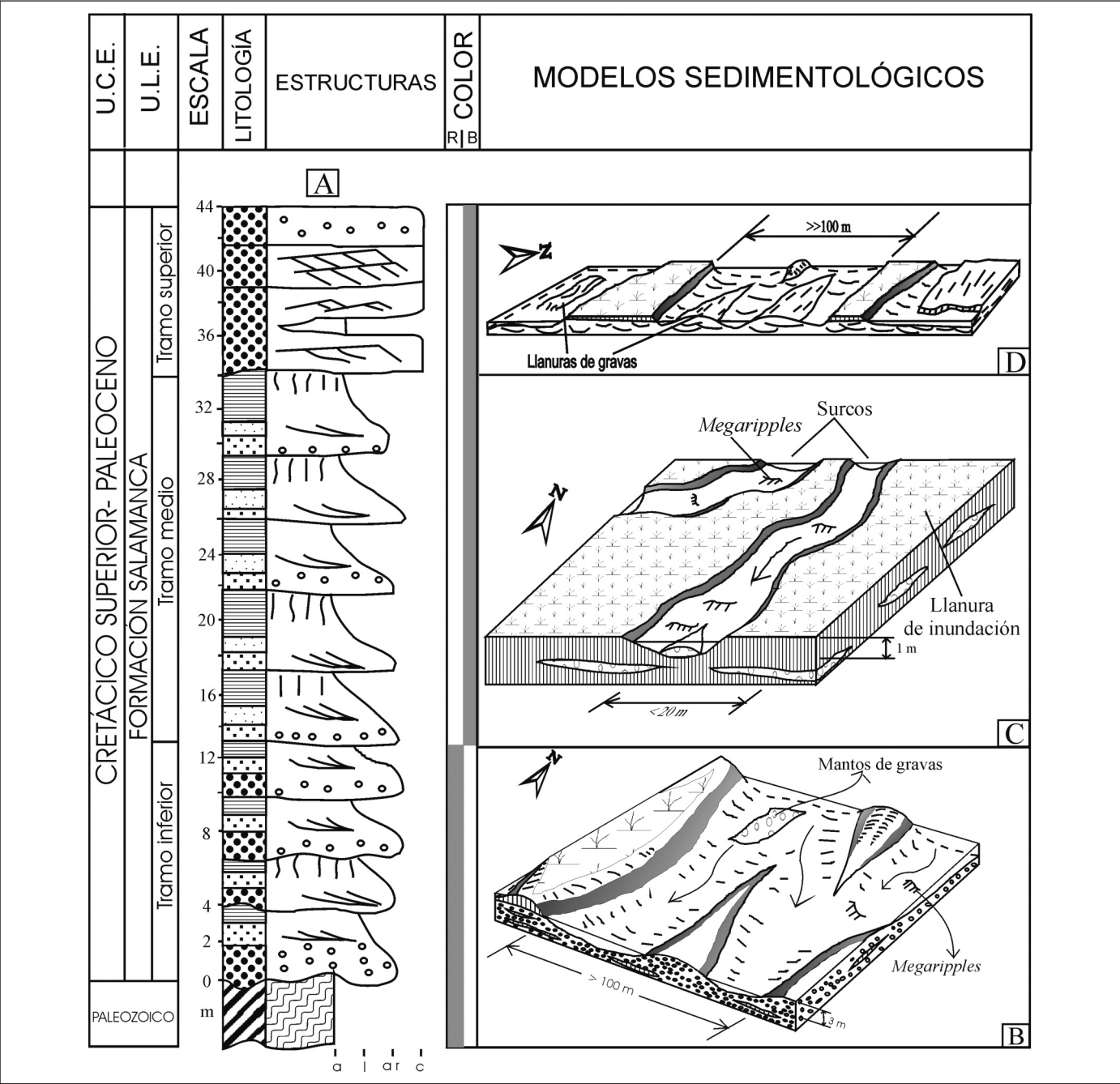


Figura 2: Columna estratigráfica general de la Formación Salamanca (A) y modelos sedimentológicos propuestos para cada tramo (B: Tramo inferior, C: Tramo medio, D: Tramo superior).
Figure 2: General section of the Formation Salamanca (A) and sedimentological model proposed in each tract (B: Lower tract, C: Medium tract, D: Early tract).

con el desarrollo de *megaripples* y *ripples* que migran por encima de aquéllos.

Sobre esas mesoformas prograda un nuevo tren de mesoformas trepando sobre ellas o erosinándolas, configurando un apilamiento de *megaripples* que

evoluciona lateralmente a *sand waves* dando un carácter amalgamado al afloramiento. La abundancia de superficies de reactivación y el carácter amalgamado hace pensar en una elevada velocidad de sedimentación (dominando la acreción lateral frente a la

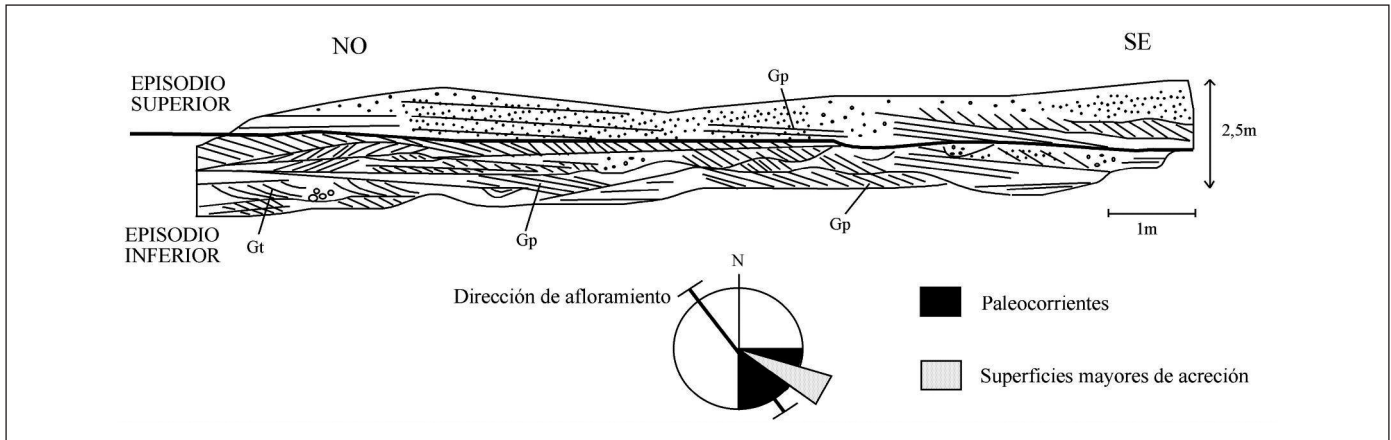


Figura 3: Episodios en los que se divide el afloramiento de Ermita de Valderrey (VD-1).
Figure 3: Episodes in those the outcrop Ermita de Valderrey is divided (VD-1).

vertical), lo que sugiere una elevada velocidad de la corriente y una gran carga de sedimento transportado. Al final del episodio, las mesoformas son fosilizadas por mantos de gravas. La corriente discurría hacia el S, mientras que la migración de mesoformas se realizaba hacia el SSE estando, por lo tanto, ligeramente desviado el crecimiento de las mesoformas respecto a la dirección de la corriente. Las secciones N-S del afloramiento son cortes longitudinales de las mesoformas, mientras que las secciones E-O son cortes transversales.

Afloramiento de la Muralla (Z-1): El afloramiento de la Muralla se localiza en Zamora entre el puente de Piedra y la puerta del Obispo (Fig. 1). La parte superior se correlaciona con el afloramiento de Valderrey (VD-2).

Tiene una longitud aproximada de 140 m, una potencia de 10 m y dirección de afloramiento N90 (Fig. 5). Es representativo del extenso escarpe sobre el que se apoya el casco histórico de la ciudad de Zamora.

La base del afloramiento pertenece al tramo

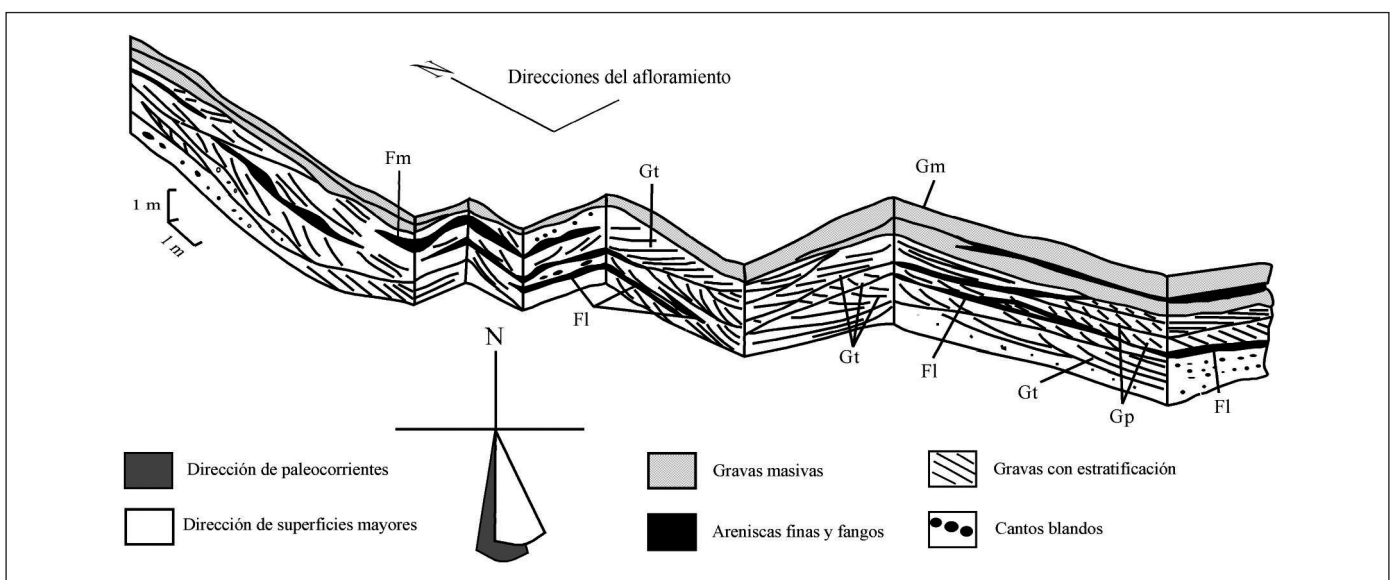


Figura 4: Afloramiento de Valderrey (VD-2).
Figure 4: Outcrop Valderrey (VD-2).

medio de la Formación Salamanca y está formada por 4 m de fangos con gran extensión lateral, bioturbados y cementados por sílice. Son comunes las coloraciones verticales rojas y violáceas con formas columnares y zonaciones rojizas con límites difusos en matriz arcillosa amarillenta. Estos fangos se interpretan como paleosuelos silicimorfos. Tienen intercalado un cuerpo de gran extensión lateral de gravas masivas con geometría irregular y 1 m de potencia.

Sobre los paleosuelos silicificados se sitúa un estrato de 6 m de potencia, muy cementado por sílice y constituido por conglomerados, gravas masivas y microconglomerados con estratificación cruzada curva, perteneciente al tramo superior de la Formación Salamanca. El cuerpo conglomerático representa el apilamiento de *megaripples* y mesoformas sin cara de avalancha (mantos de gravas) en canales fluviales. La energía de la corriente debía de ser muy alta considerando la naturaleza y ordenación del sedimento, si bien, la existencia de gravas masivas hace pensar en fluctuaciones de la energía, o bien, en cambios de dirección de la corriente.

El afloramiento de La Muralla muestra una sección casi perpendicular del canal, siendo la relación anchura/profundidad muy alta. La gran extensión lateral de los cuerpos induce a pensar en una anchura del surco principal muy superior a la centena de metros. Esta característica, unida al tamaño de los clastos y tipo de carga, permite definir la canalización como de baja sinuosidad, con gran carga de sedimentos de fondo, estabilidad relativamente baja, ele-

vada migración lateral y alta velocidad de flujo, donde el relleno de material grueso no llega a crear depósitos de barras de punta.

La característica principal del afloramiento son las geometrías lenticulares de los cuerpos conglomeráticos, que tienen un solapamiento hacia el sureste. Dado que este solapamiento coincide con la dirección de paleocorrientes, se deduce que la acreción de las mesoformas se realizaba, a grandes rasgos, en el mismo sentido que la dirección general del flujo. Se aprecia un dominio, a techo, de las litologías conglomeráticas en detrimento de los paleosuelos, pudiéndose deber a un acercamiento o reactivación de este surco principal.

Afloramiento de La Ronda de la Feria (Z-2): El afloramiento de la Ronda de la Feria se localiza dentro de la ciudad de Zamora en el lugar con ese mismo nombre, separado 1.000 m hacia el norte del afloramiento de la Muralla (Fig. 1), siendo correlacionable con la parte superior de aquél y situándose ambos a la misma altura topográfica. Pertenece al tramo superior de la Formación Salamanca. Es un corte escalonado con una longitud de 70 m, potencia de 3 m y una anchura de 2 m. Las direcciones de afloramiento son N-S y N270 (Fig. 6).

El escarpe es un extenso estrato compuesto por gravas y areniscas conglomeráticas cementadas por sílice que se organizan en secuencias granodecrecientes, apoyándose sobre fangos y limos arenosos con cementación silíceo.

Los conglomerados y las gravas están constituidas

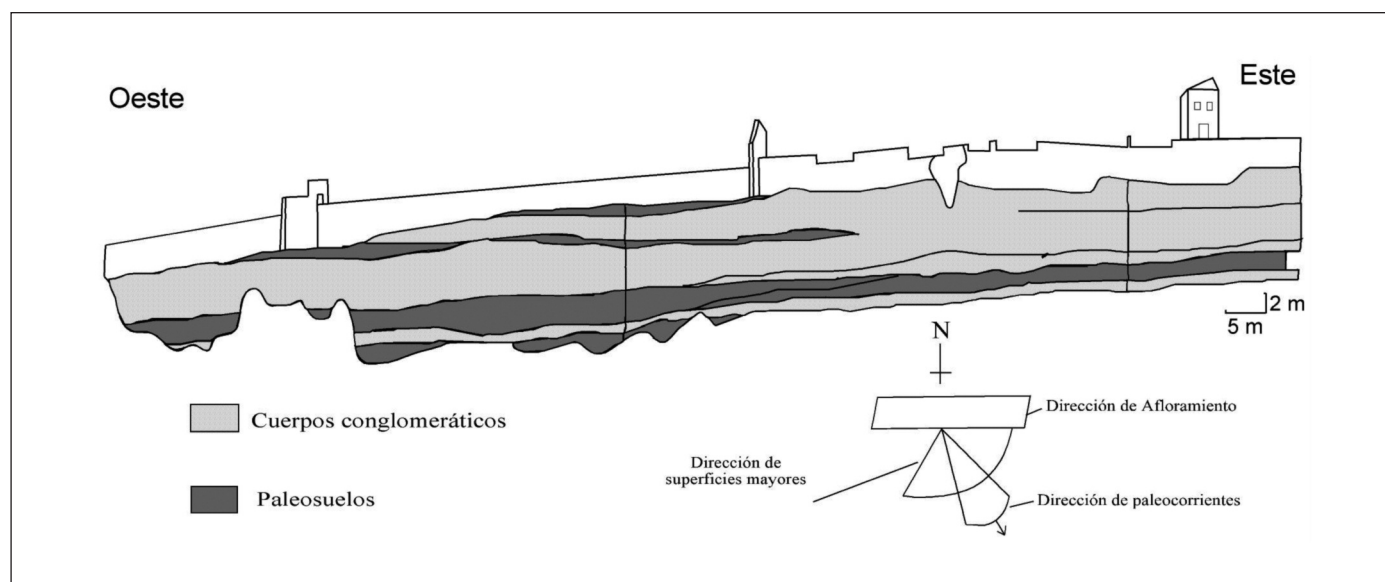


Figura 5: Cuerpos litológicos identificados en el afloramiento de la Muralla (Z-1).
Figure 5: Lithologic bodies identified in the outcrop Muralla (Z-1).

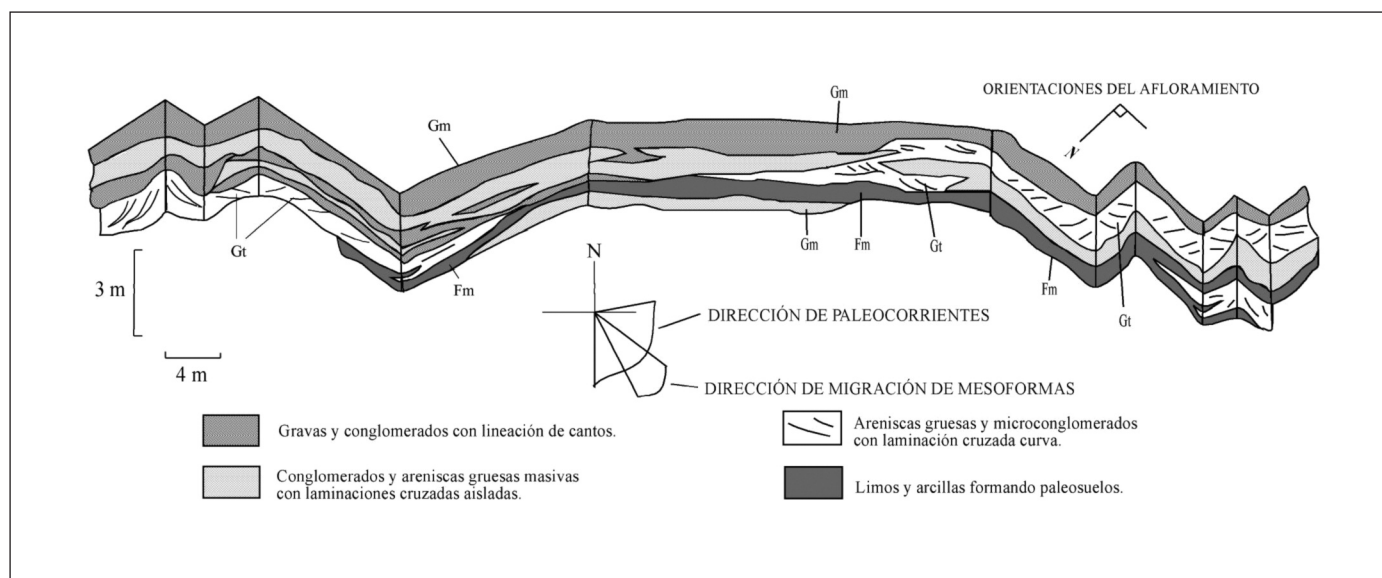


Figura 6: Geometrías observadas en el afloramiento de la Ronda (Z-2).

Figure 6: Geometries observed in the outcrop Ronda (Z-2).

por clastos subredondeados y subangulosos. Se presentan masivas en la base del estrato o formando parte de las estratificaciones cruzadas. La matriz es arenosa y el cemento silíceo, confiriendo todo ello al depósito el color blanco o crema característico. Las areniscas conglomeráticas se presentan ordenadas en estratificaciones cruzadas curvas y planares remarcadas, a veces, por óxidos de hierro. El tipo y tamaño de las estratificaciones cruzadas es variable. Los limos (fangos) son generalmente blancos con tintaciones rojizas vinosas debidas a impregnaciones de óxidos e hidróxidos de hierro y presentan rizocreciones y estructuras edáficas que permiten definirlos como paleosuelos.

El afloramiento se interpreta como el apilamiento y solapamiento de *megaripples* de gravas y arenas apoyándose sobre un paleosuelo silicimorfo. El cuerpo conglomerático muestra una superficie basal de escaso relieve sobre el paleosuelo.

Las mesoformas se desarrollaron en un surco fluvial de baja sinuosidad, actuando como el relleno de un surco activo sobre sedimentos de llanura de inundación. Las interdigitaciones aisladas de fangos en arenas indica que aquéllos no estaban endurecidos cuando tuvo lugar la avalancha de arenas.

Las paleocorrientes dan dirección de aporte hacia el SE, en el mismo sentido que las superficies de acreción, lo que hace pensar en una coincidencia entre el eje del surco y la dirección de progradación de las mesoformas.

Al igual que ocurría en el afloramiento de la

Muralla, es posible que el afloramiento de la Ronda de la Feria corresponda a parte del canal principal del sistema fluvial. En este caso se trata de un corte oblicuo al eje del canal. Sus dimensiones y estructuración interna permiten definirlo como una *barra* en sentido estricto, o *barra simple* (en el sentido de Allen, 1983), que migraba hacia el sureste.

Estudio de las cementaciones

A partir del análisis mineralógico y petrográfico a través de microscopía óptica se hace un estudio de las cementaciones de hierro y de sílice que afectan a los materiales estudiados.

Ferruginizaciones: Una de las características del tramo inferior de la Formación Salamanca es la presencia de importantes acumulaciones de hierro en forma de óxidos e hidróxidos que pueden llegar a constituir verdaderos niveles ferruginosos. Los resultados mineralógicos mediante difracción de rayos X indican que se trata, principalmente, de goethita. Tienen un aspecto amarillo, rojo-vinoso o granate cementando, principalmente, granulometrías arenosas y conglomeráticas observándose en microscopía óptica (Delgado, 2002). Esta cementación le da a las litologías un aspecto coriáceo. En las litologías limo-arenosas, la presencia de hierro se aprecia al aparecer coloraciones y nodulizaciones amarillentas, rojizas abigarradas o violáceas, ya sea con aspecto masivo o con morfologías columnares o prismáticas

asociadas a bioturbación. En estas litologías, el color rojo puede desaparecer en superficie debido a procesos contemporáneos de lavado. Estos niveles ferruginosos fuertemente cementados en la parte inferior de la Formación recibieron la denominación de costra ferralítica (Corrochano, 1977) o ferricretas (Bustillo y Martín-Serrano, 1980). Por otro lado, en el tramo medio, la acumulación de hierro es común, aunque no es una característica sobresaliente. A techo de la Formación Salamanca, la presencia de óxidos e hidróxidos de hierro es un rasgo aislado, estando asociado a las laminaciones de gravas.

La cementación por óxidos e hidróxidos de hierro son el resultado de procesos postsedimentarios, considerando que estas cementaciones de hierro debieron de tener lugar en etapas tempranas tras el enterramiento de los sedimentos (diagénesis temprana?) relacionadas con variación del nivel freático, con la porosidad del sedimento, con procesos edáficos y con una climatología de carácter tropical. La variación del nivel freático daría lugar a alternancia de episodios con condiciones oxidantes y reductores. En litologías de granulometría gruesa (gravas y arenas) las condiciones oxidantes facilitarían la oxidación del ión Fe^{2+} disuelto en las aguas subterráneas, produciéndose, entonces, las cementaciones mediante óxidos e hidróxidos de hierro formándose, en la mayor parte de los casos, las conocidas como *corazas de manto freático o de acumulación absoluta* (Martín-Serrano, 1988).

Silicificaciones: La Formación Salamanca presenta cementaciones de sílice de considerable importancia, que imprimen al sedimento una coloración blanco-ocre y una extraordinaria resistencia y dureza.

En el tramo inferior, la sílice aparece cementando areniscas y microconglomerados, no siendo una característica destacable. En el tramo medio, la silicificación de sedimentos aparece como paleosuelos silicimorfos. Sin embargo, es en el tramo superior donde la cementación silíceas adquiere su mayor desarrollo afectando tanto a materiales conglomeráticos y arenosos como a limo-arcillosos. Los resultados mineralógicos obtenidos mediante difracción de rayos X indican que la sílice aparece en forma de ópalo. Este cemento confiere al sedimento una gran resistencia y compacidad que da lugar a escarpes de extraordinaria continuidad. Cementa los sedimentos en los que sustituye a la matriz original, apreciándose, en microscopía óptica, cómo en algunos puntos los granos de cuarzo presentan sus bordes corroídos (Delgado, 2002).

Para interpretar o determinar los mecanismos de silicificación se consideran los trabajos previos existentes sobre materiales similares silicificados en esta

o en otras áreas, aceptando los planteamientos sugeridos al respecto por los distintos autores. Alonso-Gavilán *et al.* (1987) y Bustillo y Martín-Serrano (1980) ya señalaron que la porosidad de los sedimentos de la Formación Salamanca fue un factor decisivo en la circulación de fluidos que en condiciones alcalinas estaban cargados de sílice disuelta. La posterior precipitación de sílice debió de estar relacionada con un entorno endorreico químicamente ácido, en el que la mayor parte de los cationes migraron debido a su mayor movilidad en estos ambientes (Arenillas y Saavedra, 1973; Saavedra y Sánchez Camazano, 1981; Thiry *et al.*, 1991). La alternancia de episodios con pH ácido y otros con pH alcalino parece estar relacionada con ciclos estacionales (Molina *et al.*, 1997; Molina, 1999).

Interpretación

Modelos sedimentológicos

Para aportar más información a la interpretación paleogeográfica de la Formación Salamanca se establecen los modelos sedimentológicos deducidos para cada tramo en el estudio de los afloramientos y en el análisis de facies. Asimismo, se determinan los factores que condicionaron la sedimentación y su evolución temporal.

Tramo inferior: La secuencia tipo del tramo responde a depósitos formados en un canal activo sometido a los efectos de fluctuaciones del caudal, con desarrollo de mesoformas sin cara de avalancha, *megaripples* de gravas y, en menor medida, *megaripples* arenosos.

Teniendo en cuenta los rasgos del tramo y la ciclicidad de las secuencias y comparando con los estudios de Lang (1993) y Lutrell (1993) sobre sedimentación en corrientes de baja sinuosidad, se puede asegurar que la sedimentación del tramo inferior de la Formación Salamanca se desarrolló en una red fluvial trenzada, con alta energía de flujo, que discurría hacia el sureste. Presentaba fluctuaciones en el caudal facultando la incipiente colonización de los materiales de la llanura de inundación (Fig. 2 B).

La sedimentación era continua y se llevaba a cabo mediante sucesivas inundaciones catastróficas (en el sentido de Doeglas, 1962), lo que justifica la rapidez en la sedimentación de cada cuerpo conglomerático. El canal debía de ser muy ancho y poco estable, con facilidad relativamente grande para moverse lateralmente, estimando una anchura mínima de 100 m.

Tramo medio: La secuencia tipo del tramo representa el relleno de un surco fluvial en el que tenía

lugar el desarrollo, de corta duración, de mantos de gravas, *megaripples* y dunas arenosas, descendiendo progresivamente la energía hasta quedar abandonado. El estudio por microscopía óptica de los materiales de granulometría fina pone de manifiesto la iluviación de arcillas asociada a microfracturas, la existencia de lavado selectivo, la desaparición de matriz y el límite difuso de los óxidos de hierro en torno a los poros (Delgado, 2002), pudiendo hablar de periodos de exposición subaérea.

Según esto, la Formación Salamanca experimentó una evolución tanto vertical como lateral en relación al tramo inferior permitiendo afirmar que la canalización existente cambió progresivamente en el tiempo. En esta nueva canalización hay mayor preservación de llanura de inundación, una relación media entre sedimento grueso y fino, disminución del tamaño de grano y un valor cercano a 20 en la relación anchura/profundidad. La sedimentación del tramo medio estaba representada por canales aislados que surcaban las llanuras de inundación y que estaban alejados del canal principal. Estos canales constituyen una red de surcos subsidiarios donde los periodos de no sedimentación eran relativamente largos, facultando la colonización de los materiales de la llanura de inundación y la profusión de paleosuelos (Fig. 2 C).

Tramo superior: La secuencia tipo es interpretada como la superposición de *sand waves*, *megaripples* y mantos de gravas en un surco fluvial afectado por caídas de flujo. El periodo entre la caída de flujo con decantación y la reactivación del surco no fue muy largo, ya que no hubo tiempo de que los sedimentos finos se cementaran o litificaran, siendo erosionados por la nueva avenida e incorporados a la carga como cantos blandos. A pesar de esto, se considera que la sedimentación fue continua representando los diversos estadios de crecimiento de las mesoformas en el surco fluvial.

La relación anchura/profundidad presenta valores superiores a 100, indicando que el tipo de canalización era amplia (anchura hectométrica) y no muy profunda. La batimetría sería la justa para que se formasen *megaripples* durante la crecida, ya que la presencia de facies finas a techo de algunas secuencias indica la caída de flujo, quedando los depósitos parcialmente emergidos o con una lámina de agua de poco espesor que generó pequeños surcos a techo de la sucesión de estructuras. La distribución y amalgamación de las mesoformas configuran una geometría tabular de gran extensión lateral, dando lugar a extensos campos de gravas muy cercanos a lo que se podría definir como llanuras de gravas (Delgado y Alonso-Gavilán, 1996).

Considerando las características citadas, se define

un sistema fluvial de baja sinuosidad bien desarrollado en el que no había un canal definido, sino que era un conjunto de canales entrecruzados configurando una canalización múltiple o un canal multihistoriado (Fig. 2 D) en un valle fluvial extremadamente ancho. La corriente discurría hacia el SSE, si bien considerando la dirección de migración de las mesoformas, se aprecia una ligera desviación de éstas hacia el SE respecto a la dirección de la corriente. Esto implica que la canalización tenía una tendencia de migración hacia el SE, sin islas estables, lo que hace pensar que no existía un confinamiento lateral, siendo frecuente y relativamente fácil la erosión de las márgenes (posiblemente debido a escasa vegetación o que ésta era de tipo herbácea sin gran desarrollo). Las islas o relieves emergidos serían removidos en los periodos de avenidas o de máximo caudal.

Según la disposición de los *megaripples* y mesoformas en general, se puede decir que, al migrar aguas abajo, estos materiales ocupaban la mayor parte de los surcos fluviales, creando barras, en sentido estricto, asemejándose a las *barras simples* de Allen (1983) y, dada la extensión regional de los afloramientos, se puede denominar como una macroforma (según la nomenclatura de Jackson, 1981).

La alta porosidad de los sedimentos facilitaban la migración de soluciones cargadas de sílice y su posterior precipitación debido a la baja velocidad del movimiento de estas soluciones. La configuración del entorno en suaves pendientes y la posible presencia de incipiente vegetación herbácea, condicionaron los parámetros físico-químicos adecuados para que tuviera lugar la cementación de sílice en este tramo de la Formación Salamanca.

Discusión

Aproximación paleogeográfica de la Formación Salamanca

A partir de los rasgos sedimentológicos y estratigráficos de cada tramo se establece la paleogeografía de cada momento sedimentario de la Formación Salamanca en el área de Zamora.

Tramo inferior: En el oeste de la Cuenca del Duero, los relieves creados al final del Mesozoico no debían de ser topográficamente abruptos, sino más bien suaves y maduros, producto del largo tiempo de exposición preterciario, habiendo sufrido intensos procesos de alteración, arrasamiento y denudación. Sobre esta morfología poco accidentada tiene lugar la incisión de la red fluvial finicretácica-terciaria generando una orografía caracterizada por montes de escasa altitud

y amplios valles (Fig. 7) que definían los límites laterales de los ríos. El modelo de anchos valles entre relieves recuerdan a los paleovalles terciarios descritos por Vincent y Elliott (1997) en los cinturones montañosos de los Pirineos.

Los rasgos sedimentológicos indican una elevada carga de sedimento, lo que permite deducir una rápida erosión y denudación de los relieves. Esta relativa fácil destrucción de los relieves y el rápido ensanchamiento de los valles implica un bajo gradiente de los sistemas fluviales, lo que evitaba su elevado encajamiento. Para los valores tan pequeños del gradiente, la sinuosidad debería ser elevada. Sin embargo, dado que la carga transportada era muy alta y, mayoritariamente, de granulometría gruesa, los sistemas fluviales tendían a adquirir un carácter trezado. La gran cantidad de sedimento o material que era capaz de aportar el área madre, en comparación con los relieves poco accidentados, sugiere una extensa cuenca de recepción de los sistemas fluviales. La relación entre la rápida denudación, el gran aporte de sedimentos y la extensa cuenca de recepción podría estar vinculada a una intensa deforestación. Alonso Gavilán (1981) y Martín-Serrano (1988) ya hablaban de deforestación como potenciador de la erosión de los relieves durante la sedimentación de los materiales finicretácico-paleocenos en el área de Salamanca

y Zamora. La relación deforestación-erosión concuerda con las ideas de Bull (1991) quien, en geomorfología, atribuye a la deforestación la causa del incremento de la superficie de recepción teniendo como resultado el aumento de los aportes de sedimentos.

Tramo medio: Los sistemas fluviales del tramo inferior evolucionaron con el tiempo, adquiriendo mayor distalidad a causa del retroceso de las áreas madres debido a su progresivo desmantelamiento y al comienzo de la colmatación de los cañones y valles por los que discurrían los ríos. Tiene lugar, entonces, la sedimentación del tramo medio (Fig. 8) con gran desarrollo de paleosuelos. Todo ello se traduce en un acercamiento de los ríos a su perfil de equilibrio en un ámbito de escasa actividad tectónica en el área madre.

Por otro lado, la existencia de procesos edáficos e hidromórficos registrados en el tramo inferior y en el tramo medio indican que los materiales formaron parte de suelos en los que alternaban periodos con buena oxigenación y drenaje y otros con mal drenaje y condiciones reductoras, relacionadas con importantes variaciones del nivel freático. La magnitud y extensión geográfica de los procesos hace pensar que el nivel freático debía de estar relacionado con movimientos periódicos de grandes masas de agua.

La explicación planteada ante estas ideas es la

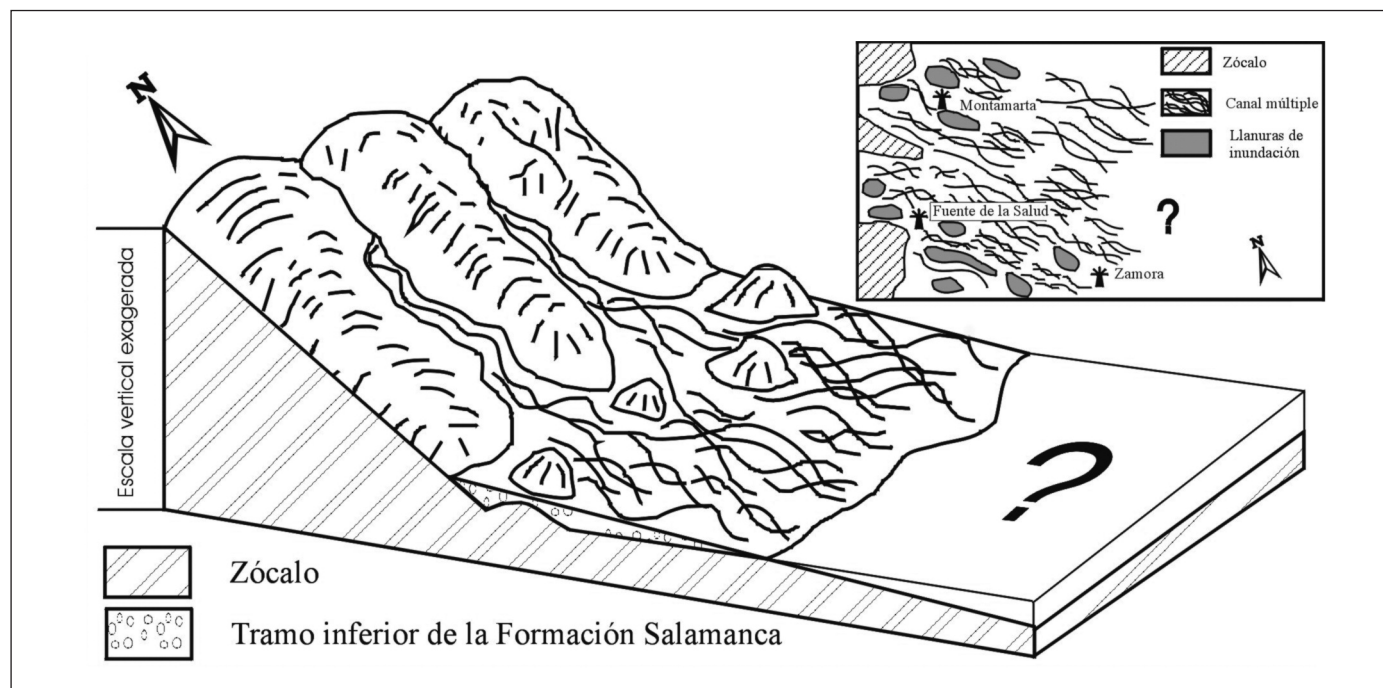


Figura 7: Modelo paleogeográfico y paleogeografía durante las sedimentación del tramo inferior de la Formación Salamanca.
Figure 7: Paleogeography during the sedimentation of the lower tract of the Formation Salamanca.

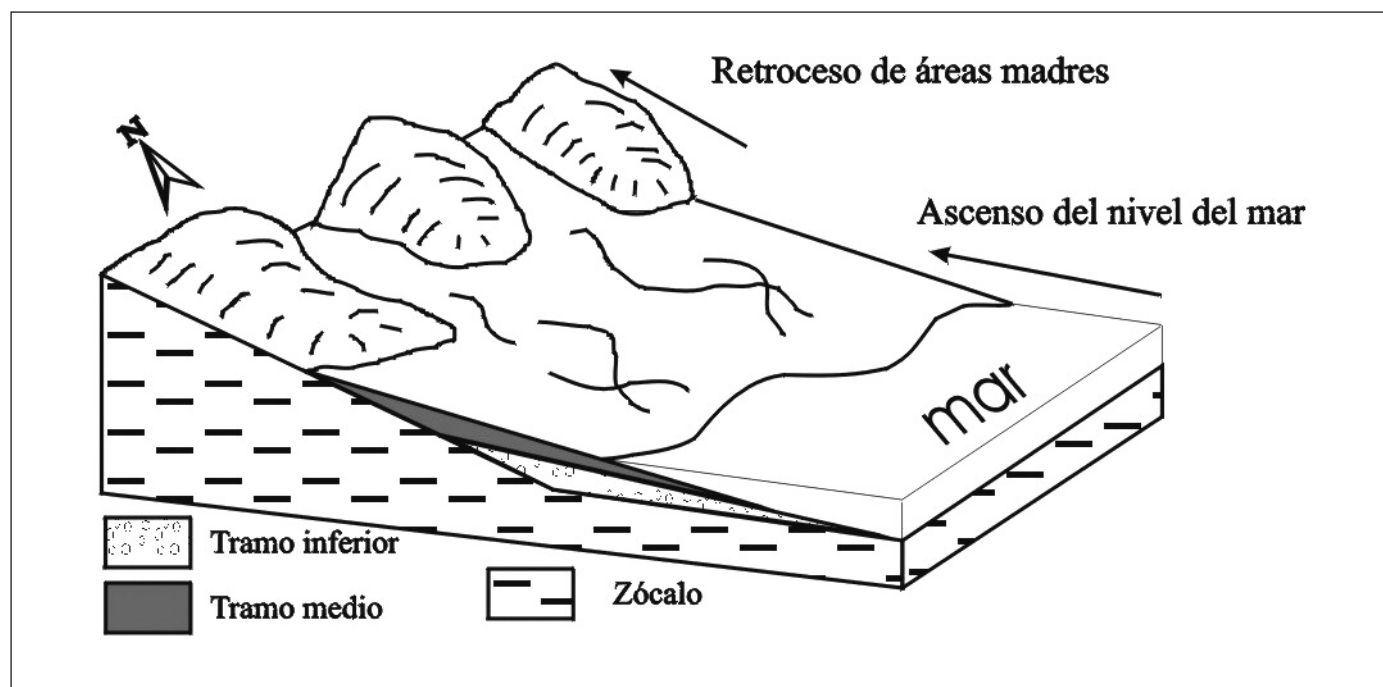


Figura 8: Modelo paleogeográfico para el tramo medio.
Figure 8: Medium tract paaeogeographic model.

posible relación de estos procesos con la cercanía de masas de aguas marinas, cuya fluctuación debido a mareas tenían una gran influencia en la variación del nivel freático cercano. Estas conjeturas siguen la línea argumental de Molina *et al.* (1989) y Molina (1999) quienes hablan de posible cercanía del mar en esta parte de la Cuenca del Duero, relacionando estos materiales y otros similares con entornos de manglares y zonas pantanosas litorales.

De esta manera, hay que tener en cuenta que al final del Cretácico y en el Paleoceno había sedimentación marina en otras partes de la actual Cuenca del Duero. En Villarcayo, al NE de Burgos, se habla de sedimentación marina durante el Paleoceno (Montes Santiago *et al.*, 1989). En Segovia se citan sedimentos marinos tanto al N como al S de Guadarrama (Del Olmo Sanz y Martínez Salanova, 1989; ITGE, 1998).

Al norte del Sistema Central, en la provincia de Segovia, hay unidades litológicas pertenecientes al Cretácico superior cuya observación permite, por su similitud con la Formación Salamanca, realizar un estudio comparativo relacionado con la transición marina-continental. En la ciudad de Segovia y a 20 km al oeste de ésta (muy cerca de la cobertera neógena) hay formaciones que desde el punto de vista descriptivo recuerdan a las rocas de la Formación Salamanca. En el afloramiento occidental se trata de la Formación Areniscas de Vegas de Matute (García *et*

al., 2004) correspondiente al Maastrichtiense, con tres tramos (basal constituido por arenas y arcillas con óxidos de hierro, medio con arcillas con coloraciones rojizas y amarillentas y superior formado por arenas y gravas) en los que el basal tuvo influencia marina en su sedimentación mientras que en los otros dos superiores la sedimentación fue continental (ITGE, 1998 y 1991).

Sin embargo, un estudio visual detallado de esta Formación en Armuña y en Madrona (22 km al oeste y 8 km al suroeste de Segovia, respectivamente) aporta argumentos para afirmar que la similitud litológica con la Formación Salamanca no es tan grande ni tan evidente, existiendo diferencias sustanciales desde el punto de vista litológico, por lo que la comparación genética entre ambas Formaciones queda descartada.

Por el contrario, con el estudio visual comparativo entre la Formación Areniscas de Salamanca y la Formación Arenas y Arcillas de Segovia (también tres tramos: basal con arenas y gravas y ferruginizaciones, intermedio con arenas y arcillas y superior con arenas y gravas) (Alonso, 1981) o Miembro Arenas y Arcillas de Segovia (García *et al.*, 2004) en Segovia capital (carretera de Soria, desviación a la Lastrilla) o en Hontoria (3 km al sur de Segovia) se reconocen multitud de rasgos litológicos y petrológicos comunes entre el tramo basal y el tramo intermedio de esta

Formación y el tramo inferior y el medio de la Formación Salamanca.

De esta manera, la similitud litológica de los materiales del tramo inferior y del tramo medio de la Formación Salamanca con la Formación Arenas y Arcillas de Segovia en esta localidad permiten hacer una comparación entre las condiciones paleogeográficas de ambas unidades litoestratigráficas sin pretender realizar una correlación cronológica de ambas unidades. La Formación Arenas y Arcillas de Segovia son sedimentos depositados en el ámbito continental con influencia marina con niveles bajos del mar que tuvieron lugar en el rift mesozoico ibérico durante el Albense-Cenomanense (Rincón *et al.*, 1983; García *et al.*, 2004). Mientras tanto, en el área de Zamora, tenía lugar la erosión de relieves y sedimentación continental correspondiendo al tramo inferior de la Formación Salamanca. En los inicios del Turoniense, en el oeste de la Cuenca Ibérica se acusa una transgresión con avance de áreas marinas hacia el oeste (Rincón *et al.*, op. cit.; García *et al.*, op. cit.) que en el área de Zamora no llegó a manifestarse como tal, no existiendo registro de sedimentos marinos, aunque la línea de costa no debía de estar muy lejos, encontrando rocas carbonatadas pertenecientes al Cretácico superior en un sondeo profundo en la Seca (Valladolid) a una distancia de 60 km al este de la actual Zamora, estimando que la línea de costa, a partir del registro de este sondeo y de datos de geofísica, llegó como mínimo hasta una distancia de 40 km al este de la actual Zamora (ITGE, 1990).

Es en este momento cuando tiene lugar la sedimentación del tramo medio de la Formación Salamanca, estando influenciada por esa cercanía marina a través de variación del nivel freático, controlado por los movimientos mareales, y del ascenso del nivel de base de los ríos. En este ámbito, mientras que en la ubicación de lo que es hoy Zamora había sedimentación continental con influencia indirecta de ambientes marinos, en el área de la actual Segovia tenía lugar sedimentación marina de plataforma o de ambiente litoral carbonatado (Segura *et al.*, 2004) sobre los términos basales de la Formación Arenas y Arcillas de Segovia.

Tramo superior: En este tramo superior, el gradiente sigue teniendo un valor muy pequeño (incluso quizá menor que antes), lo que no excluye el carácter trezado de los sistemas fluviales debido al gran tamaño de grano y al elevado volumen de la carga transportada. La colmatación de los relieves existentes en etapas anteriores permitió que la configuración de canales anchos que había en los tramos anteriores se vea acentuada en esta etapa (Fig. 9). El aumento del tamaño de grano y la variación de la ordenación interna respecto a los tramos anteriores indican un aumento del caudal o descarga que está relacionado con un mayor aporte hídrico. Por otra parte, la subesfericidad de los clastos no parecen responder a facies más proximales, pero el cambio secuencial y el mayor tamaño de grano respecto al tramo medio sugiere que, además de aumento de caudal, tuvo que existir una reactivación de los relieves ocasionada

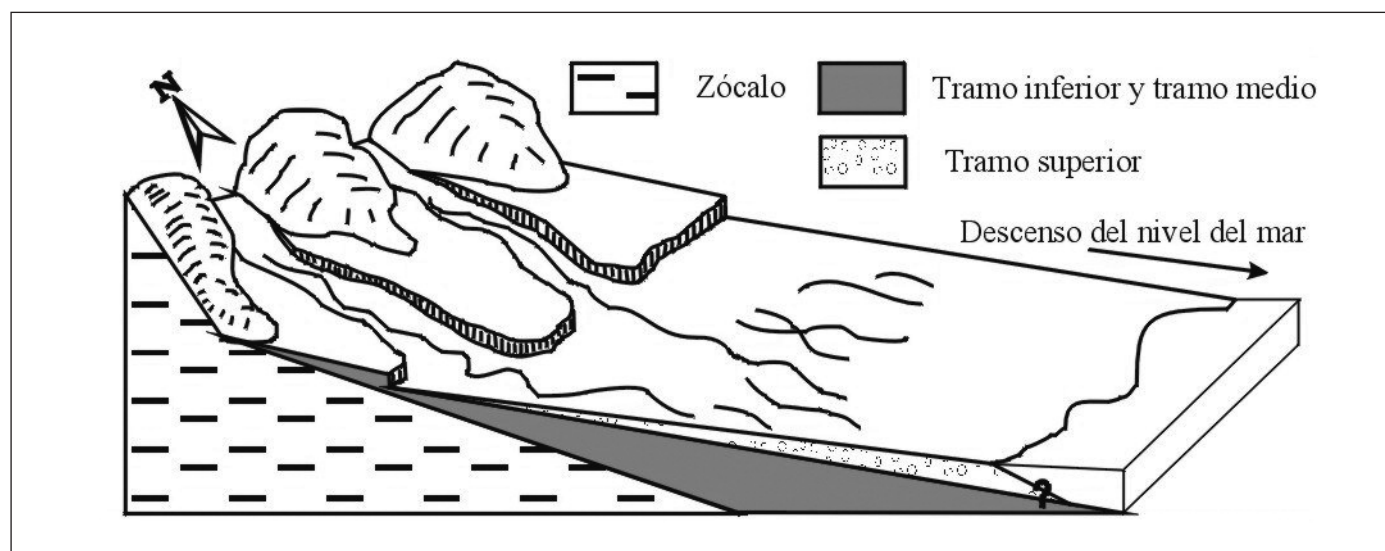


Figura 9: Modelo paleogeográfico propuesto para el tramo superior.
Figure 9: Paleogeographic model proposed for early tract.

por un leve pulso tectónico que pudo consistir en el basculamiento del zócalo o en el rejuego de fallas de dirección N135 y N45. No obstante, la subesfericidad de los clastos del tramo superior, que estaría en contradicción con un área madre cercana, sugiere también la posibilidad de resedimentación de materiales cretácicos o paleocenos.

Asimismo, la reactivación del canal principal estuvo condicionada por el alejamiento del nivel de base de los ríos causado por el retroceso de la línea de costa hacia el NE, concordando con el argumento de Alonso Gavilán (1989). La consecuencia más inmediata de este descenso del nivel de base de los sistemas fluviales, en el área de estudio, es la progradação de facies proximales hacia el SE y la erosión del zócalo y, posiblemente, de los sedimentos de los tramos inferior y medio como respuesta al reajuste sufrido para alcanzar el perfil de equilibrio. Este descenso del nivel del mar coincide, a grandes rasgos, con los descensos (cambio de polaridad) representados en la curva Exxon (Haq *et al.*, 1987 y 1988) al final del Cretácico e, incluso, en el Paleoceno. A partir del Coniaciense se desarrolla en la Cuenca Ibérica un periodo regresivo hacia el E (Rincón *et al.*, 1983; Segura *et al.*, 2004; García *et al.*, 2004) que en el área de Zamora influyó en la sedimentación del tramo superior de la Formación Salamanca. En este área, la sedimentación ya es completamente continental durante el resto del Cretácico y Terciario, no reflejándose posteriores ascensos eustáticos que afectaron a la Cuenca Ibérica. A pesar de que la cronología no es el objeto de este trabajo, es de resaltar la importancia de considerar la tendencia regresiva de las masas marinas al final del Cretácico y cómo influyó en la sedimentación del tramo superior de la Formación Salamanca.

Influencia de otros factores alocíclicos

Considerando la revisión sobre la respuesta de los sistemas fluviales ante las variaciones del clima y del nivel de base realizada por Blum y Torqvist (2000), la evolución secuencial definida por los tres tramos de la Formación Salamanca se puede comparar a la obtenida en las sucesiones fluviales de Pench-Kanhan (India) por Ray y Chakraborty (2002) y en la Ericson Sandstone (Campaniense) en el SO de Wyoming (USA) por Martinsen *et al.* (1999) como respuesta a la variación (ascenso-descenso) del nivel de base de los ríos. A pesar de la similitud sedimentológica con los materiales estudiados por estos autores, existe una destacada diferencia con la Ericson Sandstone. En esta última los sistemas fluviales son

meandriformes, mientras que en la Formación Salamanca el resultado son sistemas fluviales trenzados.

Por otra parte, la comparación de la evolución secuencial y de los rasgos sedimentológicos de la Formación Salamanca con los trabajos de Fernández *et al.* (1993), Cotter y Driese (1998), Burns *et al.* (1997) y Newel *et al.* (1999), quienes hablan de los efectos del descenso del nivel de base (generalmente el mar) sobre los sistemas sedimentarios, principalmente fluviales, permite confirmar el descenso del nivel de base de los ríos finicretácicos como una de las causas de la evolución secuencial en la Formación Salamanca, apoyando la hipótesis de la presencia cercana del mar en el área de Zamora al final del Cretácico.

En cuanto al clima, Jiménez (1974), Corrochano y Quiroga (1974) y Alonso Gavilán *et al.* (2004) arguyen que el clima durante la sedimentación de la Formación Salamanca fue el mismo que al final del Cretácico, es decir, intertropical o tropical húmedo. Los rasgos sedimentológicos observados en este trabajo en el tramo inferior y en el tramo medio de la Formación Salamanca (el carácter siderolítico de estos sedimentos, tanto por herencia del zócalo como por haber sufrido un gran lixiviado con importante pérdida de cationes y la existencia de corazas ferruginosas) confirman las ideas sobre el clima de los autores antes citados. Según esto, el clima tendría características de subtropical húmedo (Cfa según la clasificación de Köppen, en Strahler, 1979), coincidiendo la latitud estimada de 33°N para la Península Ibérica (tomando Madrid como referencia) durante el Paleoceno (Smith, 1996) y la latitud (entre 25 y 35°N) a la que se desarrollan este tipo de climas de latitudes medias (Strahler, op. cit.).

Sin embargo, en el tramo inferior, aisladamente, y hacia el final del tramo medio, se detectan niveles con cementación silícea, sugiriendo un establecimiento progresivo de periodos secos intensos en el clima. Esto indica que hacia el final de la sedimentación del tramo medio, el clima comenzó a tener una marcada estación seca que podría traducirse en que el clima comenzaba a presentar una inversión respecto a la situación temporal de la estación de lluvias. Siguiendo esta idea y prestando atención a la sedimentación del tramo superior, la elevada velocidad de sedimentación, el tamaño de grano, la ordenación interna y el acusado lavado de los sedimentos indican un valor alto de caudal o descarga que confirma que el clima presentaba todavía una pluviosidad considerable (al menos en la cuenca de recepción o curso alto) que permitía una alta escorrentía con gran capacidad de transportar sedimentos. Ello indica que aún

reinaba parcialmente el clima de tipo tropical húmedo existente durante la sedimentación de los tramos anteriores. Sin embargo, la acusada silicificación de los sedimentos de este tramo, que ya comenzaba a aparecer en los otros tramos y aumentaba progresivamente a techo en el tramo medio, sugiere un cambio en las condiciones climáticas. La silicificación de los sedimentos implica periodos secos relativamente largos, lo que indica que el clima adquirió una estacionalidad en la que la estación seca coincidiría con los meses cálidos durante los cuales se facilitaría la evaporación y concentración de las soluciones. Mientras que en los climas subtropicales húmedos y tropicales húmedos-secos la época lluviosa tiene lugar en la estación en la que el Sol está en el punto más alto (Strahler, 1979), la presencia aquí de periodos secos con evaporación sugiere la idea de que la estación seca y calurosa tiene lugar cuando el Sol está en el punto más alto, desarrollándose la estación lluviosa en invierno. Esta estacionalidad climática permitiría que en los periodos de lluvia hubiera aporte de sílice disuelta, mientras que en los periodos de sequía se produciría la silicificación, considerándose, por tanto, sinsedimentaria o en todo caso, postsedimentaria, pero en etapas tempranas del enterramiento.

En relación al clima durante la sedimentación del tramo superior, la idea inicial es que tendría características muy similares a subtropical húmedo, pero, sin embargo, presenta una estación seca contrastada acrecentándose la variación en la localización temporal de los periodos de lluvia a lo largo del año. El clima comienza a tener una marcada estación seca en verano y estación húmeda en invierno, similar a climas de tipo templado, variedad mediterráneo (B1 siguiendo la nomenclatura de Miller, 1982) o climas de tipo mediterráneo (Csa ó Csb según nomenclatura de Köppen, en Strahler, 1979) para latitudes entre 30 y 45°, concordante en mayor medida con la latitud estimada de 33° N citada anteriormente.

Esta variación climática identificada durante la sedimentación de la Formación Salamanca responde a los primeros pasos o estadios de la evolución climática que se acrecienta en épocas paleógenas posteriores en las que el clima era de tipo mediterráneo en el Eoceno y Oligoceno en esta parte de la Cuenca del Duero (Delgado y Alonso Gavilán, 2003).

En otro orden de cosas y considerando las ideas expuestas, la silicificación que presentan los sedimentos de la Formación Salamanca tuvo lugar debido a la confluencia de varios factores: la estacionalidad climática, el pequeño valor del gradiente de los sistemas fluviales y la porosidad de los sedimentos.

Precisión paleogeográfica

Teniendo en cuenta las ideas expuestas anteriormente y considerando las características sedimentológicas de los tres tramos, es posible hacer una aproximación a la evolución paleogeográfica en comparación con diversos sistemas sedimentarios.

Por una parte, la cercanía de las áreas madres y la elevada velocidad de sedimentación puede inducir a incluir estos materiales en un entorno proximal de abanico aluvial, pero la inexistencia de rasgos típicos de estos entornos (entre ellos, la escasa desviación de las paleocorrientes) en los sedimentos de la Formación Salamanca no aporta ninguna evidencia de su posible relación con abanicos aluviales.

Por otra parte, los rasgos sedimentológicos de la Formación Salamanca y, en mayor medida, del tramo superior, presentan gran similitud con aquellos correspondientes a los modelos de *braid deltas* descritos por McPherson *et al.* (1988) y, más específicamente, con los *braidplain deltas* de Orton (1988) y Marshall (2000). Otro rasgo común con estos modelos es que éstos no necesariamente están relacionados con zonas tectónicamente activas (McPherson *et al.*, 1988), siendo el caso de la Formación Salamanca. No obstante, las características sedimentológicas de la Formación Salamanca y, en especial del tramo superior, no son determinantes para englobar la sedimentación de este tramo en un *braidplain delta*, sobre todo porque, aunque sugiere la cercanía del mar, no existe una total certeza de que sea así (ausencia de estructuras sedimentarias de origen marino, de organismos fósiles...).

Según lo dicho, sólo se puede sugerir la posibilidad de que los sistemas fluviales drenaran casi directamente el área madre sin que llegaran a formar un abanico aluvial, quizá como consecuencia de la escasa distancia entre el frente montañoso y el punto de desembocadura de los sistemas fluviales. Esto implica, también, una variación brusca de la pendiente entre las cabeceras de los ríos y los entornos medios y de desembocadura, siendo los entornos medios a los que corresponde la Formación Salamanca.

Conclusiones

A partir de las características mineralógicas, sedimentológicas y paleogeográficas de la Formación Salamanca, se pueden resumir y concretar los factores alocíclicos que condicionaron la sedimentación de esta Formación:

- clima: variación climática al final del Cretácico y a lo largo del Paleoceno desde un clima tropical húmedo a tropical estacional.

- naturaleza y respuesta del área madre: desmantelamiento y aumento del área de recepción de los ríos en un área madre metasedimentaria (pizarras y esquistos, principalmente) fuertemente alterada y con gran deleznableidad.
- nivel de base: variación del nivel de base de los sistemas fluviales y disminución del gradiente de los ríos como consecuencia de acercamiento al perfil de equilibrio, invirtiéndose esta circunstancia al final de la sedimentación de la Formación Salamanca. Es posible que el nivel de base de los ríos fuera de carácter general o global, estando condicionado por los cambios eustáticos experimentados por masas marinas localizadas hacia el E.
- tectónica: aunque hay una relativa estabilidad a lo largo de la sedimentación de la Formación Salamanca, existen momentos de leve actividad tectónica que son los responsables, en parte, de su distribución en tramos.

Agradecimientos

El trabajo se ha realizado en el marco del proyecto de investigación *Idoneidad y durabilidad de las areniscas del suroeste de Castilla y León en superficie y subsuelo y su interés en la conservación del patrimonio histórico*, referencia CGL2004-07066-CO2/BTE, financiado por la CICYT del Ministerio de Educación y Ciencia. Los autores agradecen a los revisores anónimos las sugerencias y comentarios al manuscrito original que sin duda han contribuido a mejorar y enriquecer el trabajo.

Referencias

- Allen, J. R. L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (Low-sinuosity braided streams) in the brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedim. Geol.*, 33, 237-293.
- Alonso, A. 1981. *El Cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema Central)*. Seminarios de estratigrafía U.C.M., 7, 1-271. Madrid.
- Alonso Gavilán, G. 1981. *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el Borde Suroccidental de la Cuenca del Duero (provincia de Salamanca)*. Tesis Doctoral, 435 p. Universidad de Salamanca.
- Alonso Gavilán, G. 1989. Paleogeografía del Paleógeno en el Borde suroccidental de la Cuenca del Duero. *XII Congr. Esp. Sedim., Bilbao*, Comunicaciones, 7-10.
- Alonso Gavilán, G., Barceló, L. y Sánchez De Vega, A. 1987. Early diagenetic silica cementation in coarse-grained alluvial sediments (Paleoceno, SW Duero Basin, Spain). *8 th Reg. Mtg. Sedim. I.A.S., Tunis* 1987.
- Alonso Gavilán, G. (coord.), Armenteros, I. (coord.), Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P. y Rodríguez, J.M. 2004. Cuenca del Duero. In: *Geología de España* (Ed. J.A. Vera). SGE-IGME, Madrid, 550-556.
- Alonso Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Dabrio, C., Jiménez, E., López Martínez, N., Olivé Davo, A., Del Olmo, P., Pol, C. y Portero García, J. M. 1983. La Depresión del Duero. In: *Geología de España*, Vol. II, 487-488. Comba, J.A., (Ed). ITGE.
- Arenillas, M. y Saavedra, J. 1983. Sobre la génesis de materiales siliciclásticos prelutecienses del Centro-Oeste de España, provincias de Avila, Salamanca y Zamora. *Bol. Inf. Estud.*, 42, 69-84. Servicio Geológico del MOPU.
- Armenteros, I., Alonso Gavilán G., Carballeira, J., Corrochano, A. y Rodríguez, J. M. 2002. Tertiary (Duero basin). In: *The geology of Spain*. (Eds. Gibbons, W. & Moreno, T.). Geological Society. London, 309-334.
- Blanco, J. A. 1991. Los procesos de silificación asociados al Paleógeno basal del borde SW de la Cuenca del Duero: II sobre los sedimentos paleocenos. In: *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular*, Monografía nº 6, 239-250. ITGE.
- Blanco, J. A., Corrochano, A., Montigny R. y Thuizat, R. 1982. Sur l'âge du début de la sédimentation dans le bassin tertiaire du Duero (Espagne). Attribution au Paléocène par datation isotopique des alunites de l'unité inférieure. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 295 série II, 259-262.
- Blum, M. D. y Törnqvist, T. E. 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47 (sup. 1), 2-48.
- Brown, G. y Brindley, G. W. 1980. X-Ray Diffraction procedures for clay mineral identification. In: *Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification*. (Eds. Brindley, G. W. & Brown, G.). Mineralogy Society, London, 305-360.
- Bull, W. B. 1991. *Geomorphic responses to climatic changes*. Oxford University Press, 450 p.
- Burns, B. A., Heller, P. L., Marzo, M. y Paola, C. 1997. Fluvial response in a sequence stratigraphic frameworks: example from the Monserrat Fan Delta, Spain. *Jour. Sed. Res.*, 67 (2), 311-321.
- Bustillo, M. A. y Martín-Serrano, A. 1980. Caracterización y significación de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleoceno de Zamora. *Tecniterrae*, S-244, 14-29.
- Corrochano, A. 1977. *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora*. Resumen Tesis Doctoral, 20 p. Universidad de Salamanca.
- Corrochano, A. 1982. El paleógeno del Borde Occidental de la Cuenca del Duero, provincia de Zamora. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI, parte 2ª, 687-697.
- Corrochano, A. y Quiroga, J. L. 1974. La discordancia Paleozoico-Terciaria al SW de Zamora. *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, VII, 123-130.
- Cotter, E. y Driese, S. G. 1998. Incised-valley fills and other evidence of sea-level fluctuations affecting deposition of the Catskill Formation (Upper Devonian), Appalachian Foreland Basin, Pennsylvania. *Jour. Sed. Res.*, 68 (2), 347-361.
- Del Olmo Sanz, A. y Martínez Salanova, J. 1989. El tránsito Cretácico-Terciario en la Sierra de Guadarrama y áreas

- próximas de las Cuenas del Duero y Tajo. *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, Vol. esp. 5, 59-69.
- Delgado, J. 2002. *Estudio estratigráfico y mineralógico del Terciario en el suroeste de la Cuenca del Duero, provincias de Zamora y Valladolid*. Tesis doctoral. Univ. Salamanca, 442 p.
- Delgado, J. y Alonso Gavilán, G. 1996. Sedimentología de los materiales paleocenos de Zamora. *Geogaceta*, 20 (2), 297-299.
- Delgado, J. y Alonso Gavilán, G. 2003. Estratigrafía y aproximación a la historia geológica del Terciario de la Cuenca del Duero entre Zamora y Tordesillas (Valladolid). *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, 39, 137-167.
- Doeglas, D. J. 1962. The structure of sedimentary deposits of braided rivers. *Sedimentology*, 1, 169-190.
- Fernández, J., Bluck, B. J. y Viseras, C. 1993. The effects of fluctuating base level on the structure of alluvial fan and associated fan delta deposits: an example from the Tertiary of the Betic Cordillera, Spain. *Sedimentology*, 40, 879-893.
- García, A. (coord.), Mas, R. (coord.), Segura, M., Carenas, B., García-Hidalgo, J.F., Gil, J., Alonso, A., Aurell, M., Bádenas, B., Benito, M.I., Meléndez, A. y Salas, R. 2004. Segunda fase de rifting en el rift mesozoico ibérico: Cretácico superior. In: *Geología de España* (Ed. J.A. Vera). SGE-IGME, Madrid, 510-522.
- GEI (International Subcommission on Stratigraphic Classification, H. D. Hedberg, Editor; A. Salvador, S. Reguant y J. P. Longoria, Traductores) 1980. *Guía Estratigráfica Internacional*, 205 p. Reverté.
- Haq, B. U., Hardembol, J. y Vail, P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- Haq, B. U., Hardembol, J. y Vail, P. R. 1988. Mesozoic an Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In: *Sea level changes. An integrated approach*. Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. S. C., Posamentier, C. A., Ross, C. A. y Van Wagoner, J. C. (Eds). *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub.* 42, 71-108.
- ITGE 1990. *Documentación sobre la geología del subsuelo de España. Duero-Almazán*. Tomo V: memoria y 3 planos. Madrid.
- ITGE 1991. Mapa y memoria explicativa de la hoja nº 456 (Nava de la Asunción), escala 1:50.000 del Mapa Geológico Nacional.
- ITGE 1998. Mapa y memoria explicativa de la hoja nº 483 (Segovia), escala 1:50.000 del Mapa Geológico Nacional.
- Jackson, R. G. 1981. Sedimentology of muddy fine-grained channel deposits in meandering streams of the American Middle West. *Jour. Sed. Petrol.*, 51, 1169-1192.
- Jiménez, E. 1972. El Paleógeno del Borde SW de la Cuenca del Duero. I: Los escarpes del Tormes. *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, III, 67-110.
- Jiménez, E. 1974. Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica. *Bol. Geol. Min.*, LXXXV-V, 518-524.
- Jiménez, E., Corrochano, A. y Alonso Gavilán, G. 1983. El Paleógeno en la Cuenca del Duero. In: *Geología de España*, Vol. 2, 489-494. IGME.
- Lang, S. C. 1993. Evolution of Devonian Alluvial System in an oblique-slip mobile zone-an example from the Broken River Province, northeastern Australia. *Sedim. Geol.*, 85, 501-535.
- Luttrell, P. R. 1993. Basinwide sedimentation and the continuum of paleoflow in an ancient river system: Kayenta Formation (Lower Jurassic), central portion Colorado Plateau. *Sedim. Geol.*, 85, 411-434.
- Marshall, J. D. 2000. Sedimentology of a Devonian fault-bounded braidplain and lacustrine fill in the lower part of the Skrinkle Sandstones, Dyfed, Wales. *Sedimentology*, 47, 325-342.
- Martín-Serrano, A. 1988. *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*, 311 p. Diputación de Zamora.
- Martinsen, O. J., Ryseth, A., Helland-Hansen, W., Flesche, H., Torkildsen, G. y Idil, S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology*, 46, 235-259.
- Mcpherson, J. G., Shanmugan, G. y Moiola, R. J. 1988. Fan deltas and braid deltas: conceptual problems. In: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Setting*, 14-22. Nemec, W. & Steel, R. J. (Eds).
- Miall, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: *Fluvial Sedimentology*. Miall, A. D. (Ed). *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. 5, 597-623.
- Miall, A. D. 2000. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Ed. Springer & Verlag, London. 582 pp, 2ª ed.
- Miller, a. 1982. *Climatología*. 379 p. Omega 5ª edición. Barcelona.
- Molina, E. 1999. Las paleoalteraciones en el zócalo hercínico ibérico: fundamentos metodológicos y perfiles tipo. *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, Vol. esp. 7, 87-100.
- Molina, E. y Blanco, J. A. 1980. Quelques précisions sur l'altération du Massif Hercynien espagnol. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 290 serie D, 1293-1296.
- Molina, E., García Talegón, J. y Vicente, M. A. 1997. Estudio de los perfiles silicificados en el borde SO de la Cuenca Terciaria del duero. Una nueva interpretación genética de la silicificación. *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (3-4), 327-340.
- Molina, E., Vicente, A., Cantano, M. y Martín-Serrano, A. 1989. Importancia e implicaciones de las paleoalteraciones y de los sedimentos siderolíticos del paso mesozoico-Terciario en el Borde Suroeste de la Cuenca del Duero y Macizo Hercínico Ibérico. *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, Vol. esp. 5, 177-186.
- Montes Santiago, M. J., Alonso Gavilán, G. y Dabrio, C. J. 1989. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico terminal-Paleógeno del borde suroeste de la Cuenca de Villarcayo (Burgos). *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, Vol. esp. 5, 71-87.
- Newell, A. J., Tverdokhlebov, V. P. y Benton, M. J. 1999. Interplay of tectonics and climate on a transverse fluvial

- system, Upper Permian, Southern Uralian Foreland Basin, Russia. *Sedim. Geol.*, 127, 11-29.
- Orton, G. J. 1988. A spectrum of Middle Ordovician fan deltas and braidplain deltas, North Wales: a consequence of varying fluvial clastic input. In: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Setting*, Nemec, W. & Steel, R. J. (Eds). 23-49
- Pérez Estaún, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Martínez Catalán, J. R., Martínez Poyatos, D., Arenas, R., Díaz García, F., Azor, A., Simancas, F.J. y González Lodeiro, F. 2004. La cordillera varisca: el Macizo Ibérico. In: *Geología de España* (Ed. J.A. Vera). SGE-IGME, Madrid, 21-25.
- Rincón, R., Vilas, L., Arias, C., García Quintana, A., Mas, J. R., Alonso, A., Meléndez, N. 1983. El Cretácico de las cordilleras intermedias y borde de la Meseta. In: *Geología de España*. Vol. II, 79-103. Comba, J.A., (Ed). ITGE.
- Rust, B. R. 1978. Depositional models for braided alluvium. In: *Fluvial Sedimentology*. Miall, A. D. (Ed). *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. 5, 605-625.
- Saavedra, J. y Sánchez Camazano, M. 1981. Origen de niveles continentales silicificados con alunita en el Plioceno de Salamanca, España. *Clay Miner.*, 16, 163-171.
- Segura, M., García-Hidalgo, J.F., Carenas, B., Gil, J. y García, A. 2004. Evolución paleográfica de la Cuenca Ibérica en el Cretácico Superior. *Geogaceta*, 36, 103-106.
- Ray, S. y Chakraborty, T. 2002. Lower Gondwana fluvial successions of the Pench-Kanhan Valley, India: stratigraphic architecture and depositional controls. *Sedim. Geol.*, 151, 3-4, 243-271.
- Smith, N. D. (1970): The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian Clastic Rocks, North-Central Appalachians. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 2993-3014.
- Smith, N. D. 1974. Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided Outwash Stream. *Jour. Geol.*, 82, 205-223.
- Smith, A. G. 1996. Cenozoic latitudes, positions and topography of the Iberian Peninsula. In: *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics. World and Regional Geology*. Friend, P. F. & Dabrio, C. J. (Eds). *Cambridge University Press*, 6, 9-14.
- Strahler, A. N. 1979. *Geografía física*. 767 p. Omega, Barcelona
- Thiry, M., Simon-Coincon, R. y Milnes, A. R. 1991. Marcos morfológicos de desarrollo de silcretas. In: *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular*, Monografía nº 6, 161-184. ITGE.
- Uchupi, E. 1988. The mesozoic-cenozoic geologic evolution of Iberia, a tectonic link between Africa and Europe. *Rev. Soc. Geol. España*, 1(3-4), 257-294.
- Vincent, S. J. y Elliott, T. 1997. Long-lived transfer-zone paleovalleys in Mountain Belts: an example from the Tertiary of the Spanish Pyrenees. *Jour. Sed. Res.*, 67 (2), 303-310.
- Walker, R. G. 1984. General introduction: Facies, Facies sequences and Facies Models. In: *Facies Models 2º edition*. Walker R. G. (Ed). *Geoscience Canada, Reprint series 1*, 1-10.
- Walker, R. G. y Cant, D. J. 1984. Sandy Fluvial Systems. In: *Facies Models 2º edition*. Walker R. G. (Ed). *Geoscience Canada, Reprint series 1*, 71-90.

Recibido: abril 2005

Aceptado: diciembre 2007

