

CONTROL SEDIMENTOLÓGICO DE LOS PROCESOS DE ALTERACIÓN Y RUBEFACCIÓN EN LA FORMACIÓN ARENISCAS DE ALDEARRUBIA (Eoceno Superior, Salamanca)*

G. ALONSO-GAVILÁN**, C. RECIO***,
B. FERNÁNDEZ MACARRO***, J. A. BLANCO***

RESUMEN.— Este trabajo es una contribución al estudio de los procesos de alteración y rubefacción en la Formación Areniscas de Aldearrubia cuyas características sedimentológicas han sido objeto de trabajos anteriores. La rubefacción está más o menos generalizada en toda la Unidad, pero con variaciones de intensidad importantes. Se manifiesta por una tinción rojiza de la escasa matriz arcillosa, una precipitación de oxihidróxidos de Fe alrededor de los granos, y una precipitación directa de óxidos en poros pequeños. La alteración produce un importante reemplazamiento de granos de feldespatos, micas y cloritas por esmectitas.

Este trabajo ha revelado que existe una correlación perfecta entre procesos de alteración y rubefacción, siendo ambos máximos en los depósitos porosos de canal y mínimos en los fangos de llanura de inundación colonizados por paleosuelos, de tal forma que la intensidad de ambos procesos es tanto más fuerte cuanto mayor porosidad y cuanto mayor proximidad lateral del depósito a los canales activos. Esta disposición es anómala respecto a series semejantes donde, al menos, los procesos de alteración más fuertes se localizan asociados a las interrupciones sedimentarias que representan los paleosuelos. Dicha anomalía es interpretada en función de la dinámica de las oscilaciones del agua en el canal activo y su interacción en los niveles freáticos de los depósitos porosos laterales.

SUMMARY.— The present work is a contribution to the study of the alteration and rubefaction processes in the Aldearrubia Sandstone Formation whose sedimentological characteristics have been dealt with in previous works. Rubefaction is more or less generalized throughout the unit, though with important variations in intensity.

* Trabajo financiado por el Proyecto «Bioestratigrafía del Terciario de la Cuenca del Duero», N^o 1785/82 de la C.A.I.C.Y.T.

** Departamento de Estratigrafía.

*** Departamento de Geomorfología y Geotectónica.

It is manifested by a reddish tinge in the scarce clay matrix, the precipitation of Fe oxyhydroxides around the grains and the direct precipitation of oxides into small pores. Alteration has led to an important replacement of feldspar grains, micas and chlorites by smectites.

The findings reported reveal the existence of a perfect correlation between the alteration and rubefaction processes, both of them being maximal in the porous channel beds and minimal in the muds of the flood plain formed of paleosoils such that the greater the porosity and the greater the lateral proximity of the bed to active channels, the greater the intensity of both processes. This arrangement is anomalous with respect to similar series, where at least the strongest alteration processes are found associated with the sedimentary interruptions representing the paleosoils. Such a discrepancy is interpreted as a function of the dynamics of water fluctuations in the active channel and its interaction in the water table levels of the lateral porous beds.

Palabras clave: rubefacción, alteración, porosidad, secuencias fluviales, Eoceno Continental, Cuenca del Duero.

Key words: Rubefaction, weathering, porosity, fluvial sequences, Continental Eocene, Duero Basin.

INTRODUCCIÓN

La Formación Areniscas de Aldearrubia aparece en la margen izquierda del río Tormes, al NE. de la provincia de Salamanca. Se extiende hacia el N., adentrándose en las provincias de Zamora y Valladolid, donde se pierde bajo los sedimentos más recientes. Hacia el E. está en contacto mecánico con el Mioceno arcósico por la fractura de Alba-Villoria, Fig. 1.

Está formada por secuencias positivas ordenadas en una megasecuencia negativa respecto al tamaño de grano. La secuencia comienza con areniscas de grano grueso y medio y termina con limos arenosos y/o arcillas. Están separadas por superficies erosivas de escaso relieve pero con gran continuidad lateral o bien de gran relieve y escaso desarrollo espacial. La matriz es siempre limo-arcillosa y el cemento, cuando existe, es carbonato cálcico.

Presenta una gran uniformidad litológica en toda su extensión variando el tamaño de grano, muy poco, hacia el techo de la columna estratigráfica general (megasecuencia negativa).

Es considerada como Eoceno Superior por fauna de microvertebrados (quelonios) y microrroedores. Estos últimos dan una edad Rhenaniense (zona de Robiac). El techo de la unidad es considerado como Oligoceno por correlación litoestratigráfica con unidades (ALONSO-GAVILÁN 1981), situadas más al N. y datadas paleontológicamente.

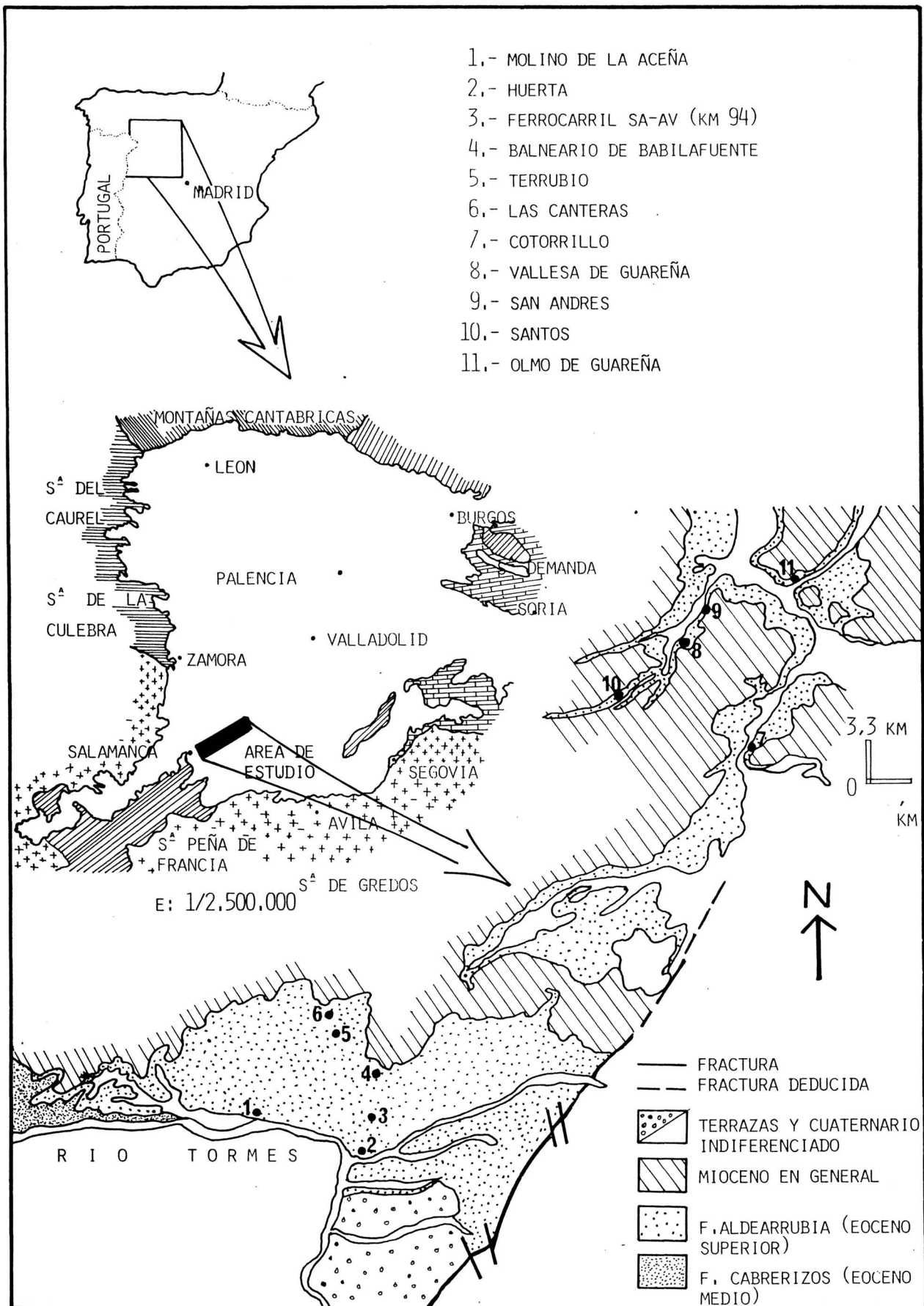


Figura 1. Esquema de situación y localización de la Formación Areniscas de Aldearrubia.

En líneas generales esta unidad representa la evolución de un sistema fluvial de meandriforme a trenzado, enraizado en un área metamórfica ubicada al S. y SE. (ALONSO-GAVILÁN, 1984).

Uno de los rasgos litológicos más característicos de esta Formación es su color rojizo bastante generalizado pero con importantes variaciones de intensidad. El objeto del presente trabajo es el estudio de la relación que existe entre los tipos de depósito y las transformaciones postsedimentarias que éstos sufren y muy especialmente la rubefacción. La metodología de trabajo consistió en un detallado análisis sedimentológico de las distintas facies, un estudio petrográfico en láminas delgadas y el análisis de la mineralogía de la fracción inferior a 2 micras.

En la descriptiva de las facies se adopta la nomenclatura propuesta por MIALL (1978) y RUST (1978), en parte modificadas. Estas gozan de una gran simplicidad a la hora de trabajar con ellas y permiten resumir las características litológicas y su interpretación genética, evitando así las prolijas descripciones de los materiales (Tabla I).

La diferencia de depósitos y facies se establece en relación con la posición espacial que mantienen con respecto a la geometría del cuerpo canalizado.

DEPÓSITOS Y FACIES DENTRO DEL CANAL

Estas son muy variadas encontrándose de fondo de canal, de canal activo, de colmatación y de canal abandonado. Se agrupan por la simple razón de que rellenan el cuerpo lenticular, sin embargo la génesis y las facies de estos sedimentos son muy diferentes (ALONSO-GAVILÁN 1984).

Depósitos y facies de fondo de canal (Gm, Gt, Ss)

Con este nombre se designa aquellos que ocupan las partes más deprimidas de los cuerpos canalizados. Son conglomerados y gravas de naturaleza arcillo-limosa. Se hallan dispersos en una matriz arenosa (Fig. 2) y rara vez existe cemento carbonatado. Siempre están desorganizados y no presentan nunca imbricación (Fig. 2). El centil es de 10 cms (facies Gm). Cuando rellenan las acanaladuras («scour») del fondo pueden tener una pequeña orientación hacia el centro del canal (facies Ss).

En ocasiones las gravas son de cuarzo y cuarcita, en cuyo caso aparecen estratificaciones cruzadas curvas (facies Gt) y los clastos rompen la laminación.

TABLA I

FACIES	DESCRIPCIÓN	BIOTURBACIÓN	EST. DEFORMACIÓN	RUBEFACCIÓN	INTERPRETACIÓN
Gm	Conglomerados y gravas formados por cantos blandos. Generalmente desorganizados y soportados por matriz arenosa.	—	*	—	Depósitos de fondo de canal y relleno de depresiones y acanaladuras del canal.
Gt	Gravas, sin apenas matriz, con estratificación horizontal o cruzada de bajo ángulo.	—	*	—	Barras.
Ss	Superficie erosiva con cantos blandos.				
St	Arenas con estratificación cruzada curva, media escala.	*	***	***	Relleno de canal. Depósitos en canales activos. Dunas. Bajo régimen de flujo.
Sh	Arenas con estratificación cruzada horizontal. Arenas con estratificación cruzada de bajo ángulo, inferior a 10°, con gran número de láminas por metro de espesor.	*	***	***	Régimen de flujo alto. Relleno de depresiones por corriente de alta velocidad discurriendo sobre un fondo irregular.
Sp	Arenas con estratificación cruzada planar.	*	***	***	Crecimiento longitudinal o lateral de barras.
Sr	Arenas con laminación cruzada.	*	**	***	Bajo régimen de flujo con decaimiento del valor de la Ec del agua y aumento de la precipitación de la carga en suspensión.
Sm	Arenas masivas sin aparente organización interna.	***	**	**	Estadio de agradación y relleno vertical del canal por descargas masivas de sedimentos.
Fl	Arena de grano fino, limo o arcilla con laminación cruzada muy pequeña.	***	*	*	Depósitos fuera del canal. Relleno de canales abandonados.
Fsc	Limo o arcilla, laminado o masivo. Pequeños ripples aislados o hambrientos.	**	*	*	Depósitos de llanura de inundación próximos a un canal activo o estadios de relleno final de un canal abandonado.
P	Limos areno-arcillosos, con abundante carbonato y procesos edáficos. Fanegos carbonatados.	***	—	*	Paleosuelos. Depósitos fuera de canal y alejados de un canal activo.

—: inexistente, *: escaso, **: abundante, ***: muy abundante.

Ambos tipos de facies son raros pero cuando aparecen tienen gran desarrollo. Estas facies representan los depósitos de fondo de canal formados por los sedimentos que viajan como carga de fondo, tapizando la superficie con el fin de eliminar las irregularidades del fondo. A veces constituyen los núcleos de las barras que se desarrollan a continuación.

Depósitos y facies de canal activo (St, Sp, Sh)

Representan los depósitos dejados dentro del canal cuando por él circulan constantemente fluidos. Las facies dominantes son: St, Sh y, a veces, Sp. Asociadas a ellas están las facies Sm, Sr y, cuando existe, la facies Gm.

Son arenas de grano medio a grueso, muy bien calibradas y de colores rojo y blanco alternando. La matriz es limo-arcillosa y rara vez tienen cemento carbonatado. El conjunto de láminas («set») tiene un alto número de éstas por unidad y el ángulo es variable (subhorizontal o sobrepasando los 15°). El espesor oscila entre 15 cms y 1 m. (Fig. 3). Cuando aparecen cantos blandos, éstos están ordenados entre las láminas sin romper la laminación.

En líneas generales, se generan por la migración de megarripples de cresta sinuosa (Fig. 3), acompañados del cortejo de ripples.

Las características más representativas están expuestas en la figura 3.

En estas facies son muy frecuentes las estructuras de escape de fluidos (laminación contorsionada, pliegues de diferentes tipos y canales de fluidificación) que ocasionaron una distorsión en el sedimento al provocar un aumento de la porosidad (ALONSO GAVILAN y ARMENTEROS 1983). A veces, la bioturbación es tan intensa que impide reconocer las estructuras sedimentarias primarias. Ésta es de carácter animal fundamentalmente, apreciándose rasgos de otra de origen vegetal.

Depósitos y facies de colmatación (Sm, Sr, Fl)

Corresponden a los estadios de acreción vertical de un canal en la etapa final de relleno. Son las facies Sm y Sr como dominantes y asociadas a ellas las facies Fl, Fsc y P.

Las facies Sm son arenas, generalmente de granulometría fina. Su espesor varía entre 10 cms y 2 m. El rasgo más característico es la intensa bioturbación (Fig. 4) que han sufrido, lo que hace que los colores estén irregularmente distribuidos en el sedimento y las distintas fracciones de arena estén mezcladas. Tam-

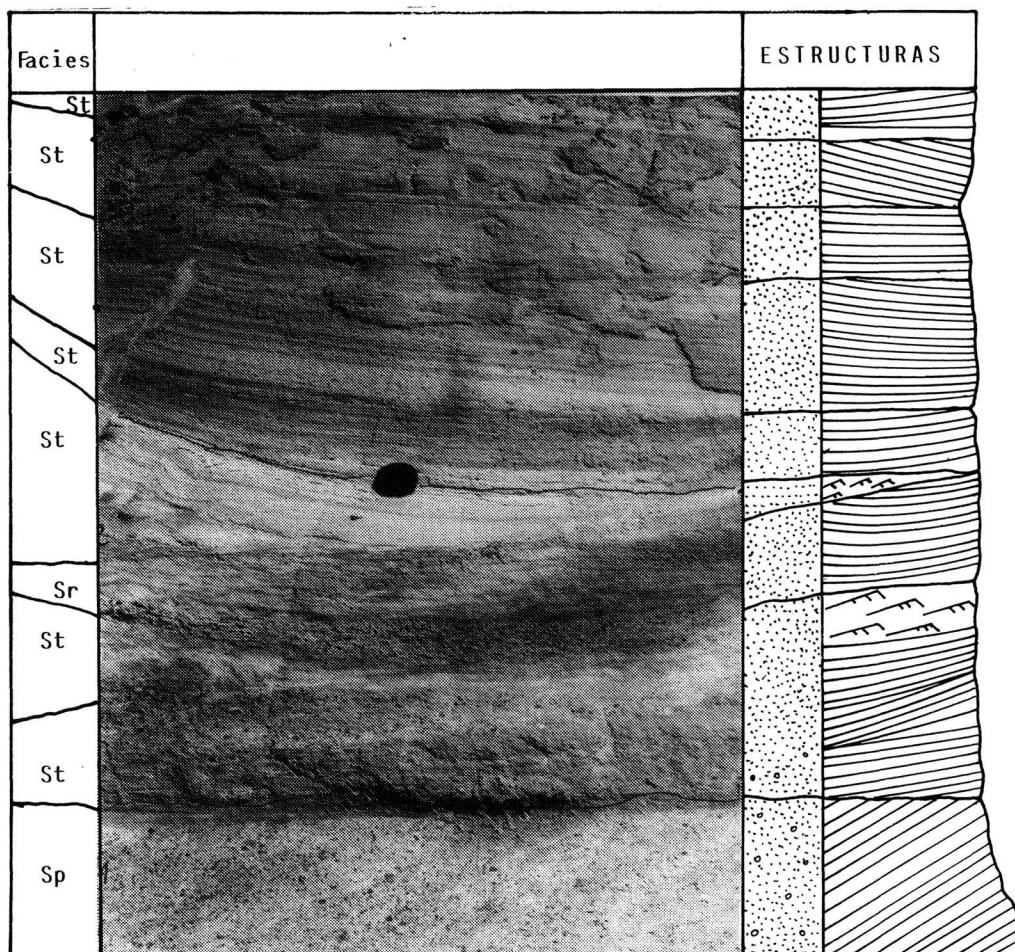
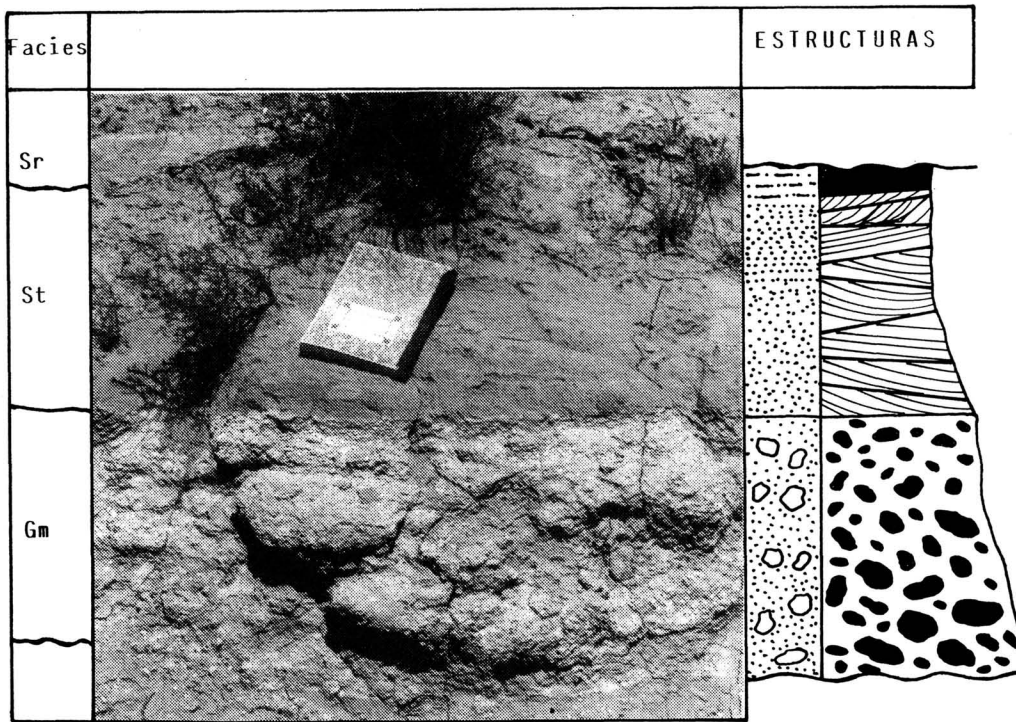


Figura 2. Secuencia vertical de estructuras y relación de las facies de fondo de canal con las de canal activo. Potencia aproximada de la secuencia 2,5 m. El contacto entre las facies es brusco y neto, reflejado tanto en la litología como en el tipo de estructuras.

Figura 3. Secuencia vertical de estructuras y relación entre las facies de canal activo. En estos depósitos existe un dominio de las facies St. El contacto entre ellas es claramente erosivo, pero de relieve casi nulo. Espesor aproximado 1,5 m.

bién son frecuentes las estructuras de escape de fluidos (canales de fluidificación y estructuras de licuefacción).

Depósitos y facies de canal abandonado (Sr, Fsc)

Su génesis está relacionada con los desbordamientos de canales próximos y constituyen una de las últimas etapas de relleno de la depresión. Dominan las facies Sr y Fsc, mostrando una alternancia muy característica de arenas con laminación cruzada y arcillas verdosas (Fig. 4), diferenciando claramente la etapa tractiva de la decantación. En esta facies los procesos de bioturbación son muy raros así como los de deformación, lo que parece indicar que la depresión se rellenó de forma relativamente rápida y que estas facies estaban muy próximas a los canales activos. Posiblemente un juego de facies corresponda a un ciclo climático anual pero no necesariamente dos juegos de facies representen anualidades seguidas.

DEPÓSITOS Y FACIES DE DESBORDAMIENTO (Fsc, P)

Con este nombre se incluyen todas las facies depositadas fuera de canal. Están constituidas por areniscas de grano muy fino y limos arenosos con un elevado porcentaje de arcilla como matriz.

Tienen un alto contenido en carbonato cálcico, aumentando su proporción a techo de la secuencia litológica.

Se han diferenciado dos tipos de asociaciones de facies en función de su proximidad o lejanía respecto el canal activo.

Depósitos y facies de llanura de inundación

Los depósitos se hallan estratificados en bancos de potencia variable (20 cms a 2 m.). La intensa bioturbación que han sufrido impide reconocer cualquier tipo de estructuras primarias. Las concentraciones de carbonato cálcico siempre están presentes (Fig. 5).

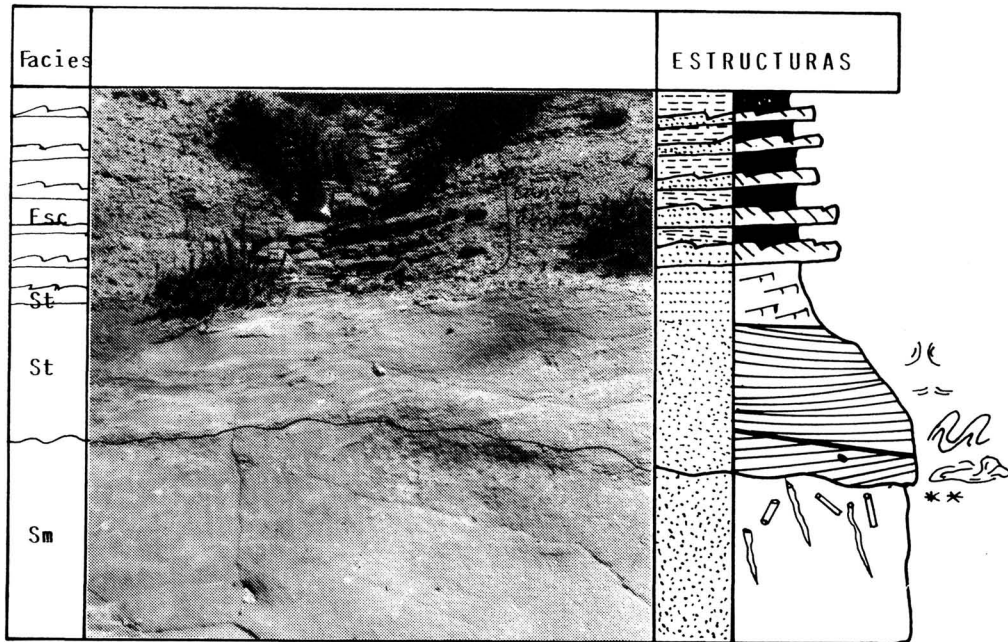


Figura 4. Secuencia vertical de estructuras. Las facies de canal abandonado presentan una clara alternancia de las etapas tractivas y decantación. Potencia aproximada 1m.

Figura 5. Secuencia vertical de estructuras. La sucesión muestra la relación existente entre las facies de desbordamiento y las de canales activos. Potencia aproximada 0,75 m.

Depósitos y facies de cuenca de inundación

Están más alejadas de los canales principales, presentando gran extensión lateral. Son frecuentes las costras carbonatadas, rasgos de hidromorfismo y rizocreciones y bioturbación de origen animal. Son los depósitos de la facies P (Fig. 5). Está íntimamente relacionada con la facies Fsc. Se aprecia una ausencia de materia orgánica.

ANÁLISIS DE LA ASOCIACIÓN DE FACIES: MODELO GENERALIZADO DE FACIES E INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA

Establecer un modelo de secuencia de facies es un problema bastante difícil de resolver cuando se pretende obtenerlo de depósitos formados en medios continentales ya que en ellos actúan conjugados elementos de índole diversa. Unos son propios del canal (profundidad, geometría...) y otros son ajenos al sistema fluvial (tectónica, clima...). BÉERBOWER (1964) los define como procesos cíclicos y los clasifica como autocíclicos y alocíclicos. Simplemente son procesos interrelacionados entre sí, siendo los primeros dependientes de los segundos dado que están controlados por ellos.

De los datos de campo se puede establecer un modelo diagramático generalizado de la asociación de facies (Fig. 6). En esta asociación se aprecia que:

- 1) Existe un dominio de las facies de arenas (St, Sh, Sr) y de limos (Fa) sobre las de gravas (Gr).
- 2) La facies Ss está íntimamente relacionada con el momento del inicio de la asociación y refleja el momento de mayor velocidad y poder erosivo del agente de transporte.
- 3) Esta asociación permite decir que los ríos son fundamentalmente de arenas y la red fluvial es de tipo trenzado distal. Esto unido al carácter grano-decreciente de las secuencias (tamaño de grano y disminución de la velocidad del agente de transporte) confieren a la red un curso de agua constante.
- 4) Cuando esta asociación rellena totalmente la depresión indica ciclos de colmatación del canal en un solo episodio; sin embargo cuando aparece en canales soldados, al no estar completa, manifiesta las evidencias de varias etapas de relleno (ciclo de agradación del canal).

- 5) El elevado número de láminas por unidad de superficie y su buzamiento inferior a 10° permite decir que en el fondo del canal existen grandes megarripples desplazándose a gran velocidad sobre depresiones de pequeño relieve.

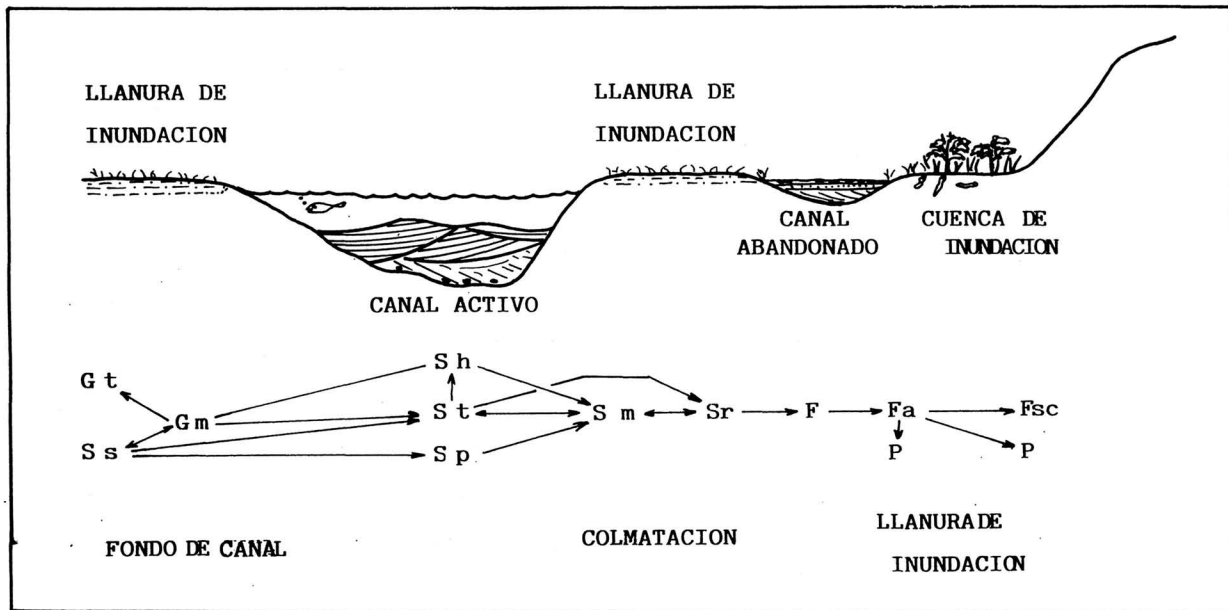


Figura 6. Modelo diagramático generalizado y conceptual de la asociación de facies de la Formación Areniscas de Aldearrubia.

ANÁLISIS TEXTURAL: PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA DE LA FRACCIÓN INFERIOR A 2 MICRAS

Fangos ocreos bioturbados (facies Fac, Fa y P)

Su mineralogía detrítica está constituida por una asociación de cuarzo, micas individualizadas (moscovita y biotita), micas y cloritas en agregados (cloritoesquistos y micaesquistos) y feldespatos. Al microscopio (Fig. 7), los elementos detríticos más gruesos aparecen flotando en una matriz originalmente limo-arcillosa. Esta textura original aparece, sin embargo, transformada por los procesos pedogénicos que afectaron estos sedimentos. Dichos procesos son más fuertes cuanto más hacia el techo del ciclo se encuentren.

Inicialmente la textura original está cortada por multitud de pistas de actividad biológica (granotúbulos e isotúbulos). Posteriormente se produce una intensa removilización matricial en forma de separación y reorientación del componente arcilloso de dicha matriz. Por último, en las partes más altas de los ciclos se inician procesos de encostramientos calcáreos con reemplazamiento epigenético de silicatos por carbonatos. Estos procesos se inician por la formación de nódulos carbonatados con desaparición de la matriz limo-arcillosa pero no de los elementos detríticos mayores, que únicamente presentan corrosiones en los bordes. Posteriormente los nódulos se unen entre sí produciéndose una desaparición de la matriz original progresivamente. Este estadio es el encontrado con mayor frecuencia, no observándose ni grandes encostramientos ni formación de «dalles». Como resultado de estos procesos aparece una nueva textura que se puede definir como sigue: elementos gruesos detríticos fuertemente corroidos y restos de la matriz limo-arcillosa original intensamente orientada —orientaciones de tipo latisépico y omnisépico— (BREWER 1964) inmersos en una pasta carbonatada.

Durante estos procesos se produce también alteración más o menos importante de los minerales, tales como feldespatos potásicos, biotitas y cloritoesquistos y en menor proporción micaesquistos y moscovitas, así como una ligera rubefacción que afecta principalmente a los restos de matriz orientada.

Mineralogía de la fracción inferior a 2 micras

Tal y como se indica en la Fig. 8, en esta facies, la fracción inferior a 2 micras está compuesta por una asociación de esmectitas, como minerales dominantes, acompañadas de una importante cantidad de illita y caolinita y, en menor proporción, clorita. La paligorskita está presente en cantidades variables pero siempre menores que los minerales anteriormente citados. También existen trazas de goethita.

Esta asociación es relativamente estable en todos los afloramientos estudiados variando únicamente la cantidad de illita (Fig. 8), que localmente puede ser más importante (tal sería el caso por ejemplo de Babilafuente). Asimismo, la proporción de paligorskita parecería aumentar en las facies con mayor desarrollo de encostramientos calcáreos.

Arcillas verdes (facies F_{3c})

La mineralogía detrítica es exactamente igual que la descrita para los fangos ocreos bioturbados. El pequeño tamaño de estos elementos hace difícil su observa-

ción al microscopio, pero sí son visibles los componentes de tamaño arena fina y limo (cuarzo y micas).

Al microscopio (Fig. 9) se presentan finamente laminadas en secuencias granodecrescientes que comienzan en tamaño limo-arena fina y terminan en arcillas masivas donde únicamente se diferencian por su tamaño algunas micas que se disponen sistemáticamente paralelas a la estratificación.

Esta distribución aparece frecuentemente alterada por dos tipos de procesos: figuras de carga y de escape de fluidos, muy abundantes, y pedotúbulos que generalmente son granotúbulos. Es interesante resaltar que, en cualquier caso, este tipo de alteraciones de la textura original provoca la aparición de una porosidad secundaria más o menos importante. Esta porosidad aparece rellena total o parcialmente de óxidos de hierro que producen un cambio importante en la coloración. Este hecho provoca una transformación del color verde original del sedimento en rojo.

Mineralogía de la fracción inferior a 2 micras

Cualitativamente es igual a la descrita para los fangos ocres bioturbados pero con una diferencia cuantitativa importante. Esta diferencia consiste en la abundancia de esmectitas (reflexión a 15 Å) en relación a la illita (reflexión a 10 Å) y a la caolinita y clorita (reflexión a 7 Å). Se detecta también la presencia de paligorskita en todos los afloramientos estudiados, representada en cantidades pequeñas y variables que no han permitido fijar pautas de comportamiento. En cualquier caso, en esta facies, la atribución de la paligorskita a encostramientos calcáreos está totalmente descartada dada la ausencia de éstos.

La goethita merece mención especial dado que aparece, al igual que la paligorskita, en cantidades pequeñas y variables pero con una pauta de comportamiento perfectamente marcada. La cantidad de goethita es directamente proporcional a la rubefacción, siendo nula en las arcillas verdes con laminación no distorsionada y, por tanto, porosidad nula, y máxima en las arcillas más distorsionadas con porosidades secundarias.

Arenas (facies S)

La mineralogía detrítica de esta facies es igual a la de las anteriores. Está compuesta por cuarzo, feldespatos (ortosa y microclina), moscovita, biotita y cloritas como minerales fundamentales. El mayor tamaño de grano permite, además, identificar una serie de minerales accesorios como apatito, circón, turmalina

na y trazas de cordierita. La matriz es arcillosa y frecuentemente presenta orientación alrededor de los granos detríticos dando una organización plásmica de tipo esquelsépico (BREWER 1964).

Una característica común a todas las facies estudiadas es la alteración que presentan los granos detríticos de cloritoesquistos, biotitas, micaesquistos, feldspatos y moscovitas. Esta alteración es, además, progresiva según el orden citado, de forma que mientras que las moscovitas únicamente aparecen alteradas en sus bordes y según los planos de exfoliación, los granos de cloritoesquistos apenas son reconocibles por estar reemplazados por una pasta arcillosa que enmascara completamente sus características ópticas. El carácter «in situ» de esta alteración no ofrece dudas dada la imposibilidad de que estos granos soporten un transporte, por mínimo que fuera, estando ya alterados (Fig. 11).

Otra característica importante es el aspecto microscópico de la rubefacción. Se presenta como una ligera patina ocre alrededor de los granos o bien tiñendo la matriz arcillosa que generalmente se encuentra organizada. En las facies laminadas, y dentro de éstas en las láminas más finas, la concentración de oxihidróxidos de hierro puede ser importante ya que además de la patina puede producirse precipitación en la microporosidad, lo que no ocurre cuando el tamaño de los poros es sensiblemente superior.

Finalmente, se ha observado que las cementaciones calcíticas que presentan los depósitos arenosos son posteriores a los fenómenos de alteración y rubefacción y, por tanto, son atribuibles a fases diagenéticas muy tardías.

Mineralogía de la fracción inferior a 2 micras

En la Fig. 8 están representados los difractogramas correspondientes a dos aspectos diferentes de este tipo de depósitos. Uno de ellos es representativo de una facies con rubefacción más o menos marcada, pero siempre difusa, mientras que el otro corresponde a facies con rubefacción asociada a laminaciones sedimentarias de diversa índole. Ambos son muy similares y están caracterizados por un dominio casi absoluto de las esmectitas, apareciendo clorita, caolinita e illita casi en proporción de trazas.

Como en las facies anteriormente descritas, señalamos la presencia de cantidades variables, pero en general pequeñas, de paligorskita, cuyo origen no se puede suponer asociado a los encostramientos calcáreos dado que éstos no han sido observados en esta facies.

La mayor o menor rubefacción de estos materiales es proporcional a la cantidad de oxihidróxidos de hierro presentes. Sin embargo, existen diferencias mineralógicas que se pueden resumir como sigue:

- a) Rubefacción pequeña o mediana: el hierro se presenta en forma de hidróxido (goethita).
- b) Rubefacción intensa: el hierro se presenta bajo la forma de óxido (hematites).

DISCUSIÓN

La Fig. 8 representa la relación que existe entre la sucesión vertical «ideal» de facies y la evolución mineralógica de la fracción inferior a 2μ . En ella se aprecia una clara variación mineralógica reflejada, de muro a techo, por una disminución de las esmectitas y un aumento progresivo de la illita, clorita y caolinita. Justamente a la asociación illita-clorita-caolinita le atribuimos un origen detrítico al contrario de las esmectitas, que consideramos neoformadas en la propia cuenca sedimentaria.

El carácter detrítico de las illitas y cloritas lo asociamos a la relativa abundancia, en la serie, de micas, micasquistos y cloritoesquistos procedentes del complejo esquisto grauvákico, área madre de estos depósitos. El origen detrítico de la caolinita es más problemático, pero vista su estrecha relación de comportamiento con la clorita, y debido a la dificultad de imaginar un ambiente lo suficientemente lixivante en la propia cuenca que justifique su neoformación, le atribuimos también un origen similar. Los arrasamientos de las diversas paleoalteraciones del zócalo hercínico (MOLINA et al., 1980) pueden ser el origen de la caolinita.

Las esmectitas se comportan de manera inversa al resto de la asociación, y al ser muy poco probable una separación hidrodinámica de los diferentes minerales arcillosos, hemos de suponer un origen no ligado a la sedimentación. Este origen lo atribuimos a una neoformación en la propia cuenca sedimentaria, la cual tendría lugar a expensas de minerales alterables como los feldespatos, las biotitas y las cloritas. Esto ha sido puesto en evidencia en el estudio microscópico donde hemos descrito el alto grado de alteración de los minerales citados. No se puede excluir, sin embargo, la posibilidad de que una parte de las esmectitas sea de origen detrítico, ya que al igual que existen paleoalteraciones del zócalo hercínico de tipo caolinítico han sido descritas otras de tipo «Manto Montmorillonítico» (MOLINA et al., 1985). Esta neoformación de esmectitas a expensas de micas y cloritas explica, además, la correlación inversa entre illitas y cloritas frente a esmectitas y en consecuencia podemos utilizar la cantidad de esmectita como índice de alteración: a mayor concentración, mayores procesos de alteración y viceversa.

Dejando aparte la paligorskita, de la cual se tratará más adelante, se puede dividir la asociación de arcillas en dos partes en función de su génesis:

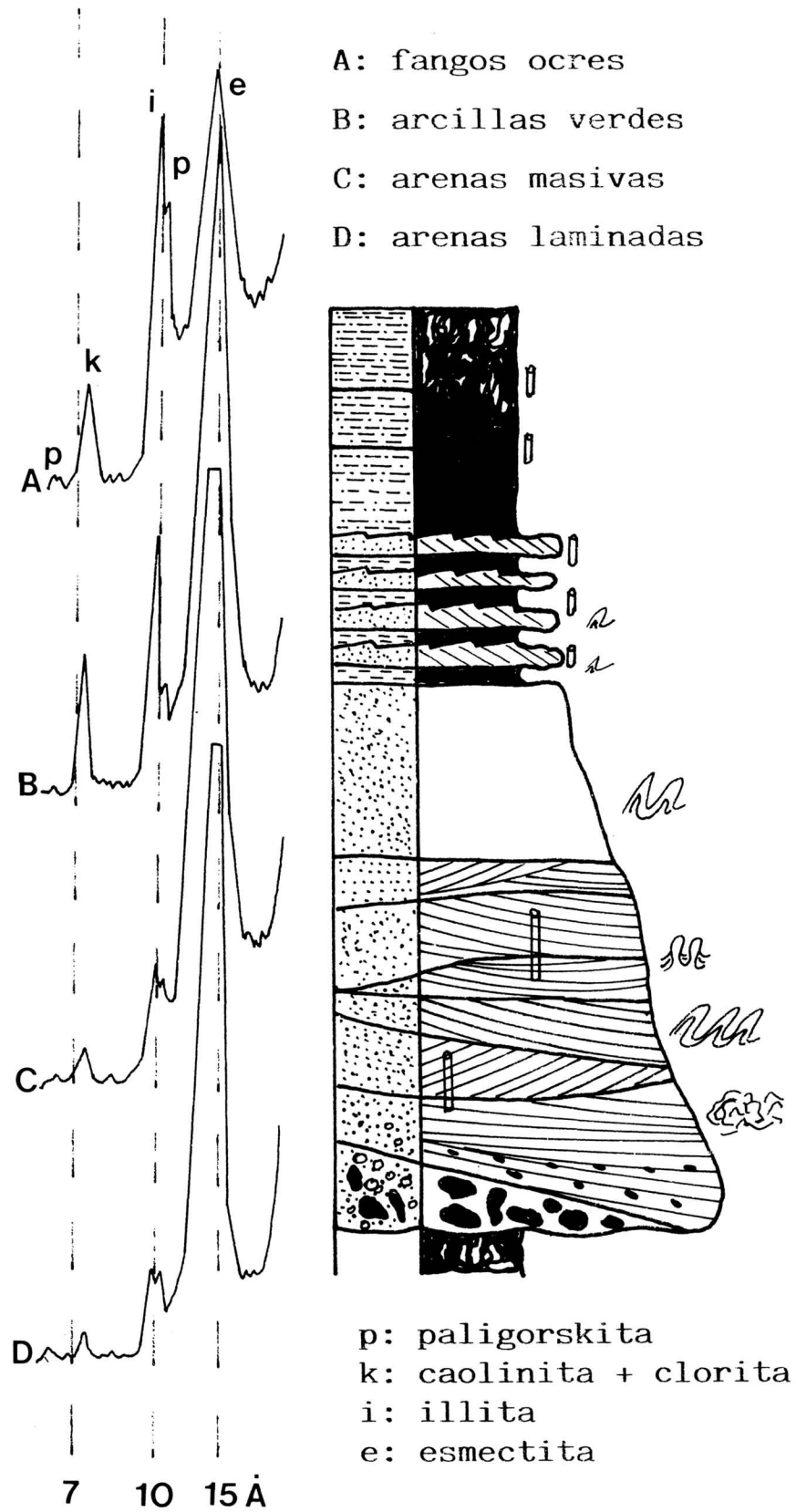


Figura 8. Ciclo ideal representando las diversas facies de la Formación y difractogramas de la fracción inferior a 2 micras de las facies más características.

- a) de origen detrítico: illita, clorita, caolinita, y parte de esmectitas
- b) de origen neoformado: el resto de las esmectitas.

De acuerdo con esta división, en la Fig. 8 se observa que las mayores concentraciones en esmectitas, y por tanto los mayores procesos de alteración, se observan en las facies arenosas asociadas a los canales activos o abandonados, y los menores aparecen en los paleosuelos de las llanuras de inundación, por lo tanto, en las facies más alejadas de los canales activos. Esta diferenciación de los procesos de alteración está en clara contradicción con estudios similares realizados en series continentales (MEYER, 1981; THIRY, 1981; MEYER and PENA dos REIS, 1985 ...). En efecto, estos autores sitúan los mayores procesos de alteración asociados a las interrupciones sedimentarias que indican los paleosuelos, y observan disminución de estos procesos a medida que se alejan de ellos.

Antes de proponer un modelo que, basado en las características sedimentológicas de esta unidad, explique convenientemente los procesos de alteración descritos recordaremos de forma breve los procesos de rubefacción que, como veremos, aparecen estrechamente ligados a los de alteración.

La rubefacción más intensa aparece en las facies arenosas, sea de forma generalizada sea de forma rítmica asociada a la laminación. En este caso, la mayor coloración aparece asociada a los términos más finos, y la menor a los más gruesos. En las arcillas verdes, la rubefacción es muy variable pero sistemáticamente asociada a porosidades secundarias provocadas sea por bioturbación sea por escapes de fluidos o figuras de carga. Por último, en los fangos ocreos de llanura de inundación la rubefacción es escasa pero generalizada. Esta distribución, además, se correlaciona perfectamente con la cantidad de oxihidróxidos de Fe con la salvedad de que allí donde es escasa o media, la especie mineral es el hidróxido (goethita) y allí donde es fuerte, la especie mineral es el óxido (hematites). En ambos casos, la rubefacción traduce procesos de hidromorfismo muy continuos que afectan a los depósitos inmediatamente después de su sedimentación y anteriormente a su enterramiento por debajo del nivel freático permanente. Como resultado de estos procesos, en las facies más porosas la rubefacción es muy intensa —arenas— y en las no porosas es prácticamente nula —arcillas—.

Además de la porosidad, es lógico pensar que los procesos de rubefacción deben ser también función de la lejanía o cercanía del depósito al canal principal. En proximidad a dicho canal, las oscilaciones de su nivel del agua deben inducir oscilaciones rápidas de la capa freática, y en los depósitos alejados dichas oscilaciones se verán amortiguadas.

Los dos factores que acabamos de comentar, porosidad y proximidad de los depósitos a los canales activos, creemos que justifican la distribución de la rubefacción. Así, en las arenas de canales activos o abandonados, alta porosidad y proximidad a los canales activos, la rubefacción es fuerte; en las arcillas verdes,

proximidad a los canales activos pero porosidad nula, la rubefacción es nula salvo la asociada a porosidades secundarias producidas por escapes de fluidos, figuras de carga, o bioturbaciones; por último, en los fangos con paleosuelos, baja porosidad y lejanía de canales activos, la rubefacción es escasa y probablemente ligada a la actividad propia del paleosuelo.

De esta forma, vemos que existe una correlación inesperada pero perfecta entre rubefacción y alteración que se puede resumir como sigue:

areniscas = alta rubefacción y porosidad

arcillas verdes = alteración media, rubefacción nula o variable en función de la porosidad secundaria

fangos ocres de paleosuelos = procesos de alteración y rubefacción bajos.

Esta correlación tan perfecta nos lleva a pensar que los dos procesos no sólo son contemporáneos sino que están, además, estrechamente asociados. De esta forma la alteración de micas, cloritas y feldespatos produciría por una parte las esmectitas, y por otra el Fe^{2+} liberado por micas y cloritas que, en el medio hidromorfo descrito, pasaría a Fe^{3+} precipitando como óxido o como hidróxido. Este modelo de alteración justifica los hechos observados en el sentido de encontrar los mayores procesos de alteración no asociados a paleosuelos sino a las facies más porosas y con mayor rubefacción.

La paligorskita ha sido dejada expresamente aparte del modelo de alteración por no encajar en él. Viendo su repartición en la Fig. 8, se observa que no se correlaciona con ninguna facies ni con ningún mineral. Únicamente podría asociarse la paligorskita de los fangos con paleosuelos con los procesos de encostramiento calcáreo descritos en esa facies pues así han sido clásicamente citados (MILLOT et al. 1967); en las restantes facies este origen está excluido por la inexistencia de costras calcáreas. A falta de otros argumentos cabe la posibilidad de atribuirla a una neoformación en las capas freáticas actuales o sub-actuales. Esta posibilidad ha sido demostrada termodinámicamente en estudios sobre hidroquímica de la capa freática del borde SW. de la Cuenca del Duero (SÁNCHEZ SANROMAN com. per.). Igualmente atribuimos a fenómenos diagenéticos tardíos, sin relación con el modelo de alteración propuesto, las cementaciones carbonatadas que se observan. Estas cementaciones siempre calcíticas han sido observadas sólo en las facies más porosas y sin ninguna relación con los encostramientos calcáreos de los paleosuelos.

MODELO SEDIMENTARIO

Al intentar correlacionar las características sedimentológicas, obtenidas del análisis de facies, con los datos petrográficos-mineralógicos se observa una estrecha relación biunívoca que se expone en el modelo conceptual de la Figura 12.

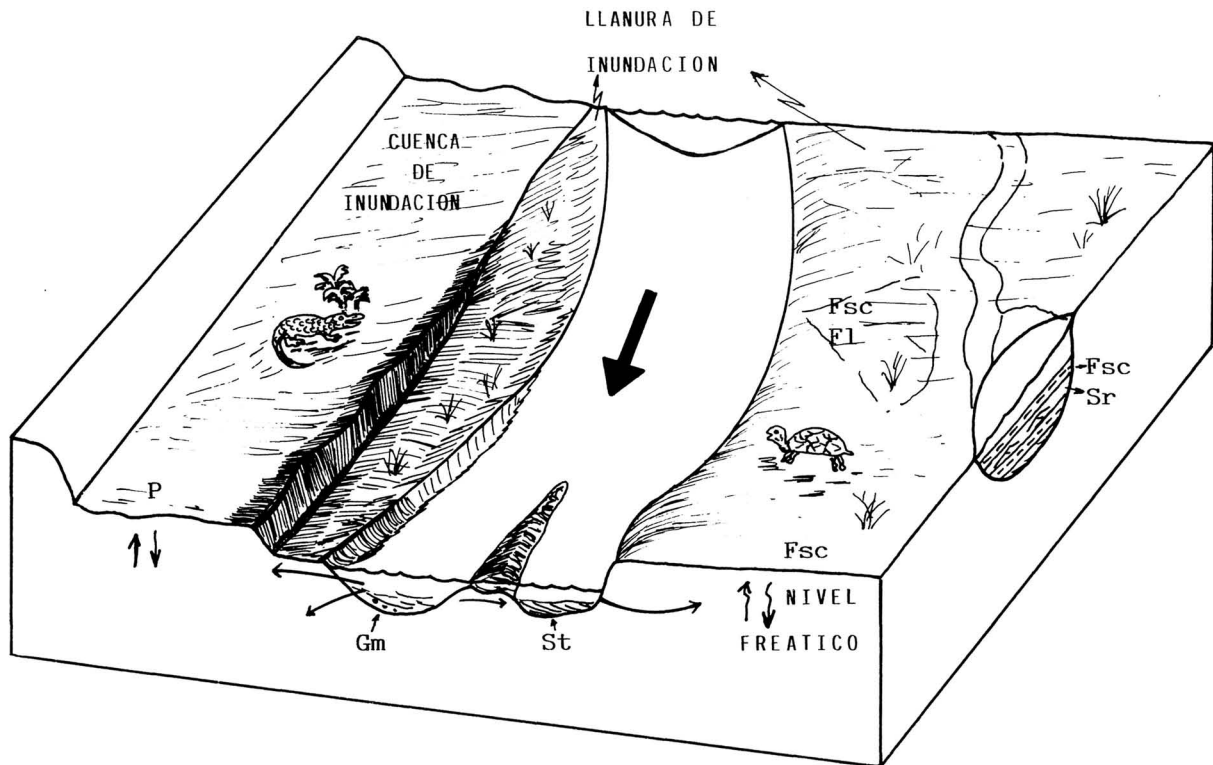


Figura 12. Modelo conceptual en el que se relacionan los procesos sedimentario con los principales elementos morfológicos del valle fluvial.

El modelo sedimentario consiste en un sistema trenzado distal de arenas, a veces comportándose como meandriforme, con un cauce único esporádicamente disecado por el crecimiento de barras en su interior. Esto ocasiona una migración del río dentro de su propio cauce y un progresivo abandono de una parte de su trazado. Otras veces, el abandono es causado por una avulsión, en cuyo caso el río se desplaza por la llanura de inundación y excava un nuevo cauce. La dinámica que rige en estos cauces está controlada por la estacionalidad del clima. Ello implica que en los estadios de aguas altas se den altas descargas de sedimentos en los canales principales, se inunden los canales abandonados y se cree un ascenso general del nivel freático. En los periodos de aguas bajas se da una colonización de los sedimentos por organismos, un descenso del nivel freático y aireación de los sedimentos porosos. Como consecuencia de estas características hidrodinámicas, los procesos sedimentológicos que suceden en cada área son diferentes.

En los depósitos de canal activo o abandonado, pero próximos al canal activo, el nivel freático está muy condicionado por éste y los procesos de alteración

y rubefacción serán muy intensos. En efecto, las frecuentes oscilaciones del nivel freático motivan ciclos de humedecimiento y secado con aireación del depósito poroso y, por tanto, fenómenos de hidromorfismo origen de la rubefacción. Al mismo tiempo, la continua renovación del agua en esta zona, unida al alto grado de contacto agua-sedimento por la alta porosidad favorece los procesos de alteración, que conducen a una importante neoformación de esmectitas a expensas de los minerales alterables. Estos fenómenos se ven acentuados por la porosidad secundaria producida por la bioturbación. A medida que nos alejamos del canal activo su influencia se irá amortiguando sobre todo por el intercalamiento de arcillas verdes muy impermeables que obstaculizan la circulación del agua a través del sedimento; de esta forma los procesos de rubefacción y alteración serán menores.

En los depósitos de llanura de inundación próximos al canal activo —arcillas verdes— hay un factor que favorece los procesos de alteración y rubefacción que es la renovación del agua asociada a la dinámica del nivel freático, pero su escasa porosidad inicial obstaculiza todo tipo de proceso de alteración. Sin embargo, la porosidad inicial puede verse aumentada por modificaciones texturales post-sedimentarias de tipo bioturbación, estructuras de carga, escape de fluidos... En cualquier caso, los procesos de alteración y rubefacción no son tan importantes como en los depósitos de canal activo.

Por último, los depósitos de cuenca de inundación, alejados del canal principal y poco permeables por su carácter fangoso, presentan unos fenómenos de alteración diferentes y menos relacionados con la dinámica del canal que con las condiciones ambientales. Aquí los procesos de rubefacción y alteración son poco desarrollados y transitorios pues el proceso de alteración principal, aunque sea incipiente, es el encostramiento calcáreo.

La originalidad en los procesos de alteración de la Formación de Aldearrubia, cuya mayor intensidad no se asocia a las interrupciones sedimentarias que marcan los paleosuelos sino a la alta porosidad de los depósitos arenosos de canal, queda perfectamente explicada en el modelo sedimentológico propuesto. Los procesos de alteración y rubefacción tan estrechamente ligados se realizan en la zona de oscilación del nivel freático, pues por debajo de dicho nivel ni las condiciones son oxidantes —rubefacción excluida— ni la renovación del agua es lo suficientemente rápida como para favorecer procesos de alteración importantes. En consecuencia, para que el modelo propuesto sea viable son necesarias unas condiciones mínimas de estabilidad del valle fluvial que permitan la actuación de los procesos descritos durante un tiempo muy considerable.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias a la desinteresada colaboración de Philippe Larqué y sus colaboradores del Centre de Geochimie de la Surface, Univ. «Louis Pasteur» de Strasbourg (Francia), así como de M. Sánchez Camazano de la Unidad de Físico-Química de Arcillas del I.O.A.T.O. de Salamanca.

BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO GAVILÁN, G. (1981). *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero (provincia de Salamanca)*, Tesis doctoral. Univ. Salamanca, 435 p. (inédita).
- ALONSO GAVILÁN, G. (1984). *Evolución del sistema fluvial de la Formación Areniscas de Aldearrubia (Paleógeno Superior) (Provincia de Salamanca)*. Mediterránea 3; 107-130.
- ALONSO GAVILÁN, G. y ARMENTEROS, I. (1983): *Estructuras de deformación por escape de agua en los canales fluviales del Paleógeno Superior de Salamanca*. Resúmenes y Comunicaciones. X Congr. Nac. Sedimentología. Menorca; 1983.
- BEERBOWER, J. R. (1964): *Cyclothems and cyclic depositional mechanism in alluvial plain sedimentation*. In D.F. Merriam (edt.). Symposium on Cyclic Sedimentation. Kansas.
- BREWER, R. (1964): *Fabric and Mineral Analysis of Soils*; New York; Wiley; 470 p.
- MEYER, R. (1981): *Rôle de la paléaltération, de la paléopédogenèse et de la diagenèse précoce au cours de l'élaboration des séries continentales*. Tesis Doctoral. Univ. Nancy; 245 p.
- MEYER, R. and PENA dos REIS, R. B. (1985). *Paleosols and alunite silcretes in continental cenozoic of western Portugal*. Journ. Sed. Petrology, v. 55; p. 76-85.
- MIALL, A. D. (1978). *Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: A summary*. In: A.D. Miall (edt); Fluvial Sedimentology; Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir; 5: 597-604.
- MILLOT, G.; NAHON, D.; PAQUET, H.; RUELLAN, A. et TARDY, Y. (1977): *L'épigénie calcaire des roches silicatées dans les encroûtements carbonatés en pays subaride. Anti-Atlas, Maroc*; Sci. Geol. Bull., 30; p. 129-152.
- MOLINA, E. et BLANCO, J. A. (1980): *Quelques précisions sur l'altération du Massif Hercynien Espagnol*. C. R. Acad. Sc. Paris; t. 290; p. 1293-1296.
- MOLINA, E.; BLANCO, J. A.; PELLITERO, E.; CANTANO, M. y JORDÁ, J. (1985). *Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeño*. Studia Geol. Salm.; t. 20; pp. 115-126.
- RUST, B. R. (1978): *Depositional models for braided alluvium*. In: A.D. Miall (edt.); Fluvial Sedimentology; Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir; 5; p. 604-625.
- THIRY, M. (1981): *Sedimentation continentale et altérations associées: calcitisation, ferruginisation et silicifications. Les argiles Plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris*. Sc. Geol. Mém.; N° 64; 173 p.

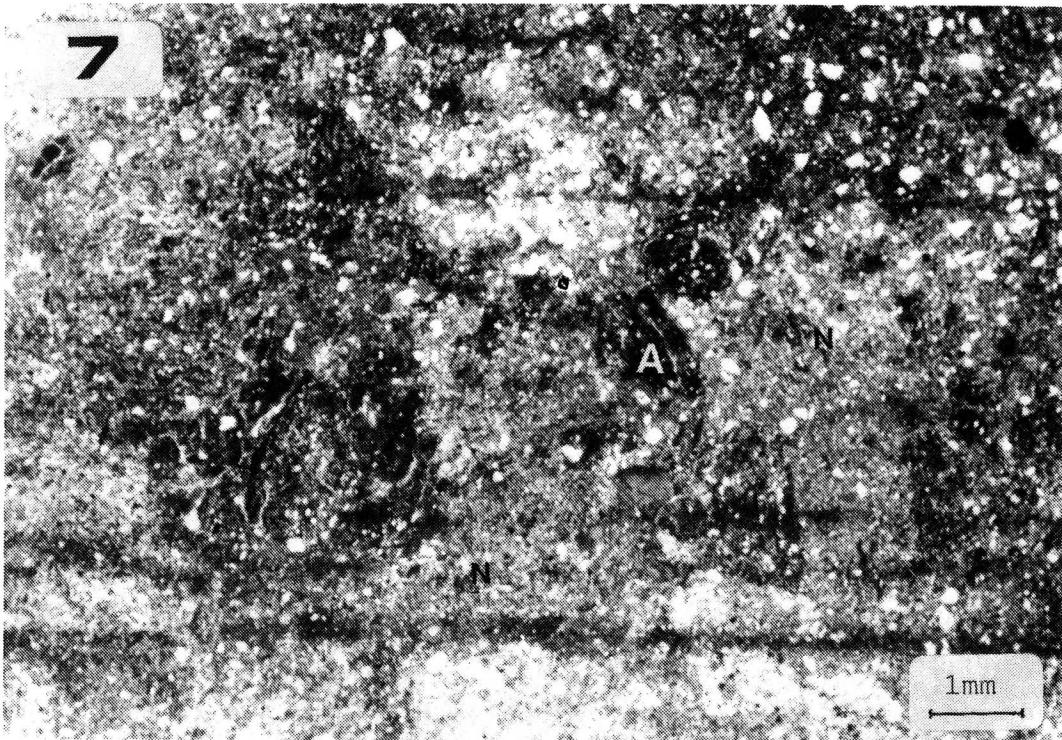


Figura 7. Aspecto microscópico de los fangos ocre bioturbados. El encostramiento calcáreo está generalizado, con tendencia nodular (N) y con restos de arcillas orientadas (A) y detriticos gruesos sin epigenizar.

Figura 9. Microestructura ocasionada por escape de fluidos con rubefacción (A) asociada a la porosidad secundaria (P) en las facies de arcillas verdes.

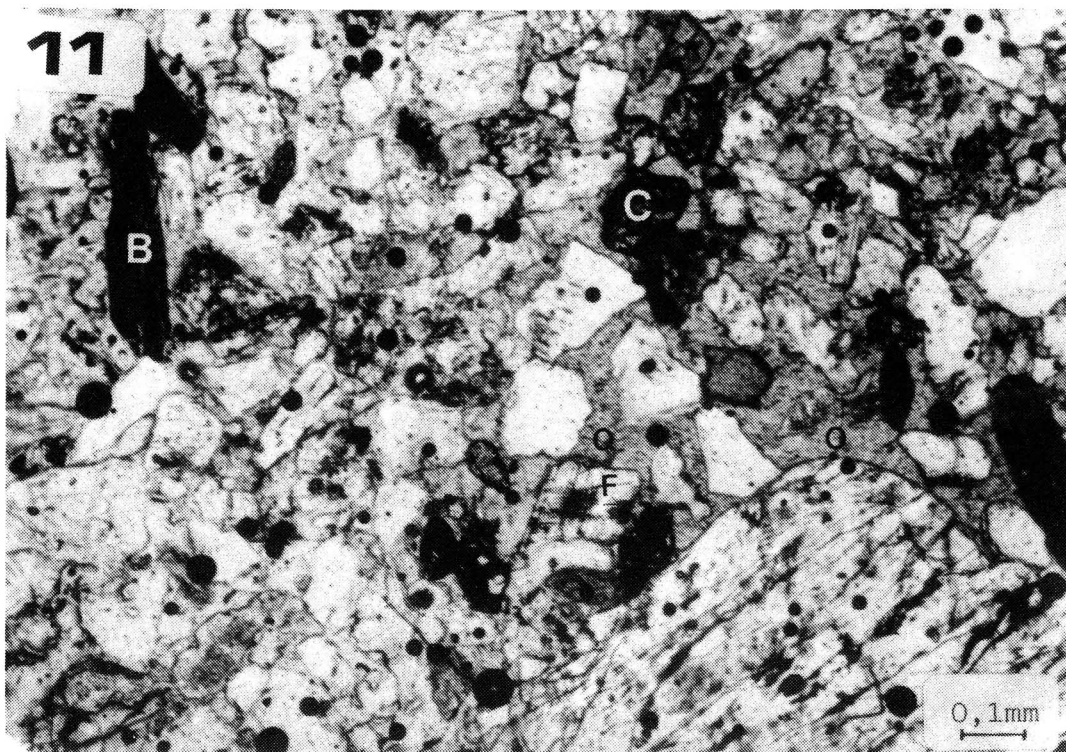
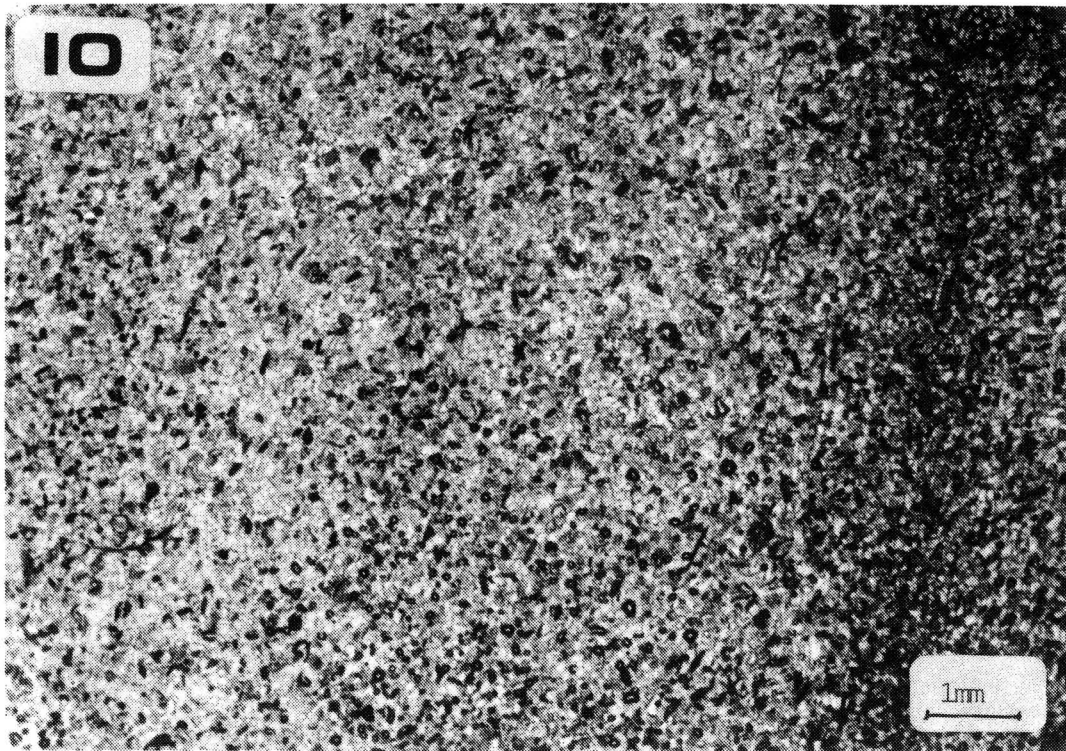


Figura 10. Fina laminación en las facies St (arena media-fina).

Figura 11. Alteración de Biotitas (B), Feldespatos (F), Cloritoesquistos (C) y cementación carbonatada (O) en las arenas de grano medio.