



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

HOJA DE HERRERA DE PISUERGA

165 (17-09)

INFORME SEDIMENTOLOGICO



INFORME SEDIMENTOLOGICO
HERRERA DE PISUERGA (169)

INDICE

1. MESOZOICO

- 1.1. Introducción**
- 1.2. Triásico. Facies Keuper**
- 1.3. Lías inferior (Hettangiense-Sinemuriense inferior)**
 - 1.3.1. Tramo inferior**
 - 1.3.2. Tramo superior**
- 1.4. Lías superior (Sinemuriense superior a Aalenense)**
- 1.5. Bajociense**
- 1.6. Aptiense-Albiense inferior**
- 1.7. Facies Utrillas (Albiense-Cenomaniense inferior)**
- 1.8. Cenomaniense-Turonense inferior**
- 1.9. Turonense-Coniacense**
- 1.10. Santoniense**
- 1.11. Campaniense**

2. Terciario

- 2.1. Introducción**
- 2.2. Astaraciense. Abanico de Aviñante y de Alar del Rey. Facies Vega de Riarcos-Alar del Rey. Facies Grijalba-Villadiego**
 - 2.2.1. Facies aluviales**
 - 2.2.1.1. Brechas calcáreas**
 - 2.2.1.2. Conglomerados calcáreos**
 - 2.2.1.3. Conglomerados poligénicos**
 - 2.2.1.4. Areniscas**
 - 2.2.1.5. Lutitas rojas**
 - 2.2.2. Facies fluviales**

- 2.2.2.1. Conglomerados
- 2.2.2.2. Areniscas y arenas
- 2.2.2.3. Lutitas

2.2.3. Facies "Charcustres"

- 2.2.3.1. Arcillas margosas anaranjadas
- 2.2.3.2. Margas blancas
- 2.2.3.3. Calizas

2.3. Mioceno superior. Abanico de Cantoral. Facies de La Serna

2.3.1. Depósitos canalizados

- 2.3.1.1. Canales braided
- 2.3.1.2. Canales rectos
- 2.3.1.3. Canales meandriformes

2.3.2. Depósitos de desbordamiento

2.3.3. Lutitas

2.4. Plioceno

1. MESOZOICO

1.1. INTRODUCCION

El Mesozoico en la Hoja de Herrera de Pisuerga abarca desde el Triásico superior hasta el Campaniense y aflora únicamente en el sector nororiental.

El Triásico está representado por depósitos arcillosos característicos de las facies Keuper.

El Lías inferior tiene un carácter dolomítico y se enmarca en contextos supramareales salinos que pasan hacia techo a un conjunto calcodolomítico intermareal-submareal.

El resto del Jurásico está representado por facies marinas y llega hasta el Bajociense. Se trata de una alternancia rítmica entre margas y calizas margosas propia de un ambiente de plataforma exterior, y culmina con un tramo calcáreo más energético con desarrollo de construcciones de esponjas.

Seguidamente se superpone fuertemente discordante un complejo de sistemas aluviales de edad Aptiense-Albiense inferior, faltando el resto del Jurásico marino, y las facies Purbeck y Weald, probablemente por erosión.

Las facies Utrillas se consideran de edad Albiense-Cenomaniense inferior. Están compuestas por areniscas y conglomerados que configuran el relleno de canales "braided". En la parte alta se desarrolla una subunidad que incluye canales de alta sinuosidad que pasa transicionalmente a facies mixtas de estuario.

El resto del Cretácico superior caracteriza el relieve en mesas típico de la región. Está constituido por potentes barras calcáreas separadas por tramos esencialmente margosos.

Se diferencian dos contextos paleogeográficos que tienen un importante reflejo en la estratigrafía hasta la parte media del Santoniense, momento en que se homogeniza la sedimentación. Estos dos contextos se encuentran separados por el accidente de Becerril que se extiende con dirección ONO-ESE.

El dominio meridional se caracteriza por presentar un importante hiato sedimentario que comprende al Cenomaniense superior, Turoniense y Coniaciense. La primera barra bioclástica reconocida pertenece indiscutiblemente al Santoniense.

En los sectores situados al Norte del accidente se encuentran series con los términos del Cenomaniense y Turoniense bien representados. La primera barra calcárea es del Turoniense-Coniaciense y los equivalentes a la del dominio meridional están representados por una alternancia rítmica de margas y calcarenitas.

El resto del Santoniense está constituido por una unidad de margas transgresivas y termina con un complejo de barras calcáreas.

El Campaniense presenta abundantes cambios laterales. Está compuesto por facies calcáreas y margocalcáreas de plataforma somera y puede incluir intermitentemente complejos de barras de energía media.

1.2. TRIASICO. Facies Keuper

Tiene muy poca representación en la Hoja. Se reconoce en una estrecha franja asociada al frente cabalgante del accidente de Becerril y en el valle de Cuevas de Amaya.

La mala calidad de los afloramientos y la intensa deformación que afecta al Keuper impide realizar grandes precisiones sedimentológicas y estratigráficas. Está representado por arcillas rojas, verdosas y versicolores. En base a observaciones realizadas en la vecina Hoja de Prádanos de Ojeda, estos depósitos pueden organizarse en ciclos lagunares someros de oxidación-

reducción. Su asociación con depósitos evaporíticos permite situar a las facies arcillosas del Keuper en un contexto lagunar a llanura fangosa circunlitoral.

1.3. LIAS INFERIOR (Hettangiense-Sinemuriense inferior)

En contacto mecánico con el Keuper o por medio de una superficie de truncación erosional (ROBLES et al. 1988), está constituido por una serie calcodolomítica en la que se diferencian dos tramos. El inferior es esencialmente dolomítico y brechoide y el superior presenta una mayor diversidad de facies, reconociéndose dolomías tableadas, barras calcodolomíticas y en menor proporción dolomías brechoides y carniolas.

1.3.1. **Tramo inferior**

Está constituido por dolomías brechoides, carniolas y dolomías laminadas. La recrystalización afecta a todo el conjunto borrando en muchos casos la textura original.

Las dolomías brechoides se disponen en bancos de espesor métrico. Presentan superficies de estratificación discontinuas, irregulares y difusas.

El término "carniola" se reserva en este caso para las dolomías oquerosas no brechoides con presuntos moldes de sales.

Las dolomías laminadas se encuentran en bancos de potencia comprendida en 0,5 y 2 m. El laminado es discontinuo y muchas veces desaparece por recrystalización. Se le atribuye un origen algal.

Este conjunto se enmarca en un contexto de llanura costera salina de tipo "sebka" supramareal.

Su potencia se estima entre 75 y 90 m.

(CIRY, 1940) cita la presencia en San Pedro de Becerril (Hoja de Prádanos de Ojeda) de *Isocyprina germani* (Dunker) que marca una edad

Hettangiense.

1.3.2. Tramo superior

Presenta una notable complejidad litológica. Está compuesto principalmente por calizas dolomíticas tableadas y barras calcodolomíticas. El tableado tiene una frecuencia centimétrica a decimétrica. Texturalmente se trata de "packstones" dolomíticos con una proporción elevada en aloquímicos. Son muy frecuentes los "ripples" de oleaje a techo de las capas. Se enmarcan en un contexto intermareal-submareal. Esta asociación de facies pasa lateralmente a tramos más masivos organizados en secuencias estratocrecientes. Las partes bajas de las secuencias corresponden a "wackestones-packstones" ondulados que incorporan esporádicamente facies tableadas. Las partes altas corresponden a "packstones-grainstones" dolomíticos con oolitos y bioclastos como aloquímicos. Presentan estratificación cruzada planar muy tendida en la base y de tipo "hummocky & swalley". Se interpretan como barras submareales y de "offshore" enmarcadas en un complejo de "shoals".

Ambos tipos de asociaciones de facies incluyen niveles de "wackestones-mudstones" en ocasiones nodulosos que representan los depósitos de menor energía.

Los términos superiores presentan muy malas condiciones de afloramiento. Se reconocen algunos niveles de dolomías brechoides y carniolas, y calcarenitas ferruginosas a techo. Las carniolas pueden presentar un aspecto laminado difuso de presunto origen algal y los intervalos brechoides tienden a geometrías canalizadas. Se interpretan como facies de "sebkha" supramareal surcada por canales de densidad y con desarrollo de tapices algales.

El intervalo calcodolomítico superior está compuesto por dolarenitas y "grainstones" tableados con abundantes "ripples" de olas. Son muy frecuentes las superficies ferruginosas. Se sitúa en un ambiente inter a submareal en una época de sedimentación condensada a la que RAMIREZ DEL POZO (1971) asigna una edad de Sinemuriense medio.

ANÁLISIS SECUENCIAL DE LAS FACIES KEUPER Y LIAS INFERIOR

Las malas condiciones de afloramiento no permiten realizar un análisis secuencial preciso para el Keuper. Debe incluirse en la macrosecuencia de Trías superior y podría corresponder a los términos inferiores de la unidad transgresiva del K₂ propuesta por ORTI (1982-83) en el Levante Español.

El tramo inferior tableado calcodolomítico de dudosa asignación al Rethiense o al Hettangiense inferior no aparece en la Hoja debido al carácter mecánico del contacto con el frente cabalgante del accidente de Becerril. Por otra parte, ROBLES et al. (1988) y PUJALTE et al. (1988), ponen de manifiesto una superficie de truncación erosional en la base del tramo de dolomías brechoides y carniolas. Esta superficie constituiría la base del sistema sedimentario de plataforma somera del Lías inferior propuesto por estos autores.

En el presente informe se divide a este sistema en tres unidades deposicionales menores. La primera corresponde el tramo de dolomías brechoides y carniolas. La segunda está representada por los términos inferiores de barras submareales y dolomías tableadas dentro del tramo superior. Esta unidad estaría limitada a techo por el intervalo de dolomías laminadas carniólicas que evidencian una somerización brusca. La unidad superior terminaría con la sedimentación condensada puesta de manifiesto por el "hard ground" del Sinemuriense medio-superior.

1.4. LIAS SUPERIOR (Sinemuriense superior a Aalenense)

Solo se reconoce en un reducido afloramiento que se encuentra al NE de Puentes de Amaya.

Está formado por una potente sucesión normalmente rítmica de margas y calizas margosas. Las capas de margocalizas tienen una potencia comprendida entre 5 y 50 cm. Texturalmente se trata de "mudstones-wackestones" muy margosos. Los únicos aloquímicos corresponden a restos bioclásticos y excepcionalmente "pellets" fecales. La bioturbación es muy abundante tanto en los términos margosos como en los calcáreos. En la parte alta

de esta unidad se observa un tramo tableado en el que las calizas son menos margosas y más bioclásticas, bastante ferruginosas, con texturas "wackstone-packstone" y desarrollo ocasional de "ripples" de oleaje a techo de las capas. El conjunto termina con un paquete de calizas bioclásticas con abundantes intraclastos y oolitos ferruginosos, que ha sido asimilado por diversos autores al Aalenense, PUJALTE et al, (1988) ROBLES, et al (1988). Este conjunto es muy fosilífero, contiene abundantes ammonoideos, nautiloideos, braquiópodos, pectínidos, belemnites, crinoideos, equínidos, ostreidos, foraminíferos, algas pelágicas y radiolarios. BRAGA et al (1988) diferencian diez zonas de Ammonites en el corte de Camino (Santander) que abarcan desde el Sinemuriense superior (Lotharingiense) hasta el Toarciense inferior. PUJALTE et al (1988) y ROBLES et al (1988) asignan una edad Lotharingiense-Aalenense para este conjunto.

Estos materiales se sitúan en un ambiente de plataforma abierta de muy baja energía y sedimentación restringida. ROBLES et al (1988) ponen de manifiesto la existencia de facies euxínicas constituidas por lutitas negras laminadas ricas en bitumen y con mineralizaciones dispersas de sulfuros en áreas próximas a Reinoso que interpretan como zonas de surco y generalizan un ambiente pelágico de para todo el conjunto.

La potencia de esta unidad está comprendida entre 70 y 100 m. y aumenta hacia el Norte. Esta circunstancia implica la existencia de áreas de alto relativo en los sectores meridionales. La zona de surco se encuentra fuera de Hoja, en el sector del Puerto del Pozazal donde el Lías alcanza espesores de varios cientos de metros.

La escasez de estructuras tractivas es propia de un medio de muy baja energía y se asocia en este caso a un momento de "high stand" relativo.

ANALISIS SECUENCIAL

El conjunto de Lías Superior-Aalenense debe ser considerado como una macrosecuencia. ROBLES et al (1988), le asignan la categoría de sistema sedimentario incluyendo en el mismo las barras calcáreas del Bajociense. BRAGA et al (1988) diferencian hasta el Toarciense inferior seis UTS en base a cambios

de las comunidades de Ammonites.

Esta macrosecuencia está limitada en la base por una ruptura, evidenciada por un cambio litológico, ambiental y faunístico citado por ROBLES et al. (1988), PUJALTE et al. (1988) y BRAGA et al. (1988.) en la Cuenca-Vaco-Cantábrica. El límite Superior está marcado por la ruptura Aalenense puesta de manifiesto por el desarrollo de calizas ferruginosas y la presencia de oolitos y otros componentes ferruginizados.

1.5. BAJOCIENSE

Se reconoce en la misma localidad que el Lías superior y aflora de forma incompleta debido al carácter fuertemente discordante del Aptiense-Albiense.

Se trata de un conjunto esencialmente calcáreo y de escasa potencia. El espesor de esta unidad oscila entre 25 y 30 m. Se diferencian dos barras calcáreas separadas por un tramo margoso de espesor variable que puede llegar a desaparecer, amalgamándose las dos barras.

Las facies calcáreas están constituidas por "wackstones" y "packstones" intraclásticos y presentan gran variedad de componentes aloquímicos. Entre los más frecuentes, además de los intraclastos, están los bioclastos y ooides. Pueden presentar estratificación cruzada de muy gran escala asimilable a procesos de progradación de las barras. Un rasgo característico de esta unidad es la presencia de esponjas. Aunque las construcciones de poríferos se encuentran muy destruidas por retrabajamientos, se observan localmente individuos en posición de vida y pequeños montículos de esponjas. La fauna es muy abundante, además de las esponjas se reconocen cefalópodos, braquiópodos, bivalvos, equinodermos, corales, gasterópodos y foraminíferos.

La unidad se enmarca en un contexto de plataforma exterior con desarrollo de barras de media a alta energía.

Los episodios de retrabajamiento se asocian a procesos originados por tormentas. Están reflejados por el desmantelamiento generalizado de las construcciones de espongiarios, y la abundancia de intraclastos y otros aloquímicos.

ANALISIS SECUENCIAL

El límite inferior de la unidad deposicional del Bajociense, está marcado por la discontinuidad Aalenense que tiene un carácter de episodio de sedimentación condensada. El límite superior constituye una importante ruptura sedimentaria puesta de manifiesto en las cercanías de Aguilar por la aparición de depósitos conglomerático-arenosos. Este dato contradice la hipótesis defendida por PUJALTE et al (1988) que explican el fin del desarrollo de las barras bajocienses con esponjas por una profundización progresiva.

1.6. APTIENSE-ALBIENSE INFERIOR

Se dispone claramente discordante sobre distintas unidades del Jurásico marino.

Está constituido principalmente por conglomerados cuarcíticos y areniscas poco cementadas. Los conglomerados muestran soporte clástico y media a buena selección. Los cantos están bien rodados y los diámetros oscilan entre 1 y 10 cm.

Las areniscas muestran grados de cementación bajos y el tamaño de grano medio es el predominante.

La configuración más abundante de los paleocauces es la de tipo "braided". Las secuencias de relleno de los paleocanales son muy complejas, con desarrollo de barras de gravas, "sets" tabulares de arenisca, "cosets" de estratificación cruzada que representan las formas menores del lecho, superficies erosivas que configuran secuencias de canales imbricados, y en otros casos incisión de canales menores sobre barras.

Los depósitos asimilables a ríos sinuosos son menos frecuentes, predominantemente arenosos, muestran superficies de acreción lateral, "cosets" de "climbing ripples" y ocasionalmente deformación hidroplástica.

Las facies pelíticas son poco abundantes y de escasa potencia en los tramos de canales. Están compuestas por lutitas rojizas y limos arcillosos ocreos. Los depósitos de desbordamiento tienen muy poca representación. Se diferencian algunos delgados niveles de "cosets de ripples" con escapes de fluidos asimilados a depósitos de "overbank" y excepcionalmente se observan facies de "crevasse-splay" representadas por capas tabulares de arena fina con gradación incipiente.

Las medidas de paleocorrientes muestran cierta dispersión en las direcciones de aporte. En general están dirigidas hacia el N, NE y NO.

ANÁLISIS SECUENCIAL

El ciclo Aptiense-Albiense inferior ha sido correlacionado con la Fm. Escucha (AGUILAR et al. 1961). Constituye en esta zona una megasecuencia deposicional compuesta por subunidades de orden menor. El carácter fuertemente energético de los términos inferiores de la Unidad dificulta la separación de subunidades. En la zona del Pantano del Ebro se han encontrado varios niveles de calizas con rudistas que permiten acotar la edad de la unidad entre el Aptiense y el Albiense inferior. El límite inferior es muy evidente debido al carácter fuertemente discordante y erosivo de la base de la unidad, y el superior está marcado por la aparición de las facies Utrillas.

1.7. FACIES UTRILLAS (Albiense-Cenomaniense inferior)

Esta unidad está constituida principalmente por conglomerados cuarcíticos y arenas caoliníferas que le confieren una tonalidad blanquecino-amarillenta característica. El grado de cementación es muy bajo para todo el conjunto y los cantos están bien rodados, con diámetros comprendidos entre 1 y 12 cm.

Presenta un predominio de canales de baja sinuosidad. Las secuencias

de relleno indican configuraciones preferentes de tipo "braided" con desarrollo de barras de gravas, incisiones internas, "sets" tabulares con numerosas superficies de reactivación y "cosets" de estratificación cruzada en arenas que representan las formas menores del lecho. Los tramos rectos de canales muestran una organización mucho menos compleja en su relleno constituida por uno o varios "sets" o "cosets" tabulares de estratificación cruzada.

La proporción de niveles lutíticos es muy baja en toda la unidad. En general se trata de lutitas limosas ocre y rojizas y de limos caoliníferos de grano fino. Excepcionalmente se han reconocido limos carbonosos que constituyen efímeros encharcamientos vegetados situados en la llanura aluvial.

Los últimos metros de la unidad están constituidos principalmente por arenas con mayor grado de cementación y de carácter ferruginoso que se observa en el campo por una coloración parda. El estudio de los paleocanales indica una configuración meandriforme. Se reconoce por las superficies de acreción lateral y presencia de láminas ascendentes de "sets" y "cosets" de estratificación cruzada de mediana y pequeña escala. Son muy abundantes los restos de troncos limonitizados.

El contacto entre los dos tramos diferenciados en base al distinto tipo de configuración de los paleocanales, se reconoce por la existencia de limos carbonosos y desarrollo de suelos calcimorfos.

Los depósitos de desbordamiento se encuentran unicamente en el tramo superior de paleocauces meandriformes. Se diferencian facies de "overbank" con "ripples" y lóbulos de tipo "crevasse-splay" sin estructuras internas.

Las paleocorrientes tomadas sobre los paleocanales "braided" se dirigen hacia el N y NO. Las direcciones medidas en el intervalo superior de paleocauces meandriformes muestran una notable dispersión como consecuencia de la alta sinuosidad. No obstante las medidas más frecuentes apuntan hacia el NO.

1.8. CENOMANIENSE-TURONIENSE INFERIOR

En esta unidad se engloban gran variedad de facies mixtas que se encuentran entre los últimos canales claramente fluviales de las facies Utrillas y la base de la primera barra calcárea del Cretácico Superior. Está constituida por margas limosas carbonosas, areniscas, calcarenitas y calizas nodulosas, arenosas y bioclásticas.

Las facies margosas se organizan en paquetes de 1 a 5 m. de potencia. Presentan un laminado tractivo interno constituido por bandas milimétricas a centimétricas con distintos contenidos en limos y carbón. Esta organización interna puede borrarse por bioturbación. En algunos casos las facies margo-limosas incluyen niveles centimétricos de acumulación de ostreidos.

Las facies arenosas se encuentran frecuentemente asociadas a las margo-limosas presentando estratificación "linsen" y "wavy". Se organizan por otra parte en paquetes de potencias comprendidas entre 1 y 3 m. asimilables a secuencias de relleno de canal. Presentan las siguientes estructuras: Base neta y/o erosiva con fluidificaciones, fragmentos de carbón y de ostreidos, estratificación cruzada, planar, bimodal, y en surco, superficies de acreción lateral, y "climbing ripples" y de oleaje. Se trata de arenas caoliníferas de tonalidad gris claro medianamente cementadas y contienen algunos restos de troncos limonitizados.

Las facies calcáreas presentan dos aspectos distintos en el campo:

- Bancos de 1 a 2,5 m. de calizas arenosas y nodulosas muy bioturbadas.
- Bancos de 0,5 a 1,5 m. de calizas arenosas y calcarenitas con base plana y techo ondulado. Tienen base neta, fragmentos de carbón, estratificación cruzada tangencial en la base, estratificación "hummocky & swalley", y "ripples" de oleaje.

Ambos casos presentan texturas "packstone-grainstone" con cemento esparítico. Los aloquímicos son muy abundantes, dominan los bioclastos y son

muy frecuentes los granos de cuarzo y glauconita, observándose también intraclastos, peloides y fragmentos carbonosos.

La asociación de facies margo-limosas y areniscosas se enmarca en un contexto intermareal-submareal. Los canales arenosos muestran indicios de flujos helicoidales y superficies tendidas de acreción lateral, indicando una configuración meandriforme. En la parte baja de la unidad se conservan estructuras producidas por corrientes fluviales mostrando retrabajamientos claramente generados por flujos mareales bidireccionales. En los tramos areniscosos más superiores todas las estructuras están producidas por mareas. Las facies margo-limosas presentan estratificación "linsen" y en menor proporción "flasher" y "wavy". Se interpretan como depósitos intermareales en zonas no canalizadas. Los restos carbonosos están resedimentados y se acumulan junto con los términos más pelíticos en momentos de mayor decantación. Proceden de un litoral vegetado en el límite inter-supramareal.

Las facies de calizas arenosas y calcarenitas se sitúan en un ambiente submareal a "offshore" en el que dominan los procesos generados por tormentas y oleaje.

Los restos fósiles son muy abundantes en las facies margosas y calcáreas. Se encuentran equínidos, ostreidos y otros bivalvos, gasterópodos, escafópodos, braquiópodos, crustáceos, anélidos, briozoos, corales, foraminíferos y algas.

En conjunto, esta unidad constituye un sistema de estuario que experimenta en vertical un cambio progresivo de medios fluviomareales a ambientes de mar abierto. Las paleocorrientes dan lecturas dirigidas hacia el NO coincidiendo con las correspondientes a los canales fluviales de las facies Utrillas.

Las paleocorrientes dirigidas en sentido contrario indican la existencia de flujos mareales, y la divergencia de direcciones en los canales fluviomareales se debe a la configuración altamente sinuosa de los mismos. Las paleocorrientes coinciden con la dirección del sistema de fractura de

Ventaniella.

El accidente de Becerril delimita dos dominios paleogeográficos. El dominio meridional presenta una potencia mucho menor (alrededor de 30 m.) para esta unidad, la proporción de margas es muy elevada y solo se reconocen facies mareales de media y baja energía, faltando los términos calcareníticos transgresivos. En los sectores situados al Norte del accidente la potencia supera los 100 m. y se reconocen todas las asociaciones de facies descritas.

1.9. TURONIENSE - CONIACIENSE

Constituye la primera gran barra calcárea del Cretácico Superior y forma el primer resalte morfológico de la mayoría de las mesas. Está formado por calizas, en ocasiones dolomíticas, configurando ciclos negativos de potencia comprendida entre 1 y 8 m., compuestos por calizas nodulosas y de contactos ondulados en la base que pasan en vertical a bancos masivos de calizas de miliólidos con estratificación cruzada de media y gran escala. Texturalmente, las calizas nodulosas, corresponden a "wackestones" bioclásticos con abundantes intraclastos y "pellets". Los términos superiores de los ciclos están formados por "grainstones-packstones" con cemento esparítico siendo los miliólidos los componentes principales. Frecuentemente presentan estratificación cruzada de mediana y muy gran escala y laminación "ripple". A techo de los ciclos se desarrollan superficies ferruginosas. Localmente aparecen construcciones de rudistas retrabajadas a techo.

En la parte alta de esta unidad se encuentran calizas arenosas muy bioclásticas y bastante ferruginosas. Presentan texturas "packstone-grainstone" con cemento esparítico. Contienen intraclastos y peloides, granos de cuarzo dispersos y los restos fósiles pertenecen a equínidos, briozoos, ostreidos, corales, miliólidos y gasterópodos.

Las secuencias negativas se interpretan como ciclos de somerización característicos de "shoals". La nodulización de los "wackestones" basales se atribuye a fenómenos de bioturbación. Los términos superiores evidencian un contexto de mayor energía en un medio submareal a "offshore".

platafo	r
permi	e
de cali	z
condici	c

regíme	n
NO.	

septent	r
calizas	
sedime	n

1.10.

sedime	n
Becerri	l
margas	

decimé	t
tipo "t	n
"grains"	t
intract	a
ferrugin	n

organiz	e
baja de	
"ripples"	s'

"grainstones" calcareníticos extremadamente bioclásticos. Presentan estratificación cruzada planar y bimodal y "ripples" de oleaje. Localmente se reconocen superficies canalizadas asociadas a depósitos muy tractivos. El conjunto se enmarca en un contexto de plataforma de media alta energía batida por las tormentas y con desarrollo de barras y canales submareales.

El tramo intermedio presenta una mayor proporción de margas. Estas, alternan con calizas margosas y esporádicamente calcarenitas nodulosas. Los niveles de calizas margosas presentan texturas "wackestone" con bioclastos y glauconita como componentes principales. Su espesor oscila entre 5 y 30 cm. y están afectados por bioturbación.

La fauna es muy abundante en todo el tramo margoso. Se encuentran numerosos ammonoideos, nautiloideos, briozoos, braquiópodos, rudistas, corales, crinoideos, equínidos y foraminíferos.

Se enmarca en un contexto de plataforma abierta de baja energía, por debajo de la influencia de las tormentas. Representa la máxima transgresión marina del Cretácico superior en la zona.

El tramo calcáreo superior presenta un contacto transicional con la unidad infrayacente. Muestra un notable parecido con la barra Turoniense, está representado por ciclos de somerización de potencias comprendidas entre 1 y 8 m. Los términos inferiores están constituidos por calizas nodulosas y de contactos ondulados y los superiores por bancos masivos de calizas bioclásticas. Los términos nodulosos presentan texturas "wackestone" con abundantes intraclastos y miliólidos, los términos superiores son "packstones-grainstones" bastante recrystalizados con fragmentos de bivalvos y muy abundantes miliólidos. Son frecuentes las estructuras tractivas y están representadas por estratificación cruzada de media a muy gran escala, "hummocky cross stratification" y "ripples" de oscilación. Incluye intermitentemente "boundstones" de hippurítidos y se interpreta como un complejo de "shoals" que protege zonas con desarrollo de construcciones de rudistas.

El techo de la unidad está caracterizado por procesos de dolomitización generalizados, anormal desarrollo de costras ferruginosas y aparición local de facies calcareníticas.

1.11. CAMPANIENSE

Constituye la unidad más alta del Cretácico superior presente en la Hoja. Está formado por calizas dolomíticas, calizas margosas y nodulosas y localmente margas.

La litología dominante la constituyen las calizas nodulosas. Presentan texturas "wackestone-mudstone" frecuentemente margosos. El origen de la nodulización se asimila a procesos de bioturbación.

Las facies margosas se encuentran intermitentemente en la parte baja de la unidad. Se trata de margas calcáreas de color beige y están afectadas por bioturbación.

Estas dos facies se enmarcan en una plataforma somera de baja energía.

Las facies de media a alta energía están constituidas por calizas dolomíticas organizadas en secuencias negativas de orden métrico. Las partes inferiores de las secuencias desarrollan "wackestones" ondulados y los términos superiores son "packstones" dolomíticos en los que se aprecian laminaciones cruzadas. Se asimilar a barras de tipo "shoal" desarrolladas en una plataforma de baja a media energía.

Toda la unidad se encuentra bastante afectada por procesos de dolomitización.

ANALISIS SECUENCIAL DE LAS FACIES UTRILLAS Y CRETACICO SUPERIOR

Las facies Utrillas y Cretácico superior constituyen en conjunto un megaciclo sedimentario transgresivo-regresivo. El límite inferior viene fuertemente marcado por la base erosiva de las facies Utrillas. Estas desarrollan un sistema aluvial con incisión de canales de configuración "braided" que termina con la instalación de horizontes edáficos. La parte superior de las facies Utrillas se instala sobre este tramo de suelos, se reconoce por la alta sinuosidad de los paleocanales y grada transicionalmente a depósitos de estuario.

El accidente de Becerril individualiza dos dominios que presentan importantes variaciones de potencia y litológicas. En el dominio septentrional el complejo estuarino está bien desarrollado. Se caracteriza por mostrar una alternancia entre facies calcareníticas que representan episodios transgresivos y depósitos margoarenosos principalmente intermareales asimilados a progradaciones deltaicas. Presenta un tránsito gradual a la barra calcárea Turoniense-Coniaciense que se ha interpretado como el resultado de un complejo de "shoals" transgresivo sobre los depósitos de estuario. A techo se reconocen facies calcareníticas y ferruginosas que representan un episodio de sedimentación condensada. Corresponden a la ruptura Coniaciense puesta de manifiesto por la mayoría de autores que han trabajado en el Cretácico superior peninsular. Esta ruptura es mucho más evidente en el dominio meridional. Experimenta una drástica reducción de potencias y los equivalentes del Cenomaniense superior, Turoniense y Coniaciense se encuentran en un delgado nivel de calizas nodulosas.

El carácter más proximal del dominio meridional sigue siendo manifiesta para la parte inferior del tramo Santoniense margoso incorporando un complejo bioclástico de barras y canales submareales.

La sedimentación se homogeniza a partir de la parte superior de las margas del Santoniense. Se enmarcan en un contexto de plataforma abierta y suponen el máximo transgresivo del Cretácico superior en la zona.

La barra calcárea del Santoniense se asocia con el principio de la regresión finicretácica evidenciada por la superposición de un sistema de complejos amalgamados de "shoals" submareales sobre margas de plataforma distal.

En el Campaniense continúan las condiciones somerizantes con la instalación intermitente de barras en plataforma somera y desarrollo de depósitos de baja energía.

Las transgresiones marinas se realizaron en sentido NNO a SSE procedentes del Golfo de Vizcaya. La cuenca estaba delimitada al O por las estribaciones orientales del Macizo Hespérico y el E por el del Ebro que encontraba su prolongación nororiental en la Sierra de la Demanda. El estudio de paleocorrientes y los cambios de facies y espesor ponen de manifiesto esta organización paleogeográfica. Las series del Cenomaniense y Turoniense disminuyen de potencia hacia el Sur desarrollándose facies más litorales. Las paleocorrientes se dirigen predominantemente hacia mar abierto (NNO). Los cambios de facies son muy evidentes en cortes NE-SO, perpendiculares a las principales estructuras, presentando mucho mayor homogeneidad sedimentológica las correlaciones paralelas a las estructuras. Esta circunstancia sugiere un control estructural directo sobre la sedimentación poniendo en evidencia una organización en surcos y umbrales que se prolongan en dirección NNO-SSE. El accidente más importante en la Hoja lo constituye el sistema de fractura de Becerril que individualiza dos dominios por lo menos hasta el Santoniense inferior.

La división del conjunto del Cretácico superior y facies Utrillas en secuencias deposicionales resulta compleja y requiere un estudio mucho más detallado. No obstante se presenta a continuación una relación de contactos entre unidades informales que pueden corresponder a límites secuenciales, exponiendo los criterios que permiten diferenciarlos. Se destacan las discontinuidades sedimentarias que se consideran de mayor importancia sin realizar no obstante un estudio riguroso del rango de las distintas rupturas.

D1. Base de las facies Utrillas

Constituye el límite inferior de la megasecuencia transgresiva del Albiense-Cretácico superior. Su carácter discordante y erosivo permite diferenciarla como una importante ruptura de orden mayor.

D2. Parte superior de las facies Utrillas

Se trata del contacto existente entre el intervalo de suelos calcimorfos con el que termina el desarrollo de paleocanales de tipo "braided", y el tramo superior de paleocauces meandriformes que pasan transicionalmente a facies estuarinas. La importancia de esta discontinuidad es discutible, no obstante ha sido reconocida y descrita por algunos autores.

D3. Intra-Cenomaniense

Se localiza a techo de un tramo de alternancias entre calcarenitas y margas que constituyen un episodio transgresivo sobre facies fluviomareales y depósitos carbonosos. La discontinuidad está marcada por la aparición brusca de facies terrígenas propias de ambientes intermareales que representan la progradación de la llanura mareal sobre los depósitos calcareníticos submareales y de "offshore" dominado por tormentas.

D4. Cenomaniense-Turonense

Presenta unas características muy similares a la discontinuidad intra-Cenomaniense. marca el límite entre el Cenomaniense y el Turonense, que pasa transicionalmente a la primera barra calcárea de edad Turonense-Coniacense.

D5. Techo de la barra calcárea del Turonense-Coniacense

Constituye un buen nivel de correlación a partir del cual empiezan a homogeneizarse las potencias de las unidades suprayacentes. Se reconoce por la aparición de niveles calcareníticos ferruginosos que se asimilan a un

episodio de sedimentación sintética. En los sectores situados al Sur del accidente de Becerril se amalgaman en esta situación estratigráfica las discontinuidades: la intra-Cenomaniense, la del Cenomaniense-Turonense y la que se describe en este apartado.

Esta discontinuidad puede tener bastante importancia y parece equivaler a la ruptura Coniacense producida por fenómenos regresivos y reconocida por numerosos autores en muy diversas áreas.

D6. Intra-Santoniense

Se diferencian dos tramos dentro de la unidad margosa santoniense. El inferior incluye abundantes niveles calcareníticos e incluso areniscosos interpretados como "storm sand layers". El tramo superior se asocia al máximo transgresivo y la sedimentación se realiza por debajo del límite de las tormentas. El contacto entre ambos tramos es muy neto y puede ser considerado como un límite secuencial. En los sectores meridionales aparece un complejo de barras bioclásticas cuya asociación faunística coincide con la descrita para la unidad margosa del Santoniense y se considera equivalente a tramo inferior de alternancia con calcarenitas.

D7. Techo de la barra calcárea Santoniense

Supone también un buen nivel de correlación. El contacto con el tramo de margas santonienses parece tener carácter transicional. La discontinuidad está caracterizada por el desarrollo de dolomías y costras ferruginosas a techo, y localmente la aparición de facies calcareníticas. Otro criterio lo constituye el desarrollo de facies de plataforma somera campanienses o santonienses terminales sobre el complejo de "shoals" submareales de la barra santoniense.

2. Terciario

2.1. Introducción

En la Hoja de Herrera de Pisuegra el Terciario está representado exclusivamente materiales Neógenos.

Se diferencian tres ciclos de relleno compuestos esencialmente por depósitos terrígenos correspondientes a sistemas de abanicos aluviales y fluviales.

El primer ciclo tiene una edad Astaraciense. El color rojizo de sus depósitos y la naturaleza de los cantos evidencia un área madre mesozoica predominantemente carbonatada. Coexisten múltiples abanicos aluviales de pequeño radio con dos importantes sistemas de abanicos fluviales que constituyen las redes principales de drenaje. El área comprendida entre estos dos abanicos se caracteriza por la presencia de facies carbonatadas charcustras-palustres originadas por deficiencias en el drenaje. Los dos sistemas fluviales son conocidos como abanico de Aviñante al Oeste y de Alar del Rey al Este. Las facies conglomeráticas pertenecientes a los contextos proximales de los abanicos, sin distinción respecto al carácter aluvial o fluvial, se denominan facies Alar del Rey-Vega de Riarcos, y los depósitos del frente, que se caracterizan por la elevada proporción en lutitas, son conocidos como facies Grijalba-Villadiego.

El segundo ciclo se dispone probablemente discordante sobre distintos términos de la unidad Astaraciense. Se sitúa en el Mioceno superior, si bien sus equivalencias en Hojas más meridionales plantean algunos problemas estratigráficos. Es de naturaleza principalmente silíceo, de lo que se deduce un área fuente paleozoica. Las facies conglomeráticas de orla media y frente proximal corresponden a la denominación de abanico de Cantoral. Los depósitos de frente distal se conocen como facies de La Serna.

El tercer ciclo es litológicamente muy similar al anterior. Se considera el último episodio aluvial finineógeno y se le atribuye una edad de

Plioceno superior.

2.2. ASTARACIENSE. Abanico de Aviñante y de Alar del Rey. Facies Vega de Riarcos-Alar del Rey. Facies Grijalba-Villadiego.

Se diferencian dos sistemas principales de abanicos que confluyen en la mitad meridional de la Hoja. El más occidental se denomina abanico de Aviñante y procede de la zona de Guardo.

El otro sitúa su eje de drenaje en la actual salida del Pisuerga a la Cuenca del Duero y es conocido como abanico de Alar del Rey. Los equivalentes en frente distal hacia el SE corresponden a las facies Grijalba-Villadiego. La zona comprendida entre los dos sistemas principales de abanicos desarrolla facies palustres carbonatadas asimiladas a encharcamientos discontinuos. Son debidas a la desconexión de las redes fluviales y por consiguiente el drenaje es muy deficiente. Abanicos puramente aluviales coexisten con los sistemas fluviales de los que se diferencian principalmente por su geometría y dispersión.

Las paleocorrientes medidas en el abanico de Alar del Rey, que tiene un mayor desarrollo en la Hoja, apuntan claramente hacia el SSE y SE.

2.2.1. **Facies aluviales**

Los depósitos aluviales se encuentran adosados a los relieves mesozoicos que limitan la Cuenca del Duero.

Configuraban abanicos de arco amplio, el ángulo apical oscila entre 80° y 160° y con un radio máximo de 2,5 - 3 km. Se distinguen los siguientes tipos de facies:

2.2.1.1. Brechas calcáreas

Están constituidas por depósitos masivos, de aspecto caótico con superficies de estratificación mal definidas por cicatrices erosivas discontinuas. Los cantos son muy angulosos y alcanzan tamaños de hasta varios metros

cúbicos. El transporte ha sido muy breve y corto, no supera los 200 m. de recorrido. Presentan soporte clástico, prácticamente sin matriz, y cemento calcáreo.

Se sitúan preferentemente en las zonas apicales de los abanicos y se interpretan como depósitos gravitacionales originados por transportes densos en masa tipo "debris-flow" que incorporan eventualmente bloques inestables desprendidos.

2.2.1.2. Conglomerados calcáreos

Están compuestos por niveles de espesor métrico limitados por superficies erosivas pero tendiendo a morfologías tabulares. Incluyen abundantes cicatrices internas irregulares y discontinuas. Los cantos proceden en su mayor parte de los carbonatos mesozoicos. Presentan grados medios de esfericidad y rodamiento. Sus diámetros están comprendidos entre 5 y 25 cm. Mucho menos abundantes son los cantos cuarcíticos, están resedimentados de las Facies Weald y Utrillas y en ningún caso superan el 10% de la fracción clástica.

Muestran soporte de cantos, la matriz es escasa, está compuesta por fragmentos de carbonatos y granos de cuarzo y el cemento es carbonatado. Excepcionalmente se observan imbricaciones de cantos asociados a depósitos algo más canalizados.

Estas facies constituyen la orla proximal y media de los abanicos. El tipo de transporte dominante se realiza mediante mecanismos del tipo "debris-flow".

El transporte por agua es un proceso minoritario y está reflejado por estructuras de imbricación de cantos.

2.2.1.3. Conglomerados poligénicos

Constituyen depósitos claramente canalizados. Se asocian a facies arenosas groseras configurando secuencias de relleno de canal. El porcentaje de

los distintos cantos respecto la fracción clástica es muy variable. Los cantos calcáreos están bien rodados y sus diámetros oscilan entre 1 y 6 cm. El resto de cantos son de cuarzo, cuarcitas y rocas metamórficas. Muestran a su vez un alto grado de rodamiento y los diámetros oscilan entre 0,3 y 4 cm. La matriz es esencialmente cuarcítica y el cemento calcáreo. Presentan predominantemente un soporte de los cantos por matriz aunque es frecuente el soporte clástico.

Las estructuras sedimentarias más abundantes son la imbricación de cantos y la estratificación cruzada planar angular a la base. También pueden constituir el depósito de carga residual de rellenos arenosos de canal.

En zonas más alejadas del relieve se presentan como canales de potencia métrica individualizados e intercalados entre facies lutíticas. En las zonas más próximas a la orla media se organizan en potentes paquetes constituidos por canales amalgamados.

Se enmarcan en la orla media distal y frente proximal de los abanicos aluviales. Se observa un predominio del transporte por flujos diluidos evidenciado por la presencia de estructuras tractivas. El tipo de relleno indica una configuración "braided" para los paleocauces con desarrollo de barras de gravas.

2.2.1.4. Areniscas

Se asocian frecuentemente a las facies de conglomerados poligénicos constituyendo los términos superiores de las secuencias de relleno de canal. También pueden presentarse como niveles areniscosos individualizados entre facies lutíticas. Se trata de areniscas de grano muy grueso a medio bien cementadas y de coloración rojiza. Son muy frecuentes los procesos edáficos evidenciados por fuertes calcificaciones, desarrollo de perforaciones por raíces y caliches.

Presentan "sets" tabulares de estratificación cruzada, planar y "cosets" de "festoons". Las superficies internas que limitan los distintos episodios de relleno son muy diversas, varían desde superficies netas horizontales a cicatrices erosivas incidiendo sobre los "sets" tabulares. Estas estructuras, con

frecuencia, se encuentran parcial o totalmente borradas por procesos edáficos.

Se interpretan como canales de duración efímera circunscritos al frente distal de los abanicos aluviales. El tipo de configuración de los canales varía de "braided" a baja sinuosidad.

2.2.1.5. Lutitas rojas

Se presentan en tramos masivos entre los que pueden intercalarse canales arenosos. Su color es rojo vivo y en ocasiones contienen términos más limosos. Son frecuentes los suelos rojos y caliches que se relacionan lateralmente con los procesos edáficos desarrollados a techo de los canales arenosos. Pertenecen en su mayor parte al frente distal de los abanicos. Se asimilan a inundaciones generales a escala del abanico e incluso de todo el sistema. Con la caída de flujo se produce el encajamiento de los canales y su rápido relleno ("cut and fill"). Los procesos edáficos se desarrollan en los intervalos temporales de no deposición comprendidos entre dos avenidas.

2.2.2. **Facies fluviales**

Se organizan en sistemas de abanicos húmedos. En momentos de progradación cubren grandes extensiones de la cuenca. En las zonas marginales pueden indentarse con los depósitos aluviales. La homogeneidad de facies dificulta la diferenciación de ambos submedios, remarcada por el posible carácter tributario de los sistemas aluviales a la red principal de drenaje fluvial.

Las zonas de llanura aluvial con drenaje deficiente pueden encontrarse intermitentemente anegadas, desarrollandose depósitos "charcustré-palustres". Este fenómeno se localiza en zonas interabanico y a pie de los sistemas aluviales cuando están desconectados de la red fluvial.

Los abanicos húmedos tienen un ángulo apical agudo comprendido entre 30 y 45°.

Los depósitos conglomeráticos de hoja media y proximal tienen un radio de hasta 5 km. y se encuentran interrelacionados con facies aluviales. El frente distal alcanza un gran desarrollo en momentos de progradación cubriendo centenares de km². Los depósitos de frente distal están constituidos por lutitas rojas y ocreas en las que se encajan canales fluviales de diversa sinuosidad.

2.2.2.1. Conglomerados

Las facies conglomeráticas de los abanicos húmedos presentan una gran similitud con sus equivalentes aluviales.

Existe una gradación de tipo de transporte que va de un predominio de flujos densos y gravitacionales en las zonas cercanas al relieve a una dilución de los mismos y desarrollo preferencial de transporte tractivo por agua en áreas más alejadas.

Los depósitos originados por transportes en masa están constituidos por conglomerados y brechas calcáreas con soporte clástico, matriz nula o escasa, y cemento calcáreo. Los cantos varían desde angulosos en las brechas a bien rodados y con alto grado de esfericidad en los conglomerados.

La litología de los cantos es esencialmente calcárea, proceden de los carbonatos mesozoicos y sus diámetros son muy variables oscilando entre 3 y 40 cm. Las brechas pueden contener bloques de grandes dimensiones incorporados al depósito por desprendimientos.

Las facies conglomeráticas asociadas a transportes por agua se organizan en secuencias métricas de relleno de canal. Aunque predominan los cantos calcáreos, suelen contener, siempre en menores proporciones, cantos de cuarzo, cuarcitas y rocas metamórficas. Ambos casos presentan grados altos de esfericidad y rodamiento. La matriz es predominantemente silíceas y el cemento calcáreo. Las estructuras sedimentarias observadas son imbricación de cantos, estratificación cruzada planar y raramente en surco. Se asocian con frecuencia a facies arenosas formando parte de los términos inferiores de las secuencias de relleno de canal.

Los depósitos generados por transportes en masa corresponden a procesos producidos por mecanismos del tipo "debris flow" y se enmarcan en un contexto de ápice y orla proximal de abanico.

Las facies conglomeráticas originadas por transporte por agua se sitúan en la orla media y frente proximal y pueden formar parte de relleno de canales incididos en el frente distal de los abanicos húmedos.

Del análisis sedimentológico se deduce que las facies conglomeráticas se localizan en las áreas proximales de los abanicos húmedos. Los procesos que generan la sedimentación de estas facies son extremadamente parecidos a los que se encuentran en sus equivalentes aluviales. Las únicas diferencias se centran en un mayor desarrollo de depósitos conglomeráticos (la orla media y proximal alcanzan un radio que supera los 5 km.), el ángulo agudo de los ápices comprendido entre 30 y 45°, la situación localizada de los mismos, asociada a accidentes oblicuos al margen de cuenca que controlan las zonas de salida de los abanicos húmedos, y el predominio del transporte por agua frente a los flujos densos.

2.2.2.2. Areniscas y arenas

Normalmente configuran secuencias de relleno de canal. En algunos casos constituyen depósitos de desbordamiento intercalados entre lutitas de llanura aluvial. El grado de cementación es muy variable dependiendo del tipo de procesos edáficos, en general calcificación y lavado de los finos. El color presenta a su vez gran diversidad, oscila entre tonos beige, ocre, amarillentos y rojizos. El tamaño de grano muestra gran variación y está comprendido entre muy fino y grueso.

Desarrollan secuencias de relleno de canales por arena gruesa bien cementada y de tonalidad rojiza. En zonas muy distales pueden perder la coloración rojiza, y disminuir la cementación y el tamaño de grano.

En su mayor parte, los canales arenosos y areniscosos se encuentran intercalados entre lutitas y se enmarcan en el frente distal de los abanicos

húmedos. Los canales muestran cambios en su configuración a lo largo de su recorrido. Son abundantes los restos óseos de vertebrados, principalmente de grandes quelonios. Localmente se encuentran restos de vegetales limonitizados, en general grandes fragmentos de troncos.

Son frecuentes las deformaciones hidroplásticas de las láminas, se producen por el escape de fluidos durante la compactación de sedimentos embebidos en agua.

Normalmente se desarrollan procesos edáficos a techo de las secuencias de canal. Se manifiestan como calcificaciones que borran total o parcialmente las estructuras internas de las secuencias de relleno, oxidaciones y perforaciones por raíces.

En función de las secuencias de relleno reconocidas se deducen los siguientes tipos de configuración para los canales:

- **Canales "braided"**

En casi todos los casos incluyen depósitos conglomeráticos. Estos últimos suelen formar "sets" tabulares de estratificación cruzada muy angular y experimentan cambios de orientación de las láminas de avalancha, limitados por superficies de reactivación. Los depósitos areniscosos presentan "sets" tabulares de escala métrica a decimétrica, "cosets" de estratificación cruzada planar de geometría muy compleja debido a las frecuentes reactivaciones, "cosets" de estratificación cruzada en surco y raramente laminación "ripple".

Las superficies erosivas que limitan los "sets" y "cosets" son muy netas y con frecuencia muestran geometrías canalizadas que inciden sobre los "sets" tabulares y "cosets" de estratificación cruzada.

Este tipo de relleno es típico de las zonas proximales del frente de los abanicos húmedos.

- **Canales rectos**

Están compuestos por uno o varios episodios de relleno constituidos por "sets" y "cosets" tabulares de estratificación cruzada planar y en surco. Las lecturas de las paleocorrientes dentro de los canales ofrecen un grado mínimo de dispersión y son muy coincidentes con el sentido general de la red principal de drenaje. Con frecuencia incluyen facies conglomeráticas formando "sets" tabulares de estratificación cruzada o constituyendo depósitos de carga residual en la base de algunos episodios de relleno.

No pueden situarse en una zona concreta dentro del frente de los abanicos húmedos, son, no obstante, algo más frecuentes en las zonas proximales.

- **Canales de baja sinuosidad**

Se caracterizan por presentar superficies de acreción muy tendidas.

Los intervalos comprendidos entre dos de estas superficies tienen espesores decimétricos que oscilan entre 30 y 75 cm. y están compuestos por "sets" y "cosets" de estratificación cruzada planar y en surco y, en ocasiones, "ripples" a techo. El sentido de progradación de las láminas de avalancha es coincidente con el de las superficies de acreción o bien presenta una mínima divergencia (inferior en todos los casos registrados a 25°). Este hecho implica la ausencia de flujos helicoidales propios de cauces de mayor sinuosidad.

Este tipo de configuración es frecuente en contextos de frente distal de los abanicos húmedos.

- **Canales meandriformes**

Se reconocen por presentar superficies de acreción lateral. La turbulencia de las corrientes queda reflejada en los casos que muestran superficies de acreción poco angulares, y a su vez las arenas contienen una elevada proporción de finos, siendo baja la cementación. Las superficies de

acreción de mayor ángulo se observan en arenas gruesas bien cementadas y se asocian a flujos más tractivos y aguas más limpias.

Los "scroll-bars" de los canales meandriformes tienen potencias comprendidas entre 25 y 120 cm., están formadas por "sets" y "cosets" de estratificación cruzada y "cosets" de "climbing ripples". Las paleocorrientes de estas estructuras son normales e incluso contrarias (entre 90° y 160°) al sentido de acreción lateral. Esta circunstancia es propia de canales altamente sinuosos y las estructuras tractivas reflejan claramente procesos producidos por flujos helicoidales.

Pueden desarrollarse cambios de configuración de los canales durante su relleno. Estos ejemplos varían de un modelo "braided" o de río recto en los términos basales a un trazado altamente sinuoso en los superiores.

En algunos casos, las barras de meandro presentan, a techo, incisiones de canales menores rellenos por un solo "set" de láminas cruzadas. Se asimilan procesos de "chute".

Los canales meandriformes se desarrollan preferentemente en el frente distal a muy distal de los abanicos húmedos. No son sin embargo exclusivos de estos subambientes y pueden encontrarse en numerosas subzonas del frente de los abanicos.

Depósitos de desbordamiento

Están constituidos por niveles tabulares de arena fina a muy fina, intercalados entre lutitas.

Su potencia oscila entre 10 y 30 cm. No incluyen estructuras tractivas. Su base es neta y presentan ocasionalmente gradación positiva incipiente.

Se interpretan como flujos desbordados de los canales. Constituyen lóbulos arenosos que se depositan en la llanura de inundación ("crevasse-splay").

2.2.2.3. Lutitas

Forman paquetes masivos interrumpidos esporádicamente por canales y depósitos de desbordamiento arenosos. Los colores de las facies lutíticas son muy variados dependiendo de la intensidad y tipo de los proceso edáficos.

Las lutitas presentan un color rojo vivo. El contenido en limos es muy variable.

Los suelos calcimorfos, en general caliches, son frecuentes en este tipo de facies.

Las lutitas son los depósitos más abundantes en el frente de los abanicos húmedos, su origen se centra en dos mecanismos sedimentarios principales, uno, constituyendo la llanura aluvial originada por desbordamientos de los canales fluviales y otro, generadas por inundaciones a escala de todo el sistema. El segundo proceso explica el volumen de fangos en el frente distal de los abanicos, implica un caracter efímero para los canales que se encajarían en los momentos de bajada del flujo, y condicionaría su rápido relleno por "backfilling".

El desarrollo de procesos edáficos supone la existencia de superficies sometidas a exposición subáerea durante periodos prolongados. La correlación lateral de los paleosuelos sobre sustrato lutítico, con los procesos edáficos en los términos superiores de los rellenos de canal se relaciona con momentos de no sedimentación entre grandes avenidas o desconexión de áreas extensas con el flujo activo del sistema.

2.2.3. **Facies "Charcustres"**

Este término engloba a todos los depósitos originados en zonas anegadas incluidas en ambientes fluvio-aluviales y claramente desconectadas de las áreas netamente lacustres.

La localización de estas facies es muy concreta, se encuentran en

contextos interabanico húmedo y a pié de los sistemas aluviales. Estas áreas se nutren de los desbordamientos de los canales y se mantienen anegadas debido a su deficiente drenaje.

Se distinguen las siguientes facies:

2.2.3.1. Arcillas margosas anaranjadas

Forman paquetes de espesores comprendidos entre 1 y 4 m. El contenido en carbonato es bastante bajo y la arcilla predominante es la illita. La intensa bioturbación les confiere un aspecto masivo y es posible observar en algunos casos huellas de raíces. En vertical pueden pasar a margas blancas o lutitas rojas.

2.2.3.2. Margas blancas

Presentan un aspecto noduloso. Se encuentran en niveles de espesor comprendido entre 50 cm. y 6 m. En ocasiones incluyen nódulos calcáreos dispersos de formas esféricas, podría tratarse de oncoides muy recrystalizados. En vertical suelen pasar gradualmente a facies calcáreas.

2.2.3.3. Calizas

Constituyen paquetes masivos de potencia métrica. Tienen aspecto noduloso. Muestran señales de oxidación y ocasionalmente karstificación. Presentan perforaciones por juncáceas y en algunos casos se conserva la estructura prismática. Texturalmente son micritas con abundantes recrystalizaciones, y en ocasiones cemento vadoso. Los aloquímicos están representados por granos dispersos de cuarzo, muy abundantes intraclastos, restos de algas caráceas y posiblemente oncoides recrystalizados de considerables dimensiones. Excepcionalmente incluyen grandes nódulos de sílex.

Las facies "charcustras" acostumbran a organizarse en secuencias compuestas por arcillas margosas anaranjadas en la base, margas blancas y calizas a techo. Representan depósitos de aguas estancadas que experimentan un

progresivo aumento de contenido en carbonato.

La fracción terrígena está aportada por los desbordamientos de los canales. Los procesos edáficos se desarrollan en momentos de desecación de estos ambientes.

2.3. MIOCENO SUPERIOR. Abanico de Cantoral. Facies de La Serna

Está representado por el denominado abanico de Cantoral. Es equivalente y se interdigita con un sistema definido en áreas más noroccidentales fuera de Hoja que se conoce como abanico de Guardo. Hacia el Sur pasa a las facies de la Serna que corresponden a sus equivalentes distales.

En los sectores septentrionales predominan los conglomerados y gravas silíceas. El grado de cementación es muy bajo y el depósito presenta soporte elástico. El diámetro de los cantos oscila entre 3 y 50 cm. están bien rodados y se reconocen huellas de percusión. Se asocian con arenas y constituyen en relleno de canales "braided" y se enmarcan en el frente proximal y medio de los abanicos.

Las áreas situadas más al Sur se engloban en un contexto de frente distal en base a la elevada proporción de intervalos pelíticos. Los canales se rellenan esencialmente por arenas ocreas de grano fino y presentan configuraciones de alta sinuosidad.

Las lecturas de las paleocorrientes son, por lógica, coherentes con la organización general del sistema y situación del área fuente. Se dirigen claramente hacia el Sur y SSE.

El análisis secuencial de esta unidad presenta ciertas imprecisiones motivadas por la pésima calidad de los afloramientos. En la Hoja de Herrera de Pisuergra se observa que es discordante el contacto entre las facies de la Serna y términos muy altos de las facies Grijalba-Villadiego que probablemente son equivalentes cronológica y estratigráficamente a las facies Cuestas. Sin embargo más al Sur, en la Hoja de Osorno, se reconoce una clara equivalencia lateral

entre los términos basales de la Serna y de las Cuestas.

Esta circunstancia obligaría a subdividir las facies de la Serna en dos ciclos, el inferior equivalente por lo menos parcialmente a la unidad del Astaraciense-Vallesiense (Grijalba-Villadiego y las Cuestas) y el superior a términos más altos, quizá del Vallesiense superior-Turolense (Calizas superiores del Páramo) e incluso correspondientes al Plioceno inferior.

Se han reconocido los siguientes tipos de facies:

2.3.1. Depósitos canalizados

Se reconoce de Norte a Sur una disminución de la granulometría en los depósitos de relleno de canal y un aumento de sinuosidad para los paleocauces, consecuencia de una disminución de la capacidad tractiva coherente con el distanciamiento del paleorrelieve. Lógicamente al Norte dominan los modelos de ríos "braided" que transportaban gran cantidad de gravas y al Sur las barras de meandro arenosas y los cursos de duración efímera.

2.3.1.1. Canales braided

Presentan secuencias de relleno muy complejas en las que las gravas predominan sobre las arenas. La agradación del depósito refleja su carácter multiepisódico motivado por los cambios bruscos de régimen de flujo.

Las estructuras más frecuentes son estratificación cruzada planar y en surco, y huellas de base de origen generalmente tractivo y con menor frecuencia producidas por carga.

La estratificación cruzada planar de gran escala se desarrolla sobre todo en depósitos conglomeráticos, presenta morfología tabular, y se relaciona aguas arriba con cicatrices erosivas. Las láminas son en general angulares, muestran superficies de reactivación y en cortes próximos a la cicatriz de origen del "set" tabular pueden presentar cierta tangencialidad e incluso formas convexas si la sección es perpendicular al sentido de las paleocorrientes. Se

interpretan como barras de gravas transversas o longitudinales.

La estratificación cruzada en surco y planar de mediana escala se desarrolla en depósitos arenosos de grano grueso a medio. Representa las formas menores del techo.

La gran abundancia de cicatrices internas dificulta la posibilidad de individualizar los canales de primer orden cuando se encuentran amalgamados, fenómeno, por cierto, muy frecuente.

La presencia de canales menores imbricados, el desarrollo de "sets" tabulares de gravas asociados a cicatrices erosivas y en algunos casos la incisión de canales sobre las barras constituyen criterios más que suficientes para asignar estos depósitos a un modelo "braided".

Se enmarcan preferentemente en las áreas proximales del frente del sistema de abanicos.

2.3.1.2. Canales rectos

Están constituidos por uno o varios episodios de relleno que corresponden a "sets" y "cosets" tabulares de estratificación cruzada planar y en surco.

Otra circunstancia característica es la mínima dispersión en las medidas de las paleocorrientes que muestran una extrema coincidencia con el sentido general de la red de drenaje.

Las secuencias de relleno son predominantemente arenosas, si bien pueden incluir esporádicamente láminas cruzadas de microconglomerados, y cantos dispersos en la base de algunos episodios de relleno, formando parte de los depósitos de carga residual.

Por su relación con otras facies se sitúan generalmente en el frente distal del sistema y se interpretan como canales de duración efímera.

2.3.1.3. Canales meandriformes

Se reconocen por las superficies de acreción lateral propias de barras de meandro.

Desarrollan depósitos de arenas finas y presentan secuencias de relleno estrato y granodecrecientes.

Las superficies de acreción lateral presentan en general secciones sigmoidales.

Los criterios de flujo helicoidal se manifiestan a realizar las lecturas de paleocorrientes. Los "cosets" de estratificación cruzada y de "climbing ripples" muestran láminas claramente ascendentes y perpendiculares al sentido de la acreción.

Las superficies de reactivación se asocian a contactos entre las "scroll bars" producidas por cambios bruscos del arco de meandro. En cortes excepcionales se observan las relaciones entre las "scroll bars" y los depósitos asociados de relleno del canal activo que migra lateralmente en función de los cambios registrados en la "point bar".

En algunas ocasiones se observan cambios en la configuración del paleocanal durante su relleno. Todos los casos registrados experimentan un aumento progresivo de la sinuosidad.

Los canales meandriformes se encuentran en los ambientes de frente distal del sistema.

2.3.2. Depósitos de desbordamiento

Son poco frecuentes. Están constituidos por niveles de arenas de grano fino a muy fino y potencia comprendida entre 5 y 20 cm. Pueden mostrar ocasionalmente gradación positiva incipiente y en general se encuentran muy bioturbados.

Se interpretan como lóbulos de desbordamiento tipo "crevasse splay".

2.3.3. Lutitas

Constituyen la mayor parte de los depósitos del frente distal de los abanicos.

Aparecen en potentes intervalos interrumpidos por el encajamiento de canales y, en menor proporción, depósitos de desbordamiento.

Presentan una tonalidad ocre. Incluyen ocasionalmente horizontes enrojecidos que se generan por procesos edáficos. Los suelos calcimorfos son algo menos frecuentes.

El origen de las lutitas se asimila a desbordamientos de los canales fluviales y a inundaciones a escala de todo el sistema. El segundo proceso explica el gran desarrollo de fangos en el frente distal de los abanicos.

2.4. PLIOCENO

Representa el último episodio aluvial finineógeno. Las características litológicas y sedimentológicas son extremadamente similares a las facies unidad anterior.

Su presencia irregular en la Hoja, distribuida en manchas aisladas y la persistente mala calidad de los escasos afloramientos impiden efectuar un análisis secuencial riguroso.

Corresponden en parte a las Rañas y otros depósitos definidos por GARCIA PRIETO et al. (1990) y podrían ser equivalentes a los depósitos aluviales finineógenos en el borde zamorano-leonés descritos por MARTIN SERRANO (1986 y 1988).

Su edad más probable es de Plioceno superior y por lo tanto más moderna que la correspondiente a las calizas superiores del Páramo de edad de Vallesiense superior-Turolense y tal vez Plioceno.