

INFORME SEDIMENTOLOGICO

HOJA 22-19 - LEDANCA

Noviembre 1.988

POR:

J.P. CALVO SORANDO (Dept. Petrología U.C.M.)  
A.M. ALONSO ZARZA (U.E. Petrología I.G.E., C.S.I.C.)

## ÍNDICE

Págs.

### TERCIARIO

I. <u>Paleógeno</u> .....	1
I.1. Análisis sedimentológico de la Unidad T <sub>1</sub> .....	3
I.2. Análisis sedimentológico de la Unidad T <sub>2</sub> .....	9
II. <u>Neógeno</u> .....	15
II.1. Análisis sedimentológico de los sistemas marginales .....	18
II.1.1. Abanico del Tajuña .....	18
II.1.2. Abanico de Las Inviernas .....	21
II.1.3. Abanico de Baides .....	24
II.1.4. Sistemas marginales menores .....	25
a) Sistemas de abanicos .....	25
b) Depósitos de ladera .....	27
c) Rellenos de cubetas interiores .....	28
II.2. Facies distales de abanico: complejo canales fluviales-llanuras de inundación .....	28
II.3. Facies de orla lacustre .....	31
II.4. Sistemas lacustres terminales .....	34
II.4.1. Análisis sedimentológico de la Unidad T <sub>4</sub> .....	35
II.4.2. Análisis sedimentológico de la Unidad T <sub>5</sub> .....	37
II.5. Unidad T <sub>6</sub> .....	40
II.6. Esquema general de los sistemas deposicionales neógenos en la Hoja de Ledanca .....	40
III. BIBLIOGRAFIA .....	45

## INFORME SEDIMENTOLOGICO HOJA DE LEDANCA (22-19)

J.P. CALVO SORANDO (Dpto. Petrología, U.C.M.)  
A.M. ALONSO ZARZA (U.E. Petrología, I.G.E., C.S.I.C.)

### TERCIARIO

Dentro de la Hoja de Ledanca aparecen bien representadas diversas unidades miocenas, a partir de cuya distribución y características en cuanto a litofacies se puede establecer un esquema sedimentológico bastante ajustado. Por el contrario, los materiales de edad Paleógena afloran tan sólo - en un pequeño sector dentro de la parte septentrional de la Hoja de Ledanca, donde las sucesiones paleógenas correspondientes al borde norte de la Cuenca están sólo parcialmente representadas. No obstante, el registro de estas sucesiones es muy amplio en la vecina Hoja de Sigüenza (área de Baides - Huermeces del Cerro), por lo que se han recogido datos y levantando una sección en dicha área con el fin de completar el análisis litoestratigráfico y sedimentológico de las formaciones paleógenas.

El límite entre el ciclo deposicional paleógeno y los depósitos neógenos sprayacentes viene definido por una discontinuidad con carácter de discordancia angular y erosiva, bien visible al norte de Viana de Jadraque (Hoja de Sigüenza), en las proximidades de Villaseca de Henares y, en la parte central de la hoja de Ledanca, al Este de Mandayona. Las sucesiones --paleógenas están plegadas en mayor o menor grado, localmente con buzamientos subverticales, mientras que los materiales neógenos presentan una disposición visiblemente horizontal, con pendientes suaves de control depositacional en los bordes <sup>®</sup> de los sustratos paleógenos o mesozoicos.

### I. PALEOGENO

Combinando las observaciones realizadas, tanto en el sur de la Hoja de Sigüenza, como en el norte de la Hoja de Ledanca, el ciclo deposicional paleógeno completo comprende, a grandes rasgos, tres unidades mayores; de muro a techo estas unidades son las siguientes:

- a) Unidad de yesos y margas: según Adell *et al.* (1978) presenta una potencia de 60-100 m y se apoya aparentemente concordante (?) sobre los términos superiores del Cretácico carbonático en facies marinas. Esta unidad supone, por tanto, una transición durante el Paleógeno inferior, a facies continentales de carácter lacustre evaporítico que han sido integrados bajo el término "Unidad de Jadraque-Cogolludo" (Portero y Aznar, 1984).
- b) Unidad de calizas, margas y terrígenos, o sucesión carbonática-detritica (Arribas, 1986): según Adell *et al.* (1978) presenta una potencia próxima a los 150 m, mientras que Arribas (1986) señala que esta potencia puede alcanzar un valor superior a los 400 m en Baides. Por otra parte, esta última autora distingue dentro de esta sucesión dos unidades: la inferior carbonática (margas, calizas marinas y calizas), resultado de la sedimentación en ambientes lacustres y palustres, y la superior más netamente detritica (limos, arenas y gravas, localmente con intercalaciones de calizas y margas), interpretada como resultante de "episodios de sedimentación de abanicos aluviales" con sedimentación carbonática en zonas de encarcamiento sobre llanura de inundación.
- c) Unidad de conglomerados, arenas y arcillas, según Adell *et al.* (1978), la potencia de esta unidad es de 60-80 m, caracterizándose por una coloración rosácea del conjunto. Se apoya en discordancia angular sobre la unidad anterior. Su techo aparece cortado a su vez en discordancia angular y erosiva por formaciones detriticas ya decididamente miocenas.

Aunque en esencia, ajustados al esquema litoestratigráfico previo para el Paleógeno de este sector de la Cuenca, los resultados obtenidos por nosotros presentan algunas diferencias en lo que se refiere al espesor de algunas de las unidades, en particular a la más alta, donde se ha medido una potencia de unos 195 metros (norte de Villaseca de Henares), así como a su inclusión en uno u otro de los ciclos deposicionales mayores (Paleógeno - Neógeno) presentes en la zona. La integración de la unidad c) de conglomerados, arenas y arcillas dentro del ciclo Paleógeno es un hecho patente en la sección

aflorante al norte de Villaseca de Henares, donde dicha unidad aparece en suave discordancia sobre la infrayacente (al igual que en las proximidades de Baides) pero fuertemente plegada, con buzamientos similares a los presentados por aquélla.

El análisis sedimentológico de las sucesiones paleógenas en este sector se hace sobre la base de dos secciones, una levantada en la Unidad b), de calizas, margas y terrígenos, en las inmediaciones de Baides y otra en la unidad c) a lo largo del barranco de Valdelagua, al norte de Villaseca de Henares.

#### I.1. Análisis sedimentológico de la Unidad T<sub>1</sub>

La sección 05 con un espesor total de unos 435 m, comprende, a grandes rasgos, tres tramos: uno inferior carbonatado (207 m de espesor), uno intermedio más predominantemente terrígeno (93 m) y otro superior donde de nuevo vuelven a aparecer niveles carbonáticos, en este caso intercalados entre términos lutíticos, arenosos y, en ocasiones, gravas (135 m). El límite superior de esta serie es correlacionable cartográficamente con la discontinuidad entre las unidades T<sub>1</sub> y T<sub>2</sub>.

- El tramo más inferior carbonatado consiste en una sucesión monótona de secuencias, margas amarillentas o blanquecinas-calizas marrones o marrón amarillentas más o menos tableadas. Las margas son masivas con sólo presencia ocasional de laminación y, en general, presentan muy escaso contenido paleontológico (gasterópodos, restos vegetales, raros oncorhines). El espesor de estos niveles margosos oscila entre los 15 m y alrededor de 1 m. Sólo en tramos muy específicos se han reconocido litofacies más arcillosas con tonos rosados o anaranjados.

Los niveles calizos no son homogéneos, reconociéndose al menos tres facies calizas, muchas veces relacionadas y lateralmente entre sí: calizas compactas en bancos de orden -

decimétrico tabulares, calizas con estructura nodulosa y calizas margosas, localmente incluyendo terrígenos dispersos de ta maño arena, también con estructura nodulosa. El contenido fosilífero en estos tres tipos de facies es bastante similar, - consistiendo en gasterópodos, ostrácodos, restos vegetales dispersos y oncoídes y otras estructuras formadas por cianobacterias. En el caso de facies de caliza compacta, el tipo de microfacies observada es el de "wackstones" o "mudstones", bioclásticas, así como "packstones" de intraclastos y peloídes, - presentando, en general, estructura homogénea. Dentro de las calizas y calizas margosas nodulosas, el contenido en fauna y flora es ligeramente menor; las microfacies en este caso -- corresponden a "mudstones" con proporción variable de terríge nos (limo- arena de cuarzo y fragmentos carbonáticos) en las que destaca la abundancia de rasgos de desecación y disoluciones tempranas bajo condiciones subaéreas. Estos rasgos son, -- esencialmente, discontinuidades irregulares correspondientes a planos de desecación llenos por esparita fina, huellas de -- raíces de pequeño diámetro (en ocasiones con conservación parcial de los tejidos vasculares) y huecos horizontales a subverticales (estructuras fenestrales) llenadas por limos mi- críticos vadosos y cemento en forma geopetal.

Las secuencias más típicas dentro de este terreno son las formadas por margas que, en contacto gradual pero rápido, pasan a calizas en bancos tabulares y de aquí a calizas o calizas margosas con estructura nodular, en ocasiones con desarrollo de - estructura prismática debida a rizotúbulos. Dicho tipo de se- cuencia es interpretada como una tendencia a la somerización - de cuerpos de agua lacustres, indicando la superposición de es tas secuencias una periodicidad más o menos regular en las fa- ses de expansión y retracción subsiguientes del sistema lacus- tre. Indicaremos, no obstante, que las secuencias no siempre - aparecen de forma completa y que, en ocasiones, las facies mar- gosas indicativas de mayor profundización relativa (anegamien- to extenso del lago) son relativamente poco importantes en re- lación con los niveles calcáreos netos (tal como sucede en el

tramo 10 columna 05) reflejando episodios de lámina de agua - más somera en el lago, o bien una traslación relativa del depo- centro del sistema lacustre.

- El tramo intermedio dentro de la serie 05 es un tramo eminentemente terrígeno, cuya estructura general viene definida por la alternancia de cuerpos de grava y arena canalizados y niveles - más o menos espesos de lutitas de tonos rojizos o asalmonados. Se han distinguido, dentro de este tramo, al menos cinco diferentes tipos de facies:

- a) Lutitas, generalmente con estructura masiva, de tonos rojizos, que contienen proporciones variables de arena dispersa o limo. Con frecuencia estas lutitas presentan un moteado diferencial de tono verdoso relacionado con procesos de hidromorfia.
- b) Lutitas, más o menos arenosas, de tonos grisáceos, con banquitos finos de carbonatos intercalados.
- c) Canales de gravas, con granulometría cuyo centil oscila entre 4 y 34 cm de cantos tanto calcáreos como cuarcíticos. - Las bases de estos cuerpos son erosivas a nivel de mesoescala y macroescala. El espesor de estos canales oscila entre - 1 y 3 m. Algunos de ellos pueden seguirse en distancias superiores a los 60 m. Los cuerpos canalizados se acuñan lateralmente dando lugar a "alas" arenosas que se pierden entre -- las lutitas rojizas. El relleno de estos canales no es simple, sino que tiene un carácter multialmacenado, habiéndose observado en algunos de ellos tres o más episodios bien diferenciables de relleno. Las gravas presentan estructura granosportada y frecuente imbricación y/o orientación (facies Gm de Miall), con matriz arenosa. Las estructuras más frecuentes son gradación vertical positiva en cada uno de los episodios de relleno, estratificación cruzada tangencial y - de surco, superficies de acreción y laminación de ripples, ésta última particularmente evidente en arenas a techo de --

los episodios de relleno e interpretable como correspondiente a momentos de caída en el régimen de flujo.

- d) Arenas de grano medio a grueso en bancos tabulares de espesor próximo al metro, presentando laminación horizontal a -- oblicua. Localmente intercalan alguna pasada de cantes finos (centíl, 4 cm). Esta facies se intercala típicamente entre lutitas rojas, con las cuales presenta un contacto neto, tanto a base como a techo de los bancos.
- e) Arenas de grano medio a fino en bancos tabulares de orden de cimétrico. Presentan usualmente laminación de ripples y se - intercalan, asimismo, entre las lutitas rojas con contacto neto, tanto a base como a techo de los bancos.

En conjunto, todas estas facies se distribuyen de una forma bastante irregular a lo largo de los 93 m que mide el tramo. El relativo escaso espesor de los canales y su amplitud lateral, la importancia de la frecuencia relativa de las lutitas, caracterizables como depósitos de llanura de inundación y la relación de continuidad entre los canales de grava y los depósitos arenosos tabulares, conducen a interpretar la anatomía general de este tramo como correspondiente a un sistema fluvial de moderada sinuosidad con frecuente migración de los cauces distributarios. Las facies mayores dentro de este complejo son las c) y - a), (respectivamente, canales y depósitos de llanura de inundación asociados). Por su parte las facies d) y e) corresponden a depósitos de desbordamiento de los canales mayores en posiciones proximales y distales, respectivamente. Por último, las facies b) corresponden a depósitos de carácter lacustre relativamente efímeros (encharcamientos) desarrollados sobre la llanura de inundación en períodos de no anegamiento por los derrames de los canales fluviales.

Aunque ni disponemos de elementos paleogeográficos suficientes, este sistema fluvial debió desarrollarse en la parte más distal de abanicos aluviales (posiblemente de carácter húmedo ?) en --

proximidad a áreas lacustres, tal como resulta de la comparación con sucesiones paleógenas expuestas algo más al Sur.

- La parte más superior de la serie 05 está caracterizada por la presencia de niveles, tanto carbonáticos, con cierta variedad de facies, y terrígenos, que se ordenan de forma diversa a lo largo de la sucesión. Constituye un tramo más complejo en relación con los observados anteriormente, no mostrando una tendencia evolutiva claramente definida en la vertical.

Las facies reconocidas son las siguientes: cuerpos canalizados - de gravas (centímetros variables, 3 a 7 cm) y arenas gruesas con estratificación cruzada difusa a masiva y cicatrizes internas; arenas medias a gruesas en cuerpos tabulares, con estructura masiva o laminación cruzada y de ripples; lutitas de tonos salmón a rojizo; margas versicolores, amarillentas o grises, calizas arenosas en bancos irregulares, comúnmente de tonos rosados y con tendencia a presentar disyunción prismática; calizas o calizas-margosas con estructura nodular; calizas más compactas y masivas en bancos, localmente intraclásticas, peletoidales o incluso --oolíticas.

La ordenación secuencial de estas facies es muy variada, siendo la situación más típica: el comienzo por términos terrígenos, paso vertical progresivo a terrígenos más finos y posteriormente a carbonatos. Dentro de este esquema general los términos más -- constantes son las lutitas de color salmón y su paso gradual a calizas arenosas marmorizadas con rasgos evidentes de edafización (paleosuelos hidromorfos), presentando estas secuencias un espesor comúnmente comprendido entre 5 y 10 m. El techo de las secuencias queda a menudo cortado, de forma neta, por una nueva entrada de terrígenos (arenas) o bien evoluciona a calizas bioclasticas granulares con presencia de abundantes estructuras fenestrales y huecos mayores debidos a disolución vadosa. Tan sólo muy localmente se reconocen niveles de calizas, usualmente bioclasticas (gasterópodos, ostrácodos) que no presentan rasgos de exposición subaérea; dichos niveles suelen culminar en las cali-

zas nodulosas de techo de secuencia.

Las características de las secuencias descritas son interpretadas en términos de fases de expansión y retracción del sistema lacustre, así como de traslaciones en la posición de las áreas de mayor profundidad relativa. Las secuencias con términos terrígenos basales y paleosuelos hidromorfos a techo representan el depósito en áreas externas del lago a las que llegan sedimentos, tanto canalizados como no confinados, correspondientes a las partes más distantes de abanicos aluviales (similares a los observados en el segundo tramo de la sucesión ?). Hacia partes más internas las secuencias presentan términos más netamente palustres (orla carbonática edafizada y episódicamente desecada), las cuales abastecieron localmente de intraclastos zonas adyacentes más profundas. En estas, tiene lugar la acumulación restringida de estos elementos, así como de peloides y bioclastos. Las concentraciones oolíticas son, en realidad, debidas a la incrustación por algas de algunas de estas partículas. En cualquier caso, estas facies calcáreas -- más profundas llegan a quedar expuestas en los momentos de retracción del lago, previos a fases posteriores de anegamiento y -- expansión.

En suma, este tramo superior de la sección 05 registra la sedimentación en un ámbito marginal de lago, con variaciones y traslaciones de los diversos subsistemas imputables al régimen de progradaciones de los sistemas aluviales adyacentes, en última instancia, a oscilaciones en régimen climático. En conjunto el tramo no presenta una polaridad definida hacia la invasión de los sistemas lacustres por la progradación de terrígenos, lo que se correlaciona bien con la discontinuidad (discordancia) reconocida a techo del tramo y la entrada más neta de terrígenos representada por la Unidad T<sub>2</sub>.

## I.2. Análisis sedimentológico de la Unidad T<sub>2</sub>

El análisis sedimentológico de esta Unidad T<sub>2</sub> toma como base la columna 03 levantada en el barranco de Valdelagua, al norte de Villaseca de Henares. Dicha columna tiene un espesor de 195 m. La base de la serie se sitúa sobre la discordancia definida a techo del tramo terrígeno-carbonático descrito anteriormente. Culmina en niveles terrígenos gruesos de color rojo que son cortados en fuerte discordancia angular y erosiva por depósitos clásticos de la Unidad T<sub>3</sub>.

Aunque aparentemente homogénea, esta sección presenta variaciones sustanciales de abajo a arriba, tanto en la frecuencia de aparición de carbonatos como en el estilo y anatomía de los depósitos terrígenos y sus asociaciones de facies.

El tramo inferior de la sección, 0-65 m, consiste en una alternancia de depósitos de gravas y arenas en cuerpos canalizados laxos a tabulares y lutitas arenosas rojizas. Todo el conjunto presenta un grado de carbonatación bastante intenso que es particularmente neto en los niveles lutíticos, así como en la transición entre éstos y el techo de los depósitos arenosos. Dicha carbonatación se estructura tanto en forma de nódulos o glaebulas distribuidas con cierta homogeneidad en las lutitas, concentraciones organizadas en disyunciones prismáticas (control por rizotúbulos) dentro de estos mismos materiales y cementaciones más regulares entre los terrígenos gruesos. A nivel de microfacies, los paleosuelos carbonatados desarrollados sobre lutitas muestran texturas edáficas netas: removilización de óxidos e hidróxidos de Fe y Mn, envueltas pisolíticas o perlíticas, bandeados irregulares, evidencias de Microcodium, disoluciones y rellenos vadosos, etc.

Los niveles de lutitas rojas edafizadas (potencia variable entre 3 y 8 m) se sitúan usualmente a techo de los niveles terrígenos más gruesos en tránsito gradual (secuencias positivas) y son cortados por las nuevas entradas terrígenas. La proporción terri-gena gruesos/lutitas en esta parte de la sección es aproximada-

mente 40/60. El grado de estructuración de los depósitos de arenas y gravas es moderado a alto, mostrando bases erosivas con "lags" de gravas ocasionales, imbricación, estratificación cruzada de bajo ángulo, cicatrices internas dentro de los bancos y, - en general, un carácter multialmacenado en el relleno de los -- cuerpos. Las secuencias de orden menor dentro de éstos culmina típicamente en lechos con laminación de "ripples" (lingüoides) o en arenas finas con estructura masiva y cantes dispersos. En ocasiones, el techo de los depósitos gruesos viene marcado por la presencia de niveles lenticulares erosivos con relleno de grava fina y/o por lechos de cantes.

La potencia de los depósitos de clastos gruesos oscila entre 1 y 2.60 m. El centil de las gravas se sitúa en torno a los 8 cm. La composición de cantes es predominantemente carbonática (abastecimiento a partir de formaciones cretácicas y paleógenas más inferiores). Las arenas presentan una asociación de minerales pesados dominada por turmalina y estaurolita, con presencia de otros granos característicos de fuentes metamórficas (andalucita, epidota).

Por último, los niveles de arena son también patentes en forma de cuerpos tabulares con estructura interna aparentemente laminada entre las lutitas. La fuerte carbonatación que presentan -- impide un análisis más detallado de estas pasadas arenosas.

La organización de facies observada en esta parte inferior de la sección 03 permite caracterizar el ámbito distal de un sistema abanico aluvial de carácter más bien árido, con deposición de -- terrígenos en régimen marcadamente discontinuo (desarrollo de paleosuelos, multialmacenamiento de los depósitos más gruesos...), con rasgos evidentes de transporte episódico y organizado con -- caída de régimen de flujo y retoques del sedimento en períodos -- de menor intensidad de aporte. Las lutitas arenosas se depositaron en forma de flujos de barro, intercalando ocasionalmente arenas más organizadas (depósitos "sheet-floods" en posición axial).

El tramo suprayacente dentro de esta sección (65-115 m) presenta una sensible variación respecto al anterior, caracterizándose -- por una frecuencia relativa muy acusada de carbonatos (relación niveles terrígenos gruesos/carbonatos - lutitas, aproximadamente 20/80). Las dos facies carbonatadas más representativas son:

- a) Margas y calizas nodulosas de tonos variables entre marrón -- claro, amarillento y verdoso; la estructura nodulosa viene en parte relacionada con el desarrollo de carbonatación alrededor de rizotúbulos con morfología bien conservada; de forma - muy local se reconoce algún banco de morfología tabular con - presencia de oncoides y peloïdes entre micrita. La microfa- cies característica de esta facies es micrita disturbada con abundante nodulización y rellenos geopetales en grietas de -- morfología planar. Caracterizan un ambiente de deposición pa- lustre.
- b) Lutitas arenosas rojizas fuertemente carbonatadas, con estruc- tura nodular frecuentemente prismática (control por rizotúbu- los). Esta facies es bastante similar a la reconocida en el - tramo infrayacente, aunque raramente integra niveles de are- na.

La primera de las facies carbonatadas descritas se sitúa so- bre todo hacia la parte inferior de este tramo (65-100 m), -- donde se reconocen al menos tres niveles con potencias com-prendidas entre 10 y 15 m. La evolución vertical es hacia lu- titas rojas arenosas carbonatadas en cada uno de los niveles reconocidos, evolución que es cortada de forma neta por la en- trada de cuerpos de gravas y arena de orden métrico (1.20 -- 2.70 m). La geometría de estos niveles clásticos gruesos es, a grandes rasgos, tabular con "scours" basales poco profundos a mesoescala. El centímetro de las gravas, predominantemente car- bonáticas con cuarcita y cuarzo, oscila entre 18 y 30 cm.

Se distinguen cinco facies diferentes de gravas y arenas:

- 1) Gravas gruesas con estructura desordenada y clastos verti-

calizados, geometría planar ( $Gm_s$ ).

- 2) Gravas gruesas con matriz arenosa, imbricadas y orientadas, geometría planar con "scours" basales ( $Gm$ ).
- 3) Gravas gruesas orientadas con lechos de arena mostrando laminación de "ripples" ( $G_t-S_r$ ).
- 4) Arenas con estratificación cruzada planaria y oblicua de bajo ángulo ( $Sp$  y  $S1$ ).
- 5) Arenas finas masivas a laminadas con cantos dispersos.

Las arenas de este tramo contienen una asociación de minerales pesados caracterizada por el predominio de turmalina, estaurolita - y, con menor proporción, epidota, andalucita, apatito y otros.

La sustitución de las margas y carbonatos de tonos amarillentos - de la base del tramo por lutitas arenosas rojizas hacia arriba -- coincide con una disminución en el centí y porcentaje de gravas de los términos clásticos gruesos. Esta situación es difícilmente explicable en términos de la evolución previsible de los sistemas deposicionales, por lo que parece adecuado invocar una modificación importante en la evolución de estos sistemas, controlada por factores tectónicos. Así, los sistemas palustres (caracterizados por facies de margas y calizas amarillentas) son rápidamente invadidos por términos distales de abanicos aluviales (lutitas arenosas) y más proximales (gravas y arenas en "sheets"), estos últimos indicativos de progradación rápida de los sistemas terrígenos. Dicha progradación es, a nuestro entender, resultante de la -- acción combinada de relaciones de subsidencia -elevación de relieves montañosos más acusadas, indicando un fuerte control tectónico sobre la sedimentación en este tramo de la Unidad  $T_2$ .

El resto de la sección 03 (115-195 m) consiste en una sucesión -- aparentemente monótona de niveles de gravas y arenas en bancos tabulares gruesos (hasta 3.30 m) y lutitas rojizas arenosas diferen

cialmente carbonatadas. El conjunto presenta un tono rojizo característico que lo diferencia de tramos anteriores de la Unidad  $T_2$  y de otros más inferiores del Paleógeno. La diferencia con términos netamente miocenos (Unidad  $T_3$ ) viene dada, aparte de su disposición estructural, por el aspecto general de la alternancia de cuerpos tabulares entre las lutitas.

Los niveles clásticos de gravas y arenas presentan a lo largo de esta sucesión una cierta variedad de facies: gravas y arenas en lechos alternantes, las primeras usualmente orientadas y con centímetros que oscilan entre los 4 y 12 cm; arenas gruesas, aparentemente masivas, con cantos dispersos, en lechos de geometría tabular o bien como techo de secuencias positivas; gravas de relleno de "scours" basales; gravas y arenas con estratificación cruzada de bajo a medio ángulo, o bien con estratificación cruzada de surco; gravas con estructura de acreción lateral (relleno inicial de depresiones en las lutitas); gravas de relleno de canales menores a techo de los "sheets".

Estas facies se ordenan de diferente forma a lo largo de la sucesión, distinguiéndose secuencias negativas correspondientes a lóbulos, cuerpos suavemente canalizados y bien discriminados dentro de las lutitas, secuencias de relleno de depresiones (cañales laxos) y barras de gravas, éstas más frecuentes hacia la parte alta de la sección. Las lutitas arenosas, por su parte, se presentan usualmente con estructura masiva y sólo muy localmente (a techo de las secuencias de relleno) muestran rasgos netos de edafización.

La asociación de minerales pesados en las arenas muestra un predominio de turmalina y estaurolita, con incremento fuerte en el porcentaje de distena.

En términos de ambiente deposicional, esta última parte de la -- Unidad  $T_2$  es caracterizada como correspondiente a facies medias de abanicos aluviales, observándose una paulatina progradación -

de las facies más gruesas (centímetros de hasta 30 cm) hacia la parte superior, hecho coincidente con el predominio de barras de gravas en esta zona. La anatomía general de estas facies medias de - abanico es difícil de precisar al no contar más que con una sola sección. En cualquier caso, la tendencia mostrada por la sucesión de facies e incremento de la relación clásticos gruesos/lutitas - refleja de nuevo un fuerte control tectónico sobre la sedimentación de la Unidad T<sub>2</sub>, correspondiente a la fase mayor de plegamiento (sintectónica) hacia el techo del Paleógeno.

## II. NEOGENO

El Néogeno, dentro de la Hoja de Ledanca, constituye un ciclo bien delimitado en relación con las formaciones mesozoicas y las paleógenas - anteriormente comentadas. Por una parte, se presenta en neta discordancia angular con aquéllas y, por otra, la distribución de los sistemas deposicionales se articula de acuerdo con una zonación lateral que puede ser seguida en superficie hacia partes más centrales de la Cuenca - de Madrid, quedando bien definida la transición de facies más marginales (predominantes en la Hoja de Ledanca) a sistemas aluviales distales y lacustres, estos últimos más desarrollados en hojas adyacentes - hacia el S y SW. Al reconocimiento de esta zonación contribuye la disposición horizontal o subhorizontal de las unidades neógenas, profundamente disectadas en los valles del Henares, Dulce, Badiel y Tajuña.

Los antecedentes de carácter sedimentológico sobre el Néogeno de la zona de Ledanca son prácticamente nulos, excepto algunos trabajos realizados muy recientemente (Alonso *et al.*, 1988 a y b). La Hoja y Mapa Geológico de Ledanca a escala 1/50.000 (Moya y Kindelán, 1951) ofrece tan sólo una somera descripción de los materiales miocenos, no siempre bien cartografiados y adscritos en la zona de Baides al Oligoceno. Cutenda (1969), señala tres períodos sedimentarios diferenciados durante el Mioceno medio y superior (sic), interpretados en términos de regresiones y transgresiones. Pérez Azuara (1971), cartografía una zona bastante extensa del borde de la Ibérica, haciendo hincapié en la posición de los niveles conglomeráticos adosados a dicho borde y el paso gradual a formaciones con incremento en las intercalaciones de areniscas y margas hacia el SW y W. Recientemente, Alonso *et al.* (ops. cit), han resaltado la estructuración de las facies marginales miocenas de esta zona en varios aparatos de abanicos aluviales bien discriminados y su evolución vertical y lateral, conmención específica de los tipos de carbonatos edáficos desarrollados en estas facies (Alonso *et al.*, -- 1988).

Desde un punto de vista tectosedimentario, el Neógeno aflorante en la Hoja de Ledanca puede ser subdividido en cinco secuencias deposicionales, particularmente bien reconocibles en el área del río Tajuña. La sucesión aflorante en dicha zona alcanza los 200 m de espesor (sec-

ción 06, Valderrebollo-Alaminos). Tales secuencias deposicionales son delimitables de una forma bastante clara hacia partes más centrales - de la Cuenca de Madrid, mientras que su reconocimiento en las zonas - más marginales es, en parte, más difícil. De forma resumida, las características de estas unidades son las siguientes:

- 1<sup>a</sup> Secuencia deposicional: su potencia es de unos 60 m, quedando -- expuesta de forma completa en la vecina Hoja de Cifuentes; en la Hoja de Ledanca entran tan sólo los 5 ó 6 m superiores (extremo sur de la Hoja). Está constituida por una sucesión mixta de lutitas y carbonatos, culminando en un nivel potente (aprox. 20 m) de estos - últimos.
- 2<sup>a</sup> Secuencia deposicional: el espesor total supera los 80 m (81.40 m en Cogollar, donde aflora con nitidez). Presenta dos tramos: uno inferior esencialmente detrítico, con lutitas rojas en niveles de - hasta 10 m y arenas-gravas en cuerpos canalizados a tabulares con - potencias variables entre 0.15 y 2.3 m, y otro superior con predominio de carbonatos e intercalaciones finas de lutitas rojas y/o verdosas. Los carbonatos presentan usualmente estructura nodular salvo algunos bancos más masivos y compactos.
- 3<sup>a</sup> Secuencia deposicional: también constituida por dos tramos, con un espesor en conjunto de unos 35 m. El tramo inferior es esencialmente terrígeno, con lutitas rojas que intercalan algunos bancos - de arenas y gravas con potencias de orden métrico. El tramo superior consiste en una sucesión bastante monótona de bancos tabulares de calizas compactas separadas por intercalaciones lutíticas finas.
- 4<sup>a</sup> Secuencia deposicional: consiste en un conjunto heterolítico dominado por calizas de tonos amarillentos y rojizos entre las que se intercalan bancos de arenas bien estructuradas de grano grueso y algunas lutitas. Su espesor es de unos 22 m. Aflora especialmente -- bien en las proximidades de la localidad de Alaminos.
- 5<sup>a</sup> Secuencia deposicional: forma la parte más alta de las superficies extendidas desde el borde mesozoico hacia el W. Su máximo de-

sarrolo es en el Sur de la Hoja, donde llega a alcanzar un espesor de unos 18 m. La mayor parte de la secuencia está constituida por terrígenos (lutitas rojizas que incluyen niveles discontinuos de -- gravas y arenas); termina en nivel calcáreo muy arenoso de aproximadamente 1 m de espesor.

La diferenciación de estas unidades es relevante de cara al análisis - sedimentológico del Neógeno dentro de la Hoja de Ledanca al posibilitar la delimitación de conjuntos sedimentarios homogéneos dentro de - una escala temporal de eventos sedimentarios en la zona y, aunque de forma aproximada, en algunos casos, la correlación entre facies distantes y marginales, tanto en sentido E-W (área del Tajuña) como más N-S (área de Baides-Mandayona). Así, la 5<sup>a</sup> secuencia deposicional, denominada como  $T_6$  en la cartografía de Hoja se sigue con bastante continuidad en su parte sur y con menos nitidez en su parte septentrional (proximidades de Cendejas de la Torre). La 4<sup>a</sup> secuencia aparece representada en la mayor parte del relleno mioceno de la Hoja, habiéndose incluido como Unidad  $T_5$  en la cartografía. Por su parte, el techo de la 3<sup>a</sup> secuencia deposicional (tramo carbonatado - Unidad  $T_4$  en la cartografía) se extiende ampliamente en su parte occidental, adelgazándose rápidamente en las proximidades al borde mesozoico, especialmente en zonas coincidentes con las salidas de abanicos aluviales. Tanto el -- tramo inferior terrígeno de esta secuencia como las dos secuencias -- más inferiores se han agrupado como Unidades  $T_3$ , aunque la distribución zonal de facies permite la subdivisión en sentido lateral de varios términos cartográficos diferenciados. No obstante, el análisis - de la evolución vertical de los sistemas deposicionales presentes -- (abanicos aluviales, complejo fluvial-llanura de inundación, orlas la custres) permite la delimitación y correlación de las diferentes secuencias dentro de este conjunto  $T_3$ .

Una última idea a señalar, antes del análisis sedimentológico de los diferentes grupos de facies miocenas es la correlación de las secuencias deposicionales determinadas dentro de la Hoja de Ledanca con las unidades neógenas mayores, definidas a nivel general, en la Cuenca de Madrid (Junco y Calvo, 1983). Los datos existentes conducen a planear la integración de la mayor parte del relleno sedimentario presen-

te en Ledanca como Unidad Intermedia del Mioceno, la cual incluiría las primeras cuatro secuencias deposicionales antes apuntadas. La 5<sup>a</sup> secuencia debe corresponder a la Unidad Superior del Mioceno.

### II.1. Análisis sedimentológico de los sistemas marginales

El borde E de la Hoja de Ledanca se presenta como un borde de cuenca complejo, adosados al cual es posible diferenciar una variedad de sistemas deposicionales con características distintas que, en conjunto, definen la arquitectura general de las facies marginales en la parte NE de la Cuenca de Madrid. De este modo, se pueden definir sistemas de abanicos aluviales, depósitos de ladera y depósitos de relleno de cubetas internas.

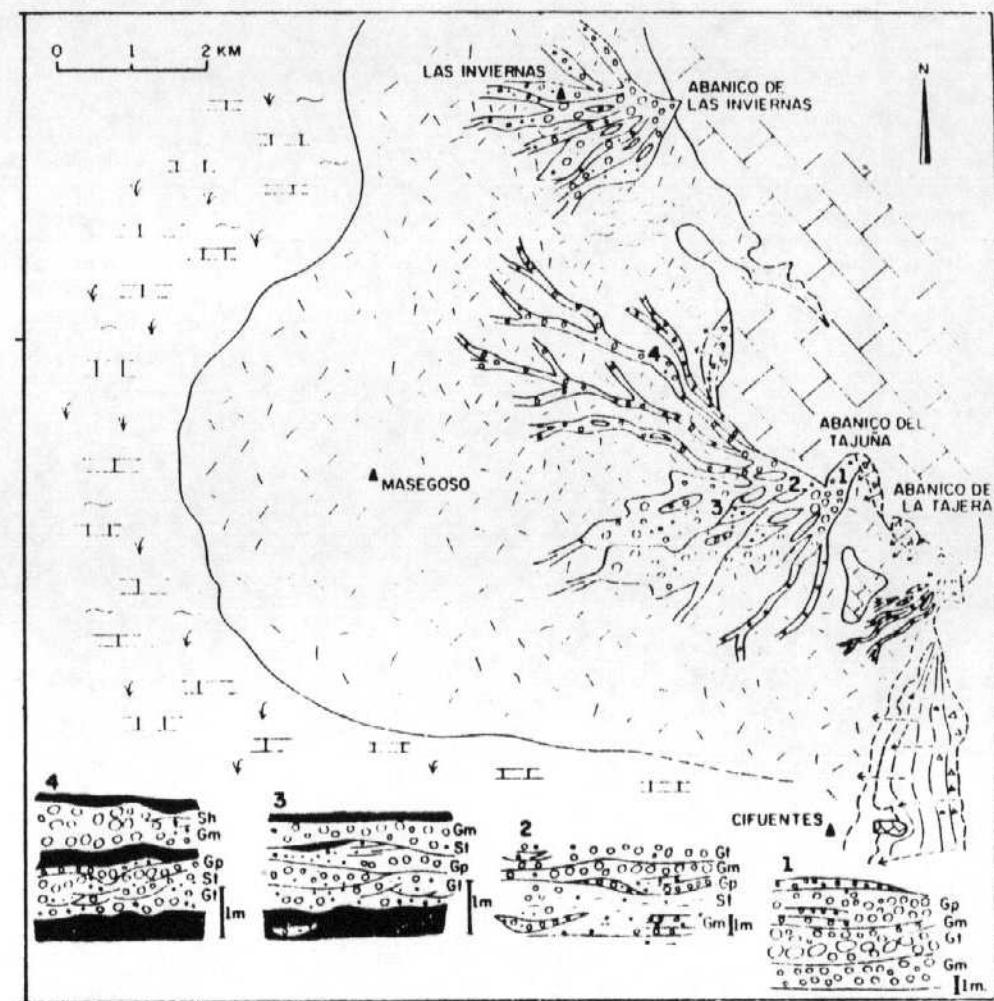
Se han diferenciado dos sistemas mayores de abanicos, uno en Las Inviernas y otro en la salida del río Tajuña, al E de la hoja (Fig. 1), y un sistema de gran envergadura hacia el NW de la misma, el abanico de Baides, de mayor extensión que los otros. Estos sistemas de abanicos, que aparecen en puntos bien localizados a lo largo de los bordes mesozoicos de la cuenca, distribuyen la mayor parte de los sedimentos clásticos que ésta recibe. Por otro lado, los depósitos de ladera aparecen bien representados en el borde E, entre Las Inviernas y Cifuentes, siendo su extensión muy pequeña en relación con la de los abanicos. En cuanto a las cubetas internas, éstas se localizan en pequeñas depresiones controladas por sинформas estructurales o por fracturas dentro del relieve mesozoico.

La caracterización de cada uno de los sistemas se ha llevado a cabo estudiando en primer lugar su morfología y extensión, con definición posterior de las facies, asociaciones de facies, secuencias y distribución de todas ellas dentro de cada uno de los sistemas reconocidos.

#### II.1.1. Abanico del Tajuña

Tiene su salida coincidiendo aproximadamente con la salida del río Tajuña de los relieves mesozoicos. La extensión en sentido axial (NW-SE) de este edificio alcanza algo más de 5 km. Dentro

FIG. 1.- Esquema sedimentológico con la distribución de facies marginales en el borde NE de la Cuenca de Madrid (sector Las Inviernas-Cifuentes) (Alonso et al., 1988).



de la Hoja de Ledanca sólo está representada una de las partes de dicho abanico, en concreto su sector septentrional (Alonso et al. 1988 b).

La zona más próxima al abanico está constituida por una sucesión visible de 110 m de niveles conglomeráticos, dentro de los cuales se reconocen dos macrosecuencias superpuestas. La macrosecuencia inferior, con unos 65 m de espesor, está formada por el apilamiento de bancos tabulares de orden métrico, con centiles de cantos bloques calcáreos y/o cuarcíticos que oscilan entre 0.4 y 1.05 m y tamaños medios 0.15 - 0.40 m. Las facies dominantes son las  $G_m$  (Miall, 1978) y con carácter más subordinado  $G_p$ ,  $S_t$  y  $G_t$ . La macrosecuencia superior está constituida por una sucesión con mayor frecuencia relativa de lutitas arenosas rojizas, las cuales intercalan bancos conglomeráticos (facies  $G_p$ ,  $G_t$ ,  $G_m$ ) de orden de cimétrico a métrico.

A unos 700 m, en la dirección axial del abanico, de su ápice tiene lugar una neta diversificación de las facies aluviales, presentando diferencias sensibles entre las partes norte y sur del abanico. Esta diversificación es coincidente a grandes rasgos con la transición de las facies proximales ("alluvial fan core") a las facies medias, o "alluvial fan fringe" (Cabrera et al., 1985). El sector sur del abanico en esta posición está definido por una potente sucesión lutítica (53% de las facies) en la que se intercalan "sheets" conglomeráticos de potencia métrica y amplitud superior a los 300 m. Esta sucesión se extiende según una dirección - N-70° E para la macrosecuencia inferior, mientras que la superior presenta direcciones algo más giradas hacia el Sur (unos 10°). - Todo este sector se sitúa ya en la Hoja de Cifuentes.

El sector septentrional del abanico, aflorante en la margen derecha del río Tajuña, está constituido por una sucesión de unos 70 m de espesor de lutitas rojas arenosas (44%), conglomerados (42%) y arenas (14%). Los depósitos clásticos gruesos se estructuran en cuerpos muy erosivos con rellenos generalmente multialmacenados - de tendencia positiva. La potencia media de los mismos es de unos 2 m y su amplitud (70-100 m) es más reducida que los "sheets" del

sector sur del abanico. Por el contrario, su longitud seguida en campo es del orden de varios kilómetros. La dirección de estos - "ribbons" es predominantemente N 60° W, marcando así la anatomía radial del abanico. En partes laterales de éste, los "ribbons" - se intercalan o interdigitan con niveles carbonatados de origen edáfico.

Tanto unos como otros depósitos de cada uno de los sectores distintivos, evolucionan distalmente a sucesiones lutíticas con -- abundancia de rasgos edáficos, pasadas arenosas finas y, ocasionalmente a encostramientos.

Así pues, el abanico del Tajuña presenta una zonación neta de facies. El núcleo del abanico viene caracterizado por la instalación de un sistema de barras longitudinales ( $G_m$ ), (Miall, 1978; Boothroyd y Nummedal, 1978) que son cortadas localmente por canales menores ( $G_p$ ,  $G_t$ ,  $S_t$ ) que funcionarían en momentos de emergencia de las barras (Miall, 1985). Los depósitos de las zonas medias del abanico presentan tipologías más complejas. En el sector sur del abanico, las altas relaciones anchura/profundidad de los "sheets" (Friend, 1983) permiten concluir un alto grado de conexión entre cursos del sistema "braided", causado posiblemente por una relación "anchura cinturón de canales/llanura de inundación" elevada (Bridge, 1985). En el sector norte, la ordenación interna de los "ribbons" corresponde a un primer relleno del fondo de canales muy erosivos, con posterior desarrollo de barras - longitudinales. Posteriormente tendría lugar el abandono y migración lateral del canal.

Distalmente, tanto unos como otros depósitos clásticos pierden entidad, lo que configura estos conjuntos de facies como sistemas terminales, en el sentido de Friend (1988).

#### II.1.2. Abanico de Las Inviernas

Se extiende, según una dirección ENE-WSW, junto a la localidad - de Las Inviernas. Sus dimensiones son reducidas, con una longitud radial entre 1.5 y 2 km. La potencia visible de sedimentos - es de unos 70 m. La paleomorfología del abanico es fácilmente -

visualizable en fotografía aérea y su estado de conservación permite observar la evolución de las facies que lo constituyen, tanto en sentido transversal como en vertical y, en parte, longitudinalmente. Este abanico ha sido estudiado a partir de una columna de detalle (sección 04) y de numerosas observaciones a lo largo - de todo él.

Al igual que en el abanico del Tajuña, se diferencian dos macrosecuencias superpuestas, siendo la inferior más potente (40-45 m) y con depósitos de granulometría más gruesa. Los términos más basales del abanico afloran al Sur del mismo. La columna levantada (04) se sitúa aproximadamente en la parte más axial del abanico, aunque como se comenta posteriormente, la dirección de aportes máximos varía de una forma bastante ostensible a lo largo de su evolución. La parte inferior de la sección (24 m) consta de dos términos clásticos gruesos que se intercalan entre lutitas rojas arenosas, totalmente carbonatadas en nódulos finos y con abundantes restos de bioturbación de raíces. Las facies clásticas gruesas se disponen en cuerpos tabulares, con bases erosivas en detalle -- ("scours"), y consisten en gravas calcáreas, en muchos casos con soporte de clasto y en otros por matriz, con centiles que llegan a superar los 35 cm. Estos depósitos de gravas, con alguna intercalación de arenas con cantes dispersos o en lechos finos, se -- amalgaman en paquetes de unos 3-4 m de espesor. Su estructura interna es, generalmente, desorganizada salvo algo de orientación e imbricación de los cantes (facies  $G_m$ ), localizándose algunos clastos exóticos con centil muy superior a la media. Con frecuencia, los distintos cuerpos amalgamados presentan individualmente a techo surcos con gravas finas o arenas con laminación de "ripples". En el techo del tramo 2 de la sección queda patente la morfología convexa de uno de estos cuerpos de gravas.

La parte inferior de la sección en Las Inviernas (tramos 2 a 7) - queda así caracterizada por la presencia de cuerpos de gravas, es casa o moderadamente estructuradas y arenas que son interpretables como barras longitudinales y depósitos correspondientes a flujo en masa ("debris") debidos a descargas máximas espaciadas --

Las depresiones a techo o entre las barras sufren un retoque en los momentos de caída de flujo o, incluso, los paquetes son erosionados de forma más profunda, tal como demuestran algunos canales instalados lateralmente. Estos períodos de mayor eficacia en la deposición de clásticos gruesos intercalan episodios de menor actividad relativa con depósito de fangos arenosos (tramos 3, - 5) y "sheets" arenosos con estructuras tractivas correspondientes a régimen de flujo más bajo (niveles arenosos con estratificación cruzada y laminación de "ripples" a techo de barra de gravas en el tramo 4 de la sección). Por último, a techo de todos estos niveles se disponen dos sucesiones de arenas groseramente laminadas y gravas orientadas interpretadas como secuencias de lóbulos superpuestos. Su continuidad lateral es escasa.

El resto de la sección estudiada en el abanico de Las Inviernas consiste en una sucesión lutítico-arenosa de tono rojizo en la que se intercalan, tanto canales de gravas como "sheets" de gravas y arenas. En el primer caso, los canales son lateralmente muy restringidos pero se pueden seguir longitudinalmente en cierta distancia. Su relleno es multialmacenado en diversas secuencias de orden métrico con gravas orientadas e imbricadas (centímetros entre 15 y 23 cm), terminando en arena laminada con lechos de cantos. La dirección de estos canales, marcada por "scours" basales muy penetrativos, indican N 140-150° E, muy similares a la dirección obtenida en las barras de grava infrayacentes. Por su parte, los "sheets" de gravas y arenas muestran también un carácter multialmacenado, con tendencia muy neta positiva de la parte superior del conjunto de dos paquetes, llegando incluso a presentar desarrollo de paleosuelos carbonatados. Son interpretados como barras longitudinales depositadas en períodos de máxima eficacia de influjo de clásticos dentro del sistema de abanico, con tendencia a la amortiguación e incluso estabilización episódica de éste.

La observación de la evolución en sentido lateral de los niveles cortados en la sección 04 a lo largo de todo el frente del abanico de Las Inviernas muestra de forma patente la traslación pro-

gresiva de las direcciones axiales (zonas de mayor intensidad de aporte de depósitos clásticos gruesos) del abanico con la acrección vertical de éste (Alonso et al. 1988 b). Dicha traslación, motivada por colmatación sedimentaria, tiene lugar de forma progresiva hacia el N, tanto para la primera como para la segunda - de las macrosecuencias distinguidas.

Distalmente, las facies medias de abanico anteriormente descritas, pasan a sucesiones lutíticas poco arenosas y algo edafizadas, en las que se intercalan niveles conglomeráticos de granulometría fina y arena (facies  $G_m$ ,  $G_p$ ,  $S_p$ ,  $S_r$  y  $S_h$ ), frecuentemente canalizados.

#### II.1.3. Abanico de Baides

Este abanico presenta dimensiones mayores que cualquiera de las señaladas, al menos si hacemos referencia a las facies más gruesas, pues éstas se reconocen hasta 5-6 km al sur del ápice. La extensión y dirección ( $N-40/50^{\circ}$  E) de este abanico está muy condicionada, sino del todo, por la paleomorfología de los bordes de la Cuenca y por el posible funcionamiento de éstos, incluso durante el Mioceno. Este abanico aparece, así, encajado entre el cabalgamiento de Huérmeces al N, la Cordillera Ibérica al E y el flanco sur del anticlinal de Baides al W. Los niveles de la mitad inferior de las series aparecen algo plegados, presentándose los de techo prácticamente horizontales. La discordancia que se observa con respecto a los materiales paleógenos es angular y erosiva. Dentro de este abanico se pueden diferenciar también 2 grandes macrosecuencias. La macrosecuencia inferior es más gruesa y puede, incluso, subdividirse en tres menores, la intermedia es de carácter más grueso con lo cual cabe señalar una secuencia compacta de carácter positivo-negativo. El espesor de la macrosecuencia es de 118.2 m, mucho mayor que el de la macrosecuencia superior (32.38 m) constituida dominante por arenas gruesas.

En las zonas más proximales, las facies dominantes en la macrosecuencia inferior son dominantemente gravas masivas con o sin imbricación y organizadas en niveles tabulares de 1.4 a 5 m. Lo-

calmente dentro de estos niveles se observan bases erosivas y estratificación cruzada. Las facies más finas son arenas gruesas - fuertemente carbonatadas y que pueden presentar encostramientos - perlíticos (Alonso *et al.*, 1988). Estas facies se agrupan generalmente dando secuencias positivas. En la macrosecuencia superior, la asociación de facies está constituida dominante por arenas muy carbonatadas (74%), aunque también se intercalan niveles masivos de conglomerados (26%); el valor de los centiles que, en la macrosecuencia inferior podía alcanzar los 80 cm, disminuye a 40 cm en la superior. No hay variaciones en las direcciones de paleocorriente entre ambas macrosecuencias.

Distalmente la diferenciación de las macrosecuencias es más difícil. Las asociaciones de facies descritas evolucionan a otras con mayor proporción de arenas muy carbonatadas, pudiéndose observar, a veces, niveles casi totalmente calcáreos con abundante bioturbación. Aún más distalmente, el sistema evoluciona a lutitas que intercalan canales fuertemente erosivos. Es la asociación de facies a que nos hemos referido en este párrafo la que encontramos en esta hoja de Ledanca, pues las facies más proximales afloran en la hoja de Sigüenza.

El modelo sedimentario para este abanico, en el que los depósitos  $G_{ms}$  están totalmente ausentes, corresponde al de un sistema aluvial en el que se desarrollan numerosos canales someros de escasa sinuosidad y que cambian, a menudo, de posición, posiblemente -- por la progradación de las barras y la erosión de las orillas -- (Miall, 1985). El alto grado de interconexión que existe entre -- los canales puede deberse, en este caso, a movimientos de subsistencia relativa (Bridge, 1985). Este sistema daría paso a una -- amplia llanura aluvial en la que el drenaje lo realizarían canales Braided más encajados.

#### II.1.4. Sistemas marginales menores

##### a) Sistemas de abanicos

Estos sistemas aparecen fundamentalmente en la zona NE. Se han

reconocido tres abanicos menores (íntimamente relacionados con los depósitos de ladera que estudiaremos a continuación): Aragosa, Mirabueno y Matillas.

El abanico de Aragosa presenta una extensión muy reducida (menor de 200 m). Su potencia es de unos 45 m, que están constituidos por niveles conglomeráticos potentes 2-5 m y que incluyen cantes carbonáticos de hasta 70 cm. Las facies son dominante G<sub>m</sub> sin imbricación, localmente pueden observarse términos G<sub>ms</sub> y G<sub>p</sub>. El tamaño medio de los cantes varía entre 10 y - 15 cm. Las direcciones de paleocorrientes medidas exclusivamente en imbricaciones, dado el carácter masivo de los niveles, indica N-70°E.

En Mirabueno la asociación de facies es más compleja, pues se desarrollan en una zona muy pequeña tanto un sistema reducido de abanico como depósitos de ladera. Sólo el tercio inferior de la serie de Mirabueno puede ser incluido como sistema marginal, pues hacia techo aparecen niveles calcáreos de gran continuidad lateral. Los depósitos marginales de Mirabueno se distribuyen en sucesiones esencialmente lutíticas, en las que se incluyen: lechos finos (0.5 m) de arena con estratificación cruzada y niveles conglomeráticos más potentes (2 m) que presentan base erosiva y granoselección positiva y se estructuran en finas tablas. El tamaño de los cantes es de 4 cm y el centil de 14 cm. A techo de las lutitas se desarrollan encostramientos carbonatados nodulares, mientras que a techo de los conglomerados los encostramientos son pisoidales y laminares.

En las proximidades de Matillas se reconoce un sistema clástico grueso bastante específico (Unidad T<sub>3</sub><sup>Md</sup>), caracterizado por el apilamiento de lechos tabulares con fábrica interna de "debris flow" en los que destaca la relativa abundancia de clastos yesíferos entre clastos carbonáticos de procedencia cretácica y paleógena. Este conjunto de características estructurales y composicionales de los depósitos son por completo peculiares dentro de las facies marginales de la Hoja de Ledan-

ca y son interpretados como correspondientes a un sistema local condicionado por áreas fuente paleógenas adyacentes, donde aflora la parte basal yesífera del Paleógeno.

Los sistemas de abanico descritos (mayores y menores) aparecen espaciados a lo largo del frente mesozoico y sólo hay coalescencia en sus términos más distales. La separación entre las zonas de influencia de cada abanico queda reflejada por una zona de sombra en la que se desarrollan paleosuelos calcáreos, esto queda especialmente bien marcado entre los abanicos del Tajuña y Las Inviernas. Por otra parte, el espacio entre ápices de abanico está ocupado por depósitos de ladera desarrollados sobre el paleorrelieve mesozoico.

#### b) Depósitos de ladera

Consisten en cuerpos más o menos tabulares que aparecen recubriendo el citado paleorrelieve mesozoico. En esta hoja hemos diferenciado tres tipos de depósitos:

- Brecha "mud-supported" muy encostrada por pisoides vadosos; da lugar a un cuerpo tabular, de 1.5 m de potencia que tapiza los materiales cretácicos.
- Conglomerados organizados en bancos de hasta 2 m de potencia. Presentan distintos grados de estructuración interna - aunque dominan las facies  $G_m$  con o sin imbricación. El apilamiento de estos cuerpos da lugar, en zonas próximas a Cifuentes, fuera de esta hoja, a una cuña de hasta 60 m, desarrollada sobre el frente mesozoico.
- Lutitas arenosas que se interdigitan con los términos distales de los abanicos.

El control morfológico de estos sistemas, su arquitectura en láminas tapizando el paleorrelieve y su canalización mínima - permite interpretar estos depósitos como debidos a cursos la-

minares efímeros (Ballance, 1984), que ocasionalmente pueden ordenarse en canales braided someros (Mullins y Cook, 1986).

c) Rellenos de cubetas interiores

Estas cubetas aparecen como pequeñas áreas deprimidas dentro de los materiales mesozoicos, pudiendo o no estar relacionadas con estructuras sinclinales. En esta hoja hemos estudiado tres cubetas diferentes que, sin embargo, presentan entre ellas muchos rasgos en común, de ahí que las describamos conjuntamente. Las cubetas a que nos referimos son: La Cabrera, El Sotillo y La Cubeta de La Tajera.

Su relleno es, en todos los casos, con bancos masivos y tabulares de conglomerados, cuya potencia total no llega a superar -- los 30 m. La potencia individual de cada banco oscila alrededor - de 2 m. Las facies dominantes son  $G_{ms}$ , presentando los cantes tamaño de 6 cm y centiles de 30-40 cm. Entre estos niveles -- más gruesos se sitúan términos lutíticos y arenosos fuertemente encostrados. Un rasgo a señalar dentro de La Cubeta del Sotillo es la presencia de una superficie de encostramiento carbonatada bien desarrollada, que es también visible en el área -- donde afloran las facies más proximales del abanico del Tajuña. Dicha superficie se dispone sobre el paleorrelieve cretácico con una fuerte pendiente, lo que interpretamos como el reflejo de un amplio período de sedimentación muy restringida en los bordes mesozoicos. El registro temporal de este encostramiento puede abarcar una buena parte del Paleógeno.

Estos rellenos se interpretan como depósitos de "debris flow", aunque ocasionalmente se pueden ordenar en canales, cuyo área de procedencia son los materiales mesozoicos adyacentes.

II.2. Facies distales de abanico: complejo canales fluviales - llanura de inundación

Dentro de este apartado se incluyen áreas de extensión considerable en las que, en principio, los materiales más frecuentes

son lutitas rojas que pueden incluir pasadas arenosas y/o conglomerática. Dentro de la Hoja de Ledanca, se diferencian dos sectores - con similares asociaciones de facies: a) los términos distales de los abanicos del Tajuña y de Las Inviernas, en los que se integran canales de drenaje dentro de las facies de llanura de inundación, y b) amplias llanuras de inundación de los sistemas aluviales procedentes del borde norte, las cuales se interdigitan con las facies - distales del abanico de Baides.

a) Facies distales de los abanicos del Tajuña y Las Inviernas.

Están caracterizadas por la presencia de potentes núcleos lutíticos, a menudo bioturbados por raíces, en las que se intercalan - gravas en cuerpos con morfología acanalada y cuerpos discontinuos de arenas.

En el abanico de Las Inviernas la asociación de facies más frecuente es la integrada por:

A) Lutitas rojas en niveles potentes (8-10 m); presentan frecuentemente moteado verdoso vertical (raíces) e hiladas ordenadas de - cantos.

B) Arenas de grano medio a fino, estructuradas en bancos potentes (0.5 - 1 m); presentan estratificación cruzada planar a - media escala y bajo ángulo; son escasamente erosivas sobre -- las lutitas.

Con menor frecuencia se han reconocido también arenas y gravas - en cuerpos multialmacenados en paquetes potentes de hasta 3 m. - Las gravas son erosivas sobre las lutitas, presentando usualmente imbricación. Las arenas se hacen más frecuentes a techo de estos cuerpos de gravas, con facies  $S_t$ ,  $S_p$ ,  $S_r$ .

Este conjunto de facies y sus asociaciones permite interpretarlas como propias de un ámbito de amplias llanuras lutíticas cubiertas, en parte, por vegetación donde la sedimentación de materiales detríticos gruesos tuvo lugar según dos esquemas deposi-

cionales algo diferenciados. Por una parte, en canales bien estructurados y fijados dentro de las llanuras, drenando éstas a través de cursos de baja sismosidad. Por otra, en episodios de mayor actividad de los abanicos a través de anegamientos en -- flujos poco confinados que dieron lugar a depósitos arenosos con alto grado de ordenación interna.

En lo que se refiere a las facies distales del abanico del Tajuña, la asociación observada es algo diferente, estando representadas las facies A) y B) descritas en el abanico de Las Invierñas, pero no las facies c). Aquí los canales de drenaje consisten en cuerpos menos potentes (1-1.5 m de espesor de relleno) -- constituidos esencialmente por gravas con imbricación, arenas -- con estratificación cruzada planar y de surcos y, ocasionalmente, laminación de "ripples". Presentan bases erosivas y granoselección positiva. La distancia máxima alcanzada por estos canales, a partir de los ápices de abanico, supera la decena de kilómetros, apareciendo en los episodios de progradación terrígena - intercalados entre facies de orla lacustre en la sección de Valderrebollo-Cogollor (06). En estas posiciones paleogeográficas - los canales evolucionan progresivamente a cursos poco confinados o bien a cauces meandriformes con depósitos de acreción lateral bien patente que quedan finalmente anegados por arcilla y edafizados.

#### b) Llanuras de inundación de los sistemas aluviales septentrionales.

En el área del río Dulce, así como en la parte inferior de las laderas del valle del Badiel, la asociación de facies es, en general bastante homogénea, siendo, sin embargo, zonas donde coalescen diversas direcciones de aportes (E-W, N 50° W y N-S). Dicha asociación está formada por:

- Lutitas rojas bastante arenosas, masivas, con frecuentes nódulos de carbonatos y moteado verdoso vertical (raíces); localmente presentan pasadas finas de gravas y arenas. Estas lutitas constituyen la práctica totalidad de los depósitos (ver, -- por ej., sección de Villaseca de Henares). En esta sección, --

así como en algunos puntos del Badiel, destaca la presencia abundante de yesos intersticiales en la sucesión lutítica, yesos procedentes del empapamiento de los fangos con aguas bastante salinas a partir del lixiviado de yesos paleógenos.

- Depósitos de gravas y arenas, con presencia muy esporádica y sin mucha significación desde el punto de vista secuencial. En la sección de Villaseca de Henares (07) estos depósitos constituyen un tramo de unos 14 m de potencia que puede ser seguido lateralmente durante unas centenas de metros. Los niveles de gravas y arenas, en cuerpos amalgamados de orden métrico, son erosivos sobre las lutitas o sobre los clásticos gruesos infrayacentes. - La secuencia observada tiene base erosiva con relleno de fondo de canal, arenas con cantos con estratificación de surco y, a techo, arenas con estratificación cruzada planar y de "ripples". Su dirección es N-40 a 50°E. Otros depósitos similares se intercalan entre lutitas en el área de Castejón, Ledanca y Argecilla.

### II.3. Facies de orla lacustre

Se integran aquí los depósitos carbonáticos que aparecen asociados a lutitas y margas en las unidades  $T_3^M$  y  $T_3^C$  de la cartografía de la Hoja. El área donde estas facies aparecen mejor y casi exclusivamente representada corresponde a su parte meridional, aflorando de forma bien visible en las laderas del Valle del Tajuña. En este área es bien visible la interdigitación de las facies de orla lacustre con las facies distales de abanico, marcando además los carbonatos el techo de la primera y segunda secuencia deposicional, respectivamente. Por su parte, en el área del río Dulce-Henares, los niveles que caracterizan las facies de orla lacustre están muy escasamente representadas, tan sólo las correspondientes a la segunda secuencia deposicional (área de Castejón).

El estudio de estas facies se ha llevado a cabo con detalle en la sección 06 (Valderrebollo-Alaminos) (tramos 1 a 10, y 16 a 21). La estructura general de estos tramos consiste en un apila-

miento de secuencias de espesor decamétrico con lutitas de tonos rosados-rojizos a verdosas o blanco-salmón y bancos más compactos con bases y techos irregulares. Las facies reconocidas son las siguientes:

- a) Lutitas masivas de tonos rosados-rojizos, frecuentemente con manchas verdosas dispersas y nódulos de carbonato irregularmente distribuidos. Estos últimos rasgos evidencian procesos de edafización desarrollados sobre las lutitas, tanto en términos de gleysación como de acumulación de carbonatos relacionados con perfiles edáficos más amplios a su techo.
- b) Margas blanco-rosadas a verdosas, masivas, con nódulos carbonáticos muy abundantes y evidencia de bioturbación por raíces. El espesor de esta facies es menor que el de la facies anterior, observándose tanto en tránsito gradual a techo de ellas o como elemento lutítico único en las secuencias (tramos superiores de la primera secuencia y tramo carbonático - de la segunda).
- c) Carbonatos de tonos blancos con estructura nodular-prismática, en bancos de orden métrico que se disponen en tránsito - gradual vertical con las dos facies de lutitas anteriores. - La microfacies de estos carbonatos consiste en micritas, con porcentaje variable de terrígenos (no superior al 10%), fuertemente disturbadas por planos de desecación, conductos finos de raíces (localmente recubiertas por argilanes), nódulos y estructuras fenestrales a menudo con relleno geopetal. Un rasgo puntual son las concentraciones de yesos lenticulares seudomorfizados por calcita. Los bioclastos son muy escasos, estando relegados a algunas secciones de ostrácodos. Esta facies presenta rasgos muy claros de carbonatos depositados en ambiente palustre y dentro de éste en las zonas más externas.
- d) Carbonatos de tonos blancos con estructura nodular a masiva, con niveles de espesor variable que aparecen a techo de la facies carbonática anterior o bien como bancos con entidad -

propia. Se agrupan, dentro de esta facies general, diversas -- subfacies, reconocibles en algunos casos a nivel de afloramiento y, en otros, a nivel de microfacies. Estas subfacies - son las siguientes: "mudstones" algo bioclásticas (ostrácodos y gasterópodos dispersos), "mudstones" a "packstones" de pe - loides, usualmente con estructuras filamentosas algales, ca - pas estromatolíticas planares a suavemente alomadas, -- "packstones" - "wackstones" de oncoides y peloides. Estas sub - facies se estructuran de forma irregular, siendo difícil re - conocer su ordenación en afloramiento. Caracterizan un ámbito lacustre muy somero, con presencia de canales oncolíticos ta - pizados por estromatolitos.

La disposición usual de estas facies en las secuencias es des de a) hasta d). Dentro de la primera secuencia deposicional - la secuencia completa de facies aparece únicamente hacia su - techo, mientras que en la segunda aparecen bien representadas las facies d), características de ambientes lacustres más per sistentes. Esta evolución vertical de las facies de orla en - la sección 06 se correlaciona perfectamente con el carácter - expansivo que la 2<sup>a</sup> secuencia deposicional presenta en todo - el área del Valle del Tajuña y que se puede demostrar equiva - lente a la retracción de los sistemas aluviales marginales en el área de Cifuentes-Las Inviernas.

Las facies d) constituyen los términos más netamente lacus - tres reconocidos dentro del complejo T<sub>3</sub> de unidades en la Ho - ja de Ledanca. Su importancia aumenta progresivamente, ya fue ra de la hoja, hacia Brihuega, indicando de forma clara, una dirección E-W en la zonación de facies desde el borde ibéri - co. Los restantes términos miocenos netamente lacustres en la Hoja de Ledanca se disponen, de una forma precisa, a techo de todo este complejo zonado de facies, caracterizando el amorti güamiento progresivo rápido de los sistemas aluviales de in - flujo de terrígenos y la instalación amplia de un sistema la - custre en todo el área.

#### II.4. Sistemas lacustres terminales

Están representados por dos unidades miocenas ( $T_4$  y  $T_5$  en la cartografía) que se extienden superpuestas en toda la parte central-occidental de la Hoja de Ledanca. Dan lugar a un conjunto netamente carbonático, potente (su espesor oscila alrededor de los 40-50 m en gran parte de la Hoja, aunque llega a alcanzar 70 m en los escarpes del río Badiel; por el contrario, este espesor queda reducido a unos 2 ó 3 metros en las proximidades de -- Las Inviernas), que da lugar a una superficie estructural bien definida, conocida regionalmente como alcarrias o páramos.

El límite inferior de este conjunto carbonático es bastante neto sobre las facies del complejo de canales-llanura aluvial del techo de la Unidad  $T_3$ . La transición con estas facies es usualmente rápida (secciones de Mandayona, Villaseca de Henares, Alaminos, Las Inviernas ...) y algo más paulatina cuanto más al W-SW (Castejón, Badiel), al intercalar las facies de llanura aluvial algunos niveles de paleosuelos carbonatados o incluso de lagos-playa carbonatados.

Cartográficamente se han distinguido dos unidades ( $T_4$  y  $T_5$ ) dentro de este conjunto carbonático, distinción también significativa desde un punto de vista sedimentológico en gran parte de las secciones analizadas. El límite entre las dos unidades viene marcado por un cambio neto en la vertical de los sistemas deposicionales lacustres - palustres, con un carácter marcadamente más somero de los niveles correspondientes a la Unidad  $T_5$  (caso de Villaseca de Henares, Mirabueno, Castejón o Badiel y algo menos -- perceptible en la sección de Mandayona). En la parte meridional de la hoja (área de Alaminos) dicho límite viene marcado, además, por la entrada de canales arenosos bien desarrollados entre los carbonatos palustres de la Unidad  $T_5$ .

Dentro del esquema tectosedimentario propuesto para el Mioceno - de la Hoja de Ledanca, el citado límite representa la discontinuidad entre las secuencias deposicionales 3<sup>a</sup> y 4<sup>a</sup>, correspondiendo la Unidad  $T_4$  al techo de la 3<sup>a</sup> secuencia deposicional.

#### II.4.1. Análisis sedimentológico de la unidad T4

Esta unidad se caracteriza por presentar facies carbonáticas bastante homogéneas que consisten en bancos de orden métrico, compactos y masivos de geometría tabular. Dichos bancos aparecen en sucesiones monótonas, intercalando lechos finos de margas de tonos marrón-crema a rosado. A nivel de afloramiento, la tendencia de la secuencialidad es difícilmente reconocible en virtud de la masividad de los bancos.

Las microfacies de estos carbonatos son algo variadas, dominando las micritas fosilíferas y biomicritas. Los componentes bioclásticos comunes son gasterópodos y ostrácodos, ocasionalmente charáceas. Otra microfacies bien definida es la constituida por -- "rudstones" y "floatstones" de bolas de algas y oncolitos con - proporción variable de los bioclastos antes señalados. Esta última microfacies domina en la sección estudiada junto a Alaminos (sección 06) y en determinados intervalos de la sección próxima a Mandayona o en el Badiel.

El mejor punto para el análisis de estas facies con oncolitos - se encuentra en la carretera de Mandayona a la Nacional II -- donde, entre bancos masivos de biomicritas, se sitúa un complejo de canales de oncolitos entre margas de carácter netamente lacustre. La asociación de facies presente consta de los siguientes términos:

- a) Cuerpos canalizados laxos llenos con oncolitos. El espesor de estos canales es de 10-30 cm y la longitud determinable en afloramiento de unos 5 a 6 m como máximo. Se ordenan de acuerdo con un esquema de traslación (acomodación) en la vertical, sin llegar en ningún momento a amalgamarse. Internamente, el relleno de oncolitos presenta selección gradada positiva, perdiéndose a su techo en margas más o menos bioclásticas o arenosas o bien siendo cortados por la parte lateral de otros - canales. La morfología de los oncolitos es muy variable, con neto dominio en algunos de los canales de formas elipsoidales desarrolladas sobre tallos.

- b) Margas en lechos masivos a ocasionalmente laminados de orden decimétrico, con tonos variables entre marrón rosado a gris. - Contienen porcentajes variados de material clástico, restos vegetales carbonosos y gasterópodos de concha bien conservada. Entre estos se han reconocido, tanto Limneidos como Planorbídos. Los restos de polen son muy escasos y no determinables.

El conjunto de facies observadas en esta Unidad es característica de un ámbito lacustre de carácter muy somero, pero donde son escasas las evidencias de exposición subaérea (desecación, huellas de raíces, ...). Estos rasgos son sólo reconocibles a techo de algunos de los bancos carbonáticos masivos, previo a la entrada de los lechos finos de margas intercaladas. La persistencia en vertical de los bancos de micritas y biomicritas es notable hacia la cabecera del Valle del Badiel y -- proximidades del borde mesozoico, al Este de Mirabueno. Ello induce a pensar que las zonas relativamente más profundas del sistema lacustre (depocentro lacustre) se situaron hacia este área, lo que coincide además con el máximo en isopacas reconocidas en el Valle del Badiel.

Por el contrario, el desarrollo de la Unidad T<sub>4</sub> en el sur de la Hoja (zona de Alaminos) es mucho más reducido, consistiendo sobre todo en facies ricas en construcciones algales-oncolitos que caracterizan ámbitos ligeramente más someros dentro del lago (bermas de oncolitos y travertinos). Una situación similar es observable hacia la zona de Villaseca de Henares, aunque aquí la recristalización bastante intensa de los carbonatos permite un reconocimiento sólo parcial de las estructuras algales.

En posiciones muy próximas a los bordes (zona de Matillas, Mirabueno, proximidades de Las Inviernas) los carbonatos anteriormente descritos quedan restringidos a sucesiones de escaso espesor con predominio de carbonatos de tonos blanco-amarillentos con abundantes rasgos de exposición en ambiente palus-

tre, alternantes con margas o terrígenos finos. Todo ello evi-  
dencia la transición rápida de los ámbitos lacustres más per-  
manentes a zonas muy someras de margen, las cuales adoptan una  
disposición en "onlap" sobre las facies terrígenas de los sis-  
temas aluviales marginales (período de expansión lacustre má-  
xima a techo de la Unidad T<sub>4</sub>).

#### II.4.2. Análisis sedimentológico de la Unidad T5

Como se ha indicado, esta unidad tiene en sí misma carácter - de secuencia deposicional, con límite inferior bien definido en el área sur de la Hoja de Ledanca (fuerte representación - de terrígenos bien estructurados en la sección 06 a la altura de Alaminos) y otras zonas marginales (Villaseca de Henares, Mirabueno)- En el área del Badiel este límite viene marcado -- por la entrada de términos margoso-lutíticos y el amplio de-  
sarrollo de facies palustres en la parte superior de la suce-  
sión aflorante.

A nivel morfológico, esta unidad se detecta bastante bien en campo al presentar un escarpe más tendido que los carbonatos de la Unidad T<sub>4</sub> a techo de la tabla calcárea con que culminan los relieves más altos de la región. Ello es debido al carác-  
ter más netamente margoso del conjunto de la sucesión, así co-  
mo a la menor compacidad de los carbonatos intercalados. Este conjunto de factores hace que las condiciones de afloramiento de la unidad sean usualmente desfavorables para un estudio de sus litofacies.

El espesor medido en esta unidad oscila entre los 25-30.

Las facies reconocidas son las siguientes:

- a) Margas más o menos arcillosas, masivas, de tonos rosados a amarillentos y verdosos, con distribución irregular de esta coloración debida a marmorizaciones-procesos de gley-  
sación y conteniendo nódulos de carbonato.

- b) Margas grises masivas, con abundantes restos carbonosos, conchas de gasterópodos y, ocasionalmente, restos de micromamíferos (zona de Matillas-Cendejas y proximidades - de Almadrones).
- c) Carbonatos masivos o ligeramente tableados de tonos amarillentos, con fauna de gasterópodos y ostrácodos.
- d) Carbonatos y calizas margosas de tonos blanco-amarillentos o grisáceos con manchas rojizas, en bancos de base y techo irregulares transicionales a margas. La estructura interna de los bancos viene caracterizada por nodulización intensa y, muy frecuentemente, por estructura prismática tubular a mesoescala. En las secciones reconocidas esta estructura prismática pasa en vertical dentro de cada banco a la estructura nodular antes señalada. Son frecuentes a simple vista los planos de desecación y huecos de disolución vadosa (normalmente con relleno limoso o micrítico).

Las microfacies de estos carbonatos son muy espectaculares al presentar una gran profusión de estructuras fenantrales - "vugs" de disolución en el seno del sedimento - micrítico con muy escasos bioclastos. Esta micrita, con pocos o nulos terrígenos, aparece nodulizada a escala de lámina, siendo también reconocibles segmentos correspondientes a conductos finos de raíces que conservan en parte la estructura vasicular.

También a escala de microfacies se reconocen procesos - de microkarstificación (seudo-karstificación, en el sentido de Freytet y Plaziat, 1982), incluyendo superficies corroídas, crecimiento de empalizadas de esparita sobre ellas y relleno posterior por "silt" vadoso hasta completarse el hueco geopetal por mosaicos esparíticos. En ocasiones este relleno se complementa con la acumulación de peloídes debidos al colapso, a microescala, de las pa-

redes de sedimento micrítico inicial.

Ocasionalmente, se reconoce el desarrollo de pisolitos - vadosos que pueden confundirse con recubrimientos algales sobre "gravelles".

Tanto los rasgos presentados por esta facies a mesoescala como a microescala son claramente indicativos de depósitos propios de ambientes palustres (Frytet, 1984).

- e) Areniscas en cuerpos groseramente tabulares a canalizados con estratificación cruzada tangencial de bajo ángulo a - cruzada de surco. El espesor de estos cuerpos es de orden métrico. La granulometría de las arenas entra en el intervalo de arena media a gruesa, estando dominada su composición por cuarzo y fragmentos carbonáticos. Un rasgo peculiar de estas arenas, bien representadas en la sección -- 06, es el frecuente recubrimiento de los granos por cubiertas algales, lo que les proporciona un aspecto de arenas oolíticas en algunos de los bancos visibles. Las paleocorrientes medidas en estas areniscas indican una dirección N 45° W.

Las asociaciones de facies y secuencias reconocidas en la Unidad T<sub>5</sub> conducen a su interpretación paleoambiental en términos de un complejo lacustre extremadamente somero, - dominado por depósitos carbonáticos o lutíticos sometidos de forma muy permanente a acondiciones de exposición subáerea y, por tanto, con transformaciones intensas del depósito original controladas por desecación, bioturbación por raíces, diagénesis precoz (disoluciones, corrosiones, micro-karstificación). Dentro de este complejo se ubican localmente zonas pantanosas con cierta acumulación de materia orgánica que favorece la preservación de restos esqueléticos de vertebrados movilizados por corrientes de escasa entidad.

La baja calidad de afloramiento de estas facies en zonas extensas dentro de la Hoja de Ledanca, impide una precisión mayor - en la descripción del posible mosaico de subsistemas palustres. Se indicará, no obstante, el hecho de la presencia de facies - terrígenas gruesas intercaladas entre carbonatos y margas palustres en el sur de la hoja. Las direcciones de paleo-corrientes obtenidas permiten delimitar una zona muy marginal del sistema lacustre en ese punto, siendo los terrígenos la evidencia distal de aparatos clásticos algo más desarrollados en la Hoja de Cifuentes y teniendo por tanto una procedencia SE.

#### II.5. Unidad T<sub>6</sub>

Esta unidad culmina de forma clara las series miocenas en la parte centro-meridional de la Hoja de Ledanca y aparece representada de forma menos neta en su parte norte. Supone un cambio brusco respecto a las facies carbonáticas palustres anteriormente descritas, al tener su base constituida por terrígenos gruesos (arenas y gravas) entre lutitas rojas, todo ello - característico, en principio, de un complejo fluvial-llanura - de inundación de entidad aparentemente escasa. Las condiciones de afloramiento impiden un análisis sedimentológico más afinado que, sin embargo, puede ser llevado a cabo de manera más detallada en la Hoja de Cifuentes.

La secuencia de la Unidad T<sub>6</sub> termina en un nivel calcáreo arenoso que corresponde a un paleosuelo desarrollado sobre carbonatos de charcas efímeras.

#### II.6. Esquema general de los sistemas deposicionales neógenos en la Hoja de Ledanca

La Hoja de Ledanca constituye un área relevante en lo que se refiere al dispositivo de los sistemas deposicionales que configuran las facies marginales neógenas en el sector NE de la Cuenca de Madrid, y en parte proporciona datos de interés sobre la evolución de estos sistemas hacia los sistemas lacus-

tres desarrollados en partes más centrales. Desde un punto de vista tectosedimentario, se reconocen, en relación con la evolución general vertical de las sucesiones neógenas, dos episodios bastante bien diferenciados: uno, el correspondiente a las etapas de actividad de los sistemas de influjo de clásticos, en especial a través de los aparatos de abanicos aluviales enraizados en los bordes mesozoicos y otro en que el funcionamiento de estos sistemas está prácticamente amortiguado, con escasa entidad de los relieves circundantes y amplia expansión de los sistemas lacustres (parte superior de la sucesión neógena: techo de la 3<sup>a</sup> secuencia deposicional y secuencias deposicionales suprayacentes).

El dispositivo de abanicos aluviales a través de los que se realiza el influjo mayor de clásticos a la cuenca es perfectamente reconocible en la Hoja de Ledanca, donde se han podido individualizar al menos tres abanicos aluviales mayores: Abanicos del Tajuña, Las Inviernas y Baides, los dos primeros -- con direcciones axiales más o menos normales al trazado del borde mesozoico y el tercero con una dirección SW posiblemente controlada por las lineaciones estructurales de la zona de entronque entre las direcciones ibéricas y las del Sistema Central (anticlinal de Baides, falla de Sigüenza). Estos sistemas de abanicos aluviales mayores pueden llegar a coalescer en sus facies más distales, tanto entre los reconocidos dentro de la hoja, como con las facies de otros sistemas adyacentes (abanico de Jadraque, al W, y abanico del Tajo, hacia el Sur ya en la Hoja de Cifuentes). La arquitectura general de estas facies marginales se complementa con el desarrollo de otros abanicos menores, con zonación de facies menos compleja y composición de clásticos condicionada por áreas fuente-locales, siendo el caso más peculiar el de las formaciones evaporíticas paleógenas del área de Matillas. El menor grado de estructuración dentro de las facies marginales viene representado por depósitos de ladera, con configuración de cuñas y extensión lateral y longitudinal reducidas. La visión idealizada de todo este dispositivo de sistemas es presentada

en la Figura 2.

La relativa escasa entidad de los sistemas abanicos aluviales, con longitudes mayores del orden de varios kilómetros, conduce, inicialmente, a caracterizarlos con abanicos aluviales áridos. No obstante, esta caracterización resulta un tanto restrictiva a la vista de las facies presentes y su distribución, así como de la tipología de los depósitos lacustres con que se interdigitán. Desde nuestro punto de vista, es más adecuado -- pensar en abanicos desarrollados bajo condiciones de influjo - de agua en conjunto más elevados que los previsibles en un típico abanico seco, presentando unas características mixtas con sistemas fluviales terminales, en los que se disponen canales de drenaje bastante fijos en posiciones distales, configurándose en estas zonas complejos de canales fluviales - llanuras de inundación. Por su parte, los sistemas lacustres asociados presentan rasgos escasamente evaporíticos.

La amortiguación en el funcionamiento del dispositivo de sistemas de influjo de clásticos conduce y/o es coincidente con la expansión de sistemas lacustres muy someros que llegan a "onlapar" con los bordes mesozoicos. Una primera etapa en este -- cambio de régimen deposicional en toda la zona viene marcada - por depósitos lacustres relativamente homogéneos con escasos - rasgos de emersión. El depocentro local de este sistema lacustre inicial se localiza en el área del Badiel, aunque en realidad constituye uno de los depocentros más importantes de estos sistemas lacustres marginales a nivel de toda la cuenca. El -- adelgazamiento de las isopacas de estos carbonatos lacustres es neta, tanto hacia el Norte (proximidades de Cendejas) como hacia el Sur y Este (Alaminos, Las Inviernas, respectivamente) e incluso hacia el W, aguas abajo del río Badiel, lo que viene acompañado con la presencia en esos puntos de facies con rasgos palustres más frecuentes y/o facies con amplio desarrollo de estructuras algales correspondientes a zonas de ribera de - lago.

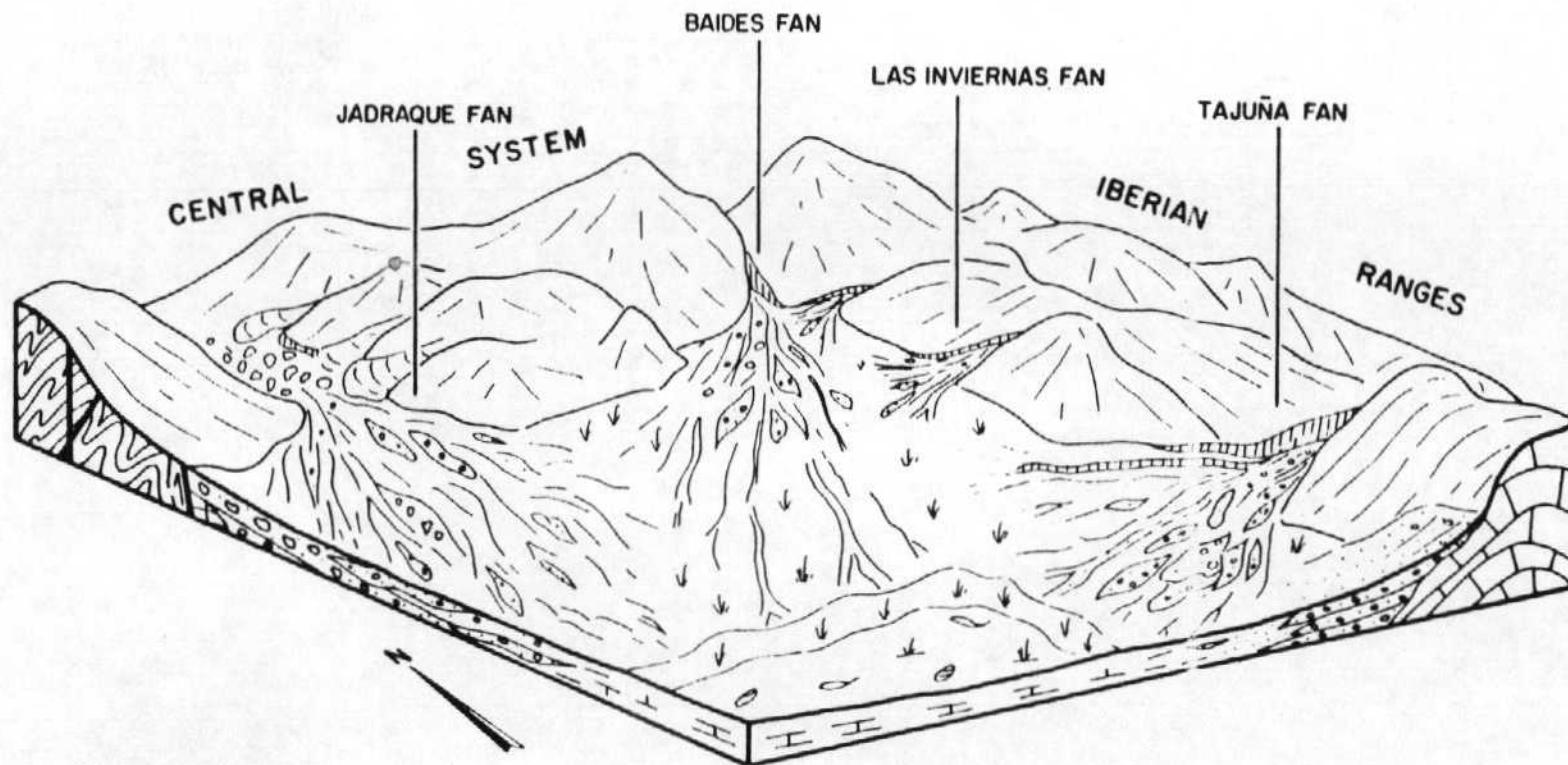


FIG. 2.- Esquema idealizado de la distribución de sistemas de abanicos aluviales y su transición a sistemas lacustres en el borde NE de la Cuenca de Madrid (Calvo et al., en prensa).

Una segunda etapa dentro del desarrollo de estos sistemas lacustres marginales viene dada por la Unidad  $T_5$ , caracterizada por depósitos palustres muy persistentes en la vertical y con evidencias litoestratigráficas que permiten deducir un cierto cambio en la distribución paleogeográfica del sistema. La evidencia más neta viene dada por la entrada de terrígenos gruesos entre las secuencias palustres en el área sur de la hoja (zona de Alaminos), facies que, por estudios aún previos en la Hoja de Cifuentes, pueden correlacionarse con los amplios sistemas distribuidores de carácter fluvial y procedencia SE.

Por último, estos sistemas lacustres terminales son cicatrizados por un sistema deposicional netamente clástico (Unidad --  $T_6$ ) que, en principio, puede corresponder a depósitos muy altos dentro del Mioceno (unidad Superior?) reflejando como ésta un nuevo cambio paleogeográfico de ámbito cuencal.

### III. BIBLIOGRAFIA

ADELL, et al. (1978)

Mapa geológico de España, Instituto Tecnológico Geo-Minero de España  
1/50.000

Sigüenza (461).

ALONSO-ZARZA, A.M.; GARCIA DEL CURA, M.A. y CALVO, J.P. (1988)

"Significado paleogeográfico de las texturas y acumulaciones de carbonatos en perfiles edáficos de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid (prov. de Guadalajara)".

Geogaceta nº 5

ALONSO-ZARZA, A.M.; CALVO, J.P.; GARCIA DEL CURA, M.A. y HOYOS, M. - (1988, b)

"El Complejo de abanicos aluviales-depositos de ladera de Las Inviernas-Cifuentes: un modelo para la construcción del borde NE de la -- Cuenca de Madrid".

II Congreso Geológico de España. Vol. I: 15-19

ALONSO-ZARZA, A.M.; CALVO, J.P.; GARCIA DEL CURA, M.A. y HOYOS, M. (en preparación).

ARRIBAS, M.E. (1986)

"Estudio litoestratigráfico de una Unidad de Edad Paleógena. Sector N de la Cuenca Terciaria del Tajo (provincia de Guadalajara)".

Estudios geológicos, 42: 103-116

BALLANCE, P.F. (1984)

"Sheet-flow-dominated gravel fans of the non-marine middle Cenozoic Simmler Formation, Central California".

Sediment. Geol. 38: 337-359

BOOTHROYD, J.D. & NUMMELDAL, D. (1978)

"Proglacial braided outwash: a model for humid aluvial fan deposits". In A.D. Miall (Ed.) Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. - Mem.: 5: 641-668.

BRIDGE, J.J. (1985)

"Paleochannel patterns inferred from alluvial deposits: a critical -- evaluation".

Jour. Sed. Petrology 55: 579-589

CUTANDA, J. (1969)

"El Terciario continental de Villaseca de Henares"

Cuadernos de Geología Ibérica 1: 77-119

FREYTET, D. (1984)

"Les sédiments lacustres carbonatés et leur transformation par -- émersion et pédogénèse".

Bull Centr. Rech. Explor. Elf. Aquitaine 8: 223-247.

FREYTET, D. y PLAZIAT, J.C. (1982)

"Continental Carbonate sedimentation and pedogenesis. Late -- Cretaceous and Early Tertiary of Southern France".

Contributions to Sedimentology nº 12 Schweizbart. Stuttgart 213 p.

FRIEND, P.F. (1983)

"Towards the field classification of alluvial architecture or -- sequence".

In Modern and ancient Fluvial Systems Ceds J.D. Collison & J. Lewin.

Special Publication of International Association of Sedimentologists  
6: 345-354

FRIEND, P.F. (1988)

"River systems changes in Cenozoic Spain".

Rev. Soc. Geol. España (en prensa).

JUNCO, F. y CALVO, J.P.

"Cuenca de Madrid". En Libro Homenaje a J.M. Ríos.

Geología de España. T. II. Instituto Tecnológico Geo-Minero de España: 534-543.

MIALL, A.D. (1978)

"Lithofacies types and vertical profile models in braided river -- deposits: a summary".

In A.D. Miall (Ed.). Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5: 597-604.

MIALL, A.D. (1985)

"Architectural-element analysis: a new method of facies analysis -- applied to fluvial deposits".

Earth-Science Reviews, 2: 261-308

MOYA, M. y KINDELÁN, J.A. (1951)

"Mapa Geológico 1/50.000". Hoja de Ledanca 487. Instituto Tecnológico Geo-Minero de España. (1<sup>a</sup> Serie).

MULLINS, H.T. y COOK, H.E. (1980)

"Carbonate apro models: alternative to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hidrocarbon exploration".

Sedimentary Geology: 48: 37-80.

PEREZ-AZUARA, J.A. (1971)

"El borde meridional de la Cordillera Ibérica en los alrededores de Algora (Guadaljara)".

Bol. Geol. y Min. T: LXXXII-V: 401-405.

PORTERO GARCIA, J.M. y AZNAR AGUILERA, J.M. (1984)

"Evolución morfotectónica y sedimentación terciaria en el Sistema -- Central y cuencas límitrofes (Duero y Tajo)".

I Congreso Español de Geología. Tomo III: 253-263.