



El Terciario de Los Monegros: registro de evolución ambiental en una cuenca cerrada (*)

C. Arenas, A. Luzón y G. Pardo

Área de Estratigrafía.
Departamento de Ciencias de la Tierra.
Universidad de Zaragoza

(*) Los datos que aquí se exponen son un resumen de una parte de las investigaciones llevadas a cabo en los últimos años por un equipo del Área de Estratigrafía de la Universidad de Zaragoza en el sector central de la Cuenca del Ebro, con financiación de varios proyectos del Ministerio de Educación y Ciencia (PB89-0342 y PB93-0580). Durante estas investigaciones, C. Arenas disfrutó de dos ayudas de la Comisión mixta CAI-CONAI y una beca predoctoral de la D.G.A. Asimismo, A. Luzón fue becaria predoctoral del M.E.C. Aunque el área estudiada no abarca la totalidad de Los Monegros, sí cubre una parte importante de su extensión: Sierra de Alcubierre y sus estribaciones, Sierra de Sigüenza y sector oriental hasta el río Cinca, e incluye todas las unidades geológicas presentes en el sector monegrino.

1. Introducción

El área de Los Monegros se sitúa en el sector central de la Cuenca terciaria del Ebro (Figura 1). Esta cuenca comenzó a formarse durante el Paleoceno, hace aproximadamente 65 millones de años. Su evolución estuvo ligada a la estructuración del orógeno pirenaico. Tras una compleja historia (Riba *et al.*, 1983), al final del Eoceno, hace unos 36 Ma., quedó aislada del mar, y se estructuró como una cuenca intermontañosa cerrada, limitada por las Cordilleras Pirenaica, Ibérica y Costero-Catalana. Los sistemas sedimentarios que ocupaban esta cuenca consistían en abanicos aluviales originados en los márgenes montañosos y sistemas lacustres en el centro.

A partir Mioceno superior-Plioceno, hace algo menos de 6 Ma., comenzó el vaciado erosivo de la cuenca. Un modesto río que vertía al Mediterráneo, quizás a favor de una situación de nivel marino excepcionalmente bajo ('desección' o crisis del Messiniense), alcanzó con su erosión remontante la Cuenca del Ebro. La cuenca sedimentaria cerrada se convirtió entonces en cuenca de drenaje, y desde ese momento ha ido adquiriendo su configuración actual. El encajamiento de la red fluvial ha tallado relieves estructurales abruptos en los materiales detríticos de los márgenes y en los carbonatados del centro de la antigua cuenca (mallos, sierras, plataformas, graderíos, profundos barrancos) y otros más suaves en las formaciones yesíferas (relieves alomados con intrincados sistemas de barrancos), además de dejar depósitos pliocuaternarios como glaciares y terrazas fluviales.

En el territorio monegrino, este profundo vaciado ha permitido el excelente afloramiento del relleno terciario que corresponde al intervalo temporal Oligoceno superior-Mioceno superior, abarcando casi 20 Ma. Poco a poco, su estudio nos está revelando una historia singular: la de los lagos que ocupaban el centro de la Cuenca del Ebro durante ese tiempo.

El interés geológico de Los Monegros es múltiple. Por una parte, los materiales terciarios aflorantes (Fig. 2) constituyen buena parte del sustrato en el que se asientan la fauna y flora actuales. Las características litológicas y morfológicas son condicionantes claves para la adaptación y supervivencia de determinadas especies vivas. El conocimiento de dichas características es importante - si no obligado - para la comprensión de determinados procesos naturales, así como para cualquier actuación en el territorio.

Por otra parte, el dilatado y continuo registro temporal, las excelentes condiciones de afloramiento y la diversidad de facies sedimentarias presentes convierten al sector monegrino en área clave para el conocimiento de la geología del Terciario continental peninsular y, sobre todo, hacen de él un excelente ejemplo, con interés científico general, de los procesos que tienen lugar en sistemas lacustres cerrados de gran extensión areal. En sus depósitos quedan registradas las variaciones de la deformación tectónica de los márgenes montañosos, entonces aún activos, así como la evolución del clima en el pasado. Desde este punto de vista, uno de los aspectos de mayor interés lo constituyen las características sedimentológicas de los depósitos lacustres: existen diversas facies evaporíticas y carbonatadas cuyas asociaciones verticales y laterales reflejan la presencia de ambientes de sedimentación muy diferenciados, en relación con fluctuaciones del nivel de agua y, en definitiva, con ciclos climáticos.

En la actualidad, dentro de un proyecto más amplio, continuamos trabajando en esta zona para cubrir aspectos todavía desconocidos, como la datación precisa de secuencias de distinto rango mediante paleomagnetismo. Esta datación permitirá investigar ulteriormente la periodicidad en la sedimentación lacustre y si ésta registra o no el control climático debido a parámetros orbitales (ciclos de Milankovitch).

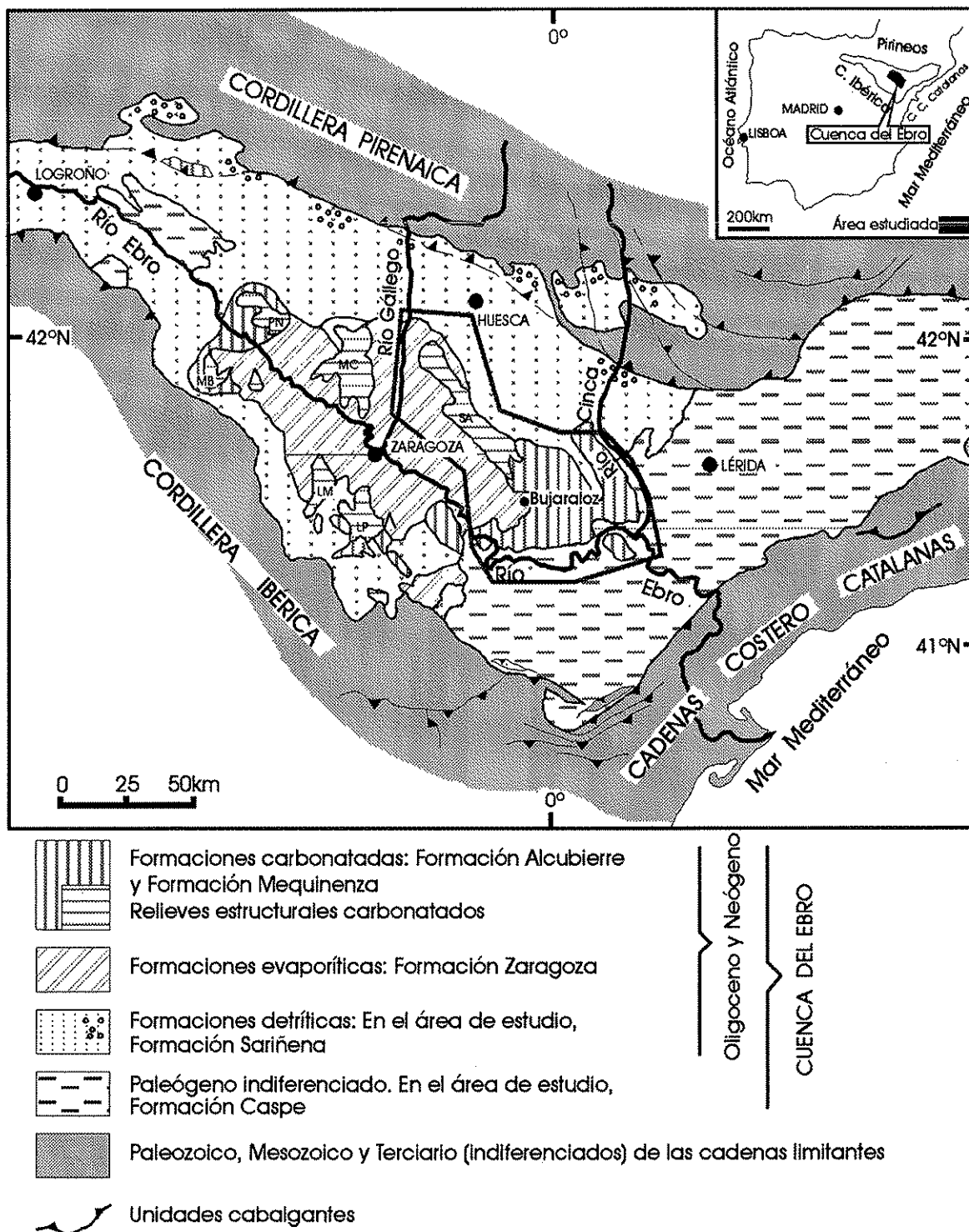


Figura 1: Esquema geológico general de la Cuenca del Ebro, con indicación del sector monegrino estudiado. Simplificado del Mapa Geológico de España (ITGE, 1995).

2. Estratigrafía

En el área de Los Monegros, los afloramientos terciarios (Oligoceno superior-Mioceno superior) forman una potente sucesión que supera los 1000 m de espesor (Fig. 3). En el sector oriental de Los Monegros, los depósitos del Oligoceno superior alcanzan casi 500 m de potencia. En el ámbito de la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones (Sierra de Sigüenza-La Almolda, Montes de Tardienta y Almudévar) el registro mioceno se estima entre 600 y 650 m. Los materiales son

depósitos evaporíticos, carbonatados y detríticos aluviales que, en conjunto, muestran deformaciones muy suaves, con ángulos de buzamiento de 1-5°.

En el área de Los Monegros, estos materiales se han agrupado en diversas unidades litoestratigráficas con rango de formación (Quirantes, 1978). Estas unidades, clásicas en la literatura geológica sobre la Cuenca del Ebro, son heterócronas y se relacionan lateralmente.

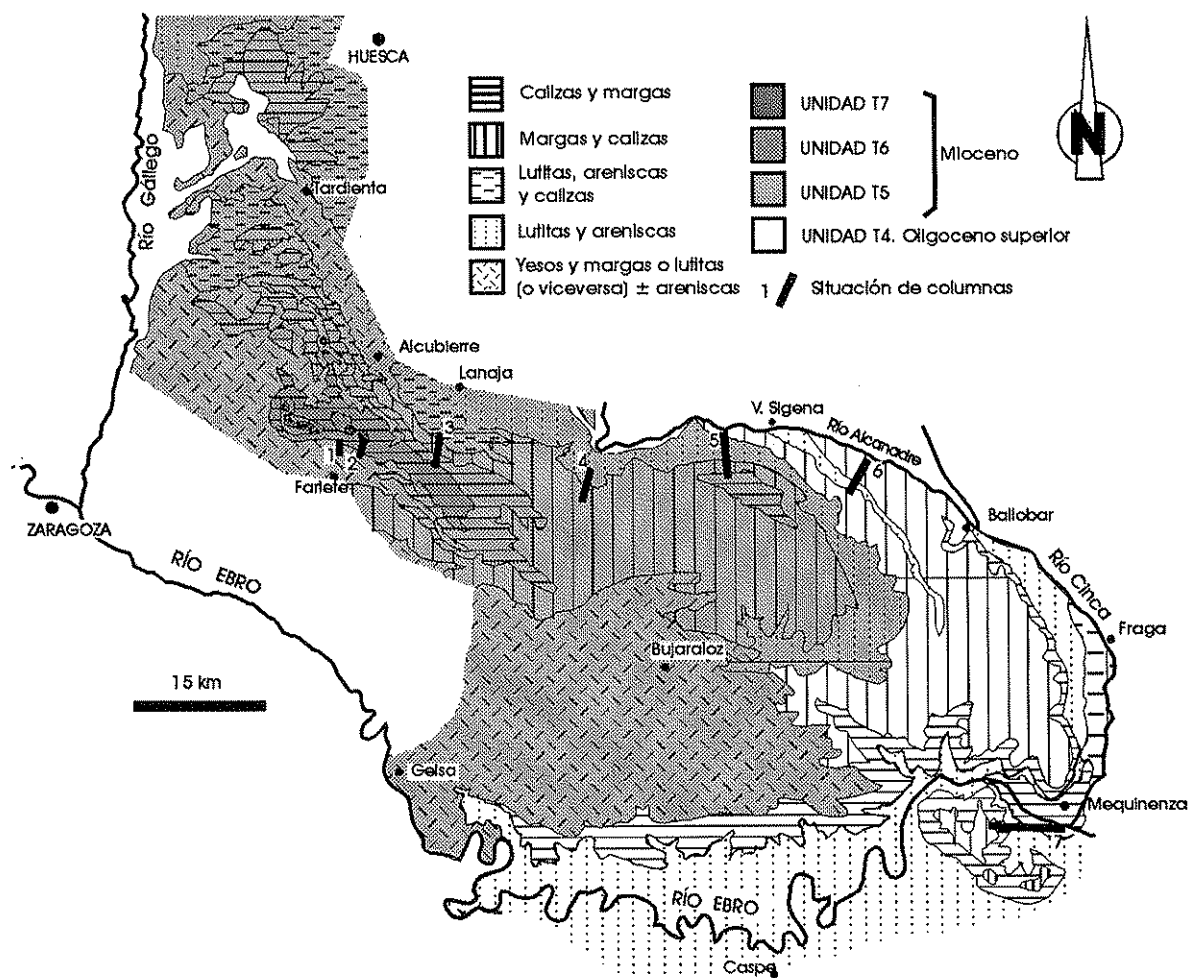


Figura 2: Mapa Geológico. Simplificado de Arenas (1993) y Luzón (1994). Los números de las columnas se corresponden con la figura 3.

Actualmente, la metodología más usada es la división del relleno de las cuencas sedimentarias en unidades genéticas, que representan etapas sucesivas del relleno y, por tanto, nunca se relacionan lateralmente. Cada unidad puede contener varias formaciones o partes de éstas. Estas etapas del relleno están controladas por factores externos a la propia cuenca, a la que afectan en su totalidad. En cuencas continentales endorreicas, esos factores alógenos son las variaciones de la actividad tectónica y la evolución climática a largo término. La tectónica controla el volumen de suministro de materiales erosionados desde los relieves circundantes, el avance o retroceso de los sistemas aluviales y la subsidencia en la propia cuenca. El clima determina ciertas características de los depósitos, particularmente en los cuerpos de agua centrales, así como las comunidades que los colonizan. Su incidencia más destacada está en las variaciones del nivel lacustre.

Con este criterio, en la Cuenca del Ebro se han diferenciado ocho unidades genéticas, denominadas Unidades Tecto-Sedimentarias (U.T.S.), por ser los rasgos originados por la tectónica los primeros utilizados para su reconocimiento, llevado a cabo en los márgenes de la cuenca (Pérez, 1989; González, 1989; Muñoz, 1991; Arenas, 1993 y Luzón, 1994).

De estas unidades, en la zona monegrina se han diferenciado cuatro, denominadas T4 (Oligoceno superior) y T5, T6 y T7 (Mioceno) (Figs. 2 y 3). Los depósitos evaporíticos, principalmente yesos asociados a margas, constituyen la Formación Zaragoza, que forma parte de la unidad T5; los carbonatados, mayoritariamente calizas y margas, las Forma-

ciones Mequinenza -en la unidad T4- y Alcubierre en las restantes unidades. Las facies detríticas fluviales (lutitas y areniscas) pertenecen a las Formaciones Caspe y Sariñena. La Formación Sariñena, incluida en las unidades T4 y T5, se corresponde con el denominado "sistema fluvial de Huesca" (Hirst y Nichols, 1986) y la Formación Caspe, incluida en la unidad T4, con el "sistema aluvial-fluvial del Guadalupe-Matarraña" (Cabrera, 1983; Cabrera *et al.*, 1985). Las relaciones entre estas unidades litoestratigráficas y las U.T.S. se expresan de forma resumida en las figuras 4A y 4B.

La datación de las unidades diferenciadas se basa en la presencia de yacimientos de micromamíferos. Los yacimientos con significado cronoestratigráfico encontrados hasta el momento en el territorio monegrino o en zonas adyacentes son:

● Unidad T4:

- Torrente de Cinca 4, 7 y 18 (zona MP 28, Chattienense superior)
 - Fraga 4 y 6 (zona MP 29, Chattienense superior)
 - Fraga 7, Velilla 5 y Ballobar 12 (zona MP30, Chattienense superior)
 - Fraga 11 y Torrente de Cinca 68 (zona MP30/MN1, Chattienense superior/Ageniense)
 - Ballobar 21 (zona MN1, Ageniense)
- Todos ellos estudiados por Cabrera (1983), Agustí *et al.* (1987), Agustí *et al.* (1988) y Agustí *et al.* (1994a)
- Clara y Ontiñena (zona MN1, Ageniense; Cuenca, 1991)

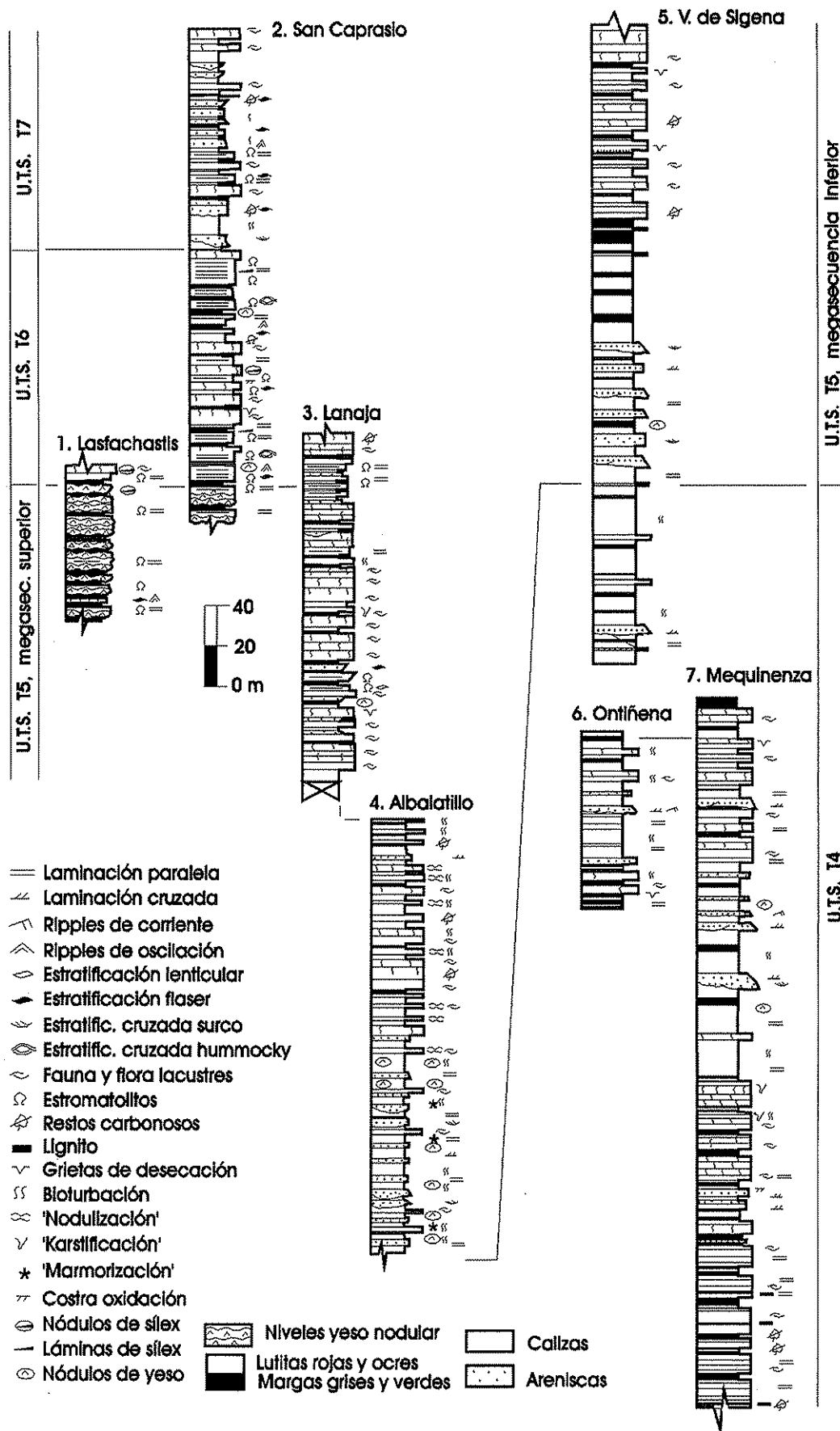


Figura 3: Columnas estratigráficas correlacionadas del Terciario de Los Monegros. Simplificado de Arenas (1993) y Luzón (1994).

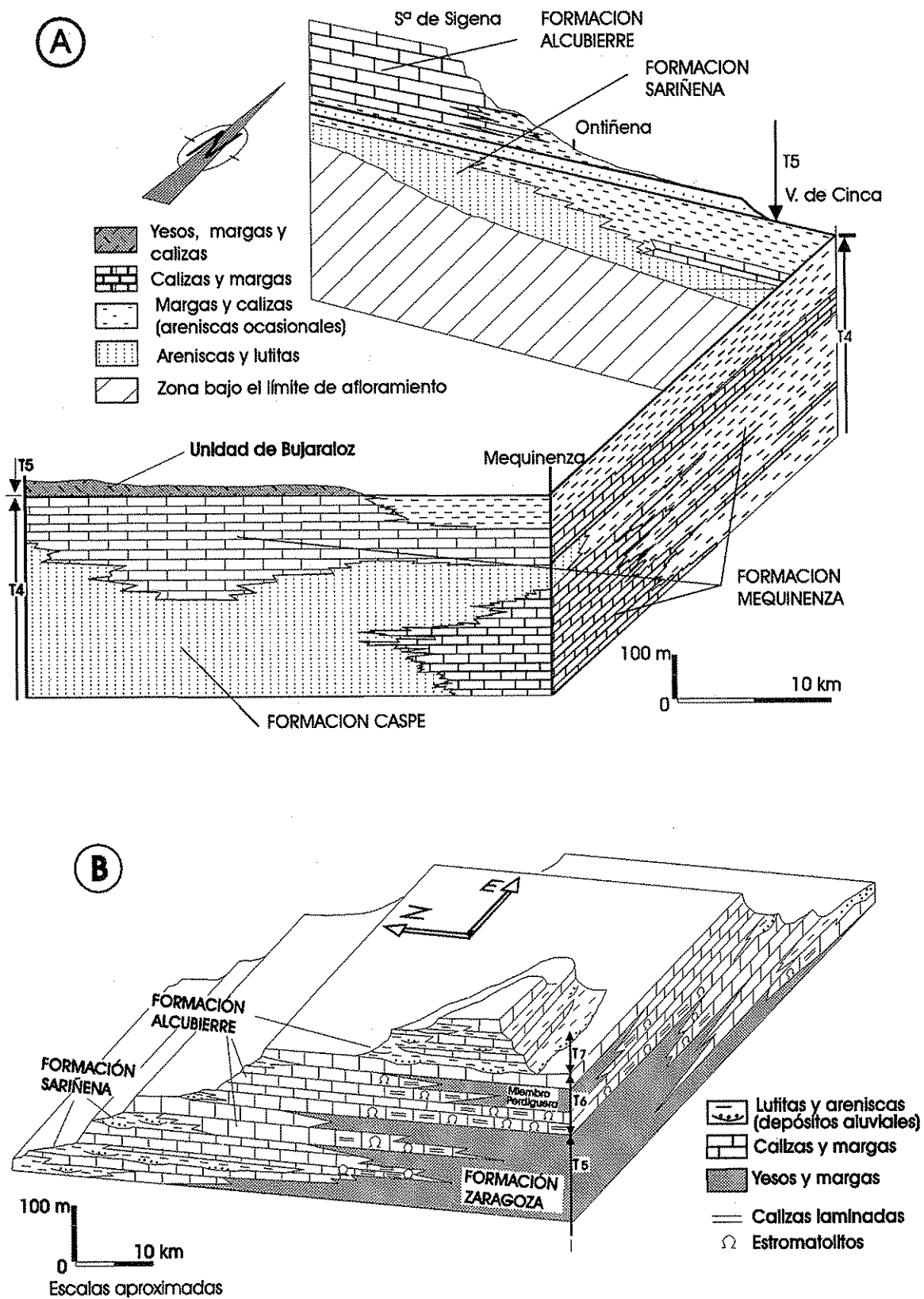


Figura 4: A: Panel de correlación para el sector oriental de Los Monegros. Simplificado de Luzón (1994). B: Bloque diagrama esquemático para el sector centro-occidental de Los Monegros. La representación topográfica es arbitraria. Tomado de Arenas et al. (1997).

- Unidad T5:

- Peñalba (zona MN2, Ateniense; Cuenca, 1991)
- San Juan (zona Y2, Ateniense; Álvarez Sierra *et al.*, 1990).
- La Galocha (zonas Y2 y Z, Ateniense y Ramblense; Álvarez Sierra *et al.*, 1990).

- Unidad T7:

- San Caprasio (zonas MN8-MN9, Aragonense superior-Vallesense; Agustí *et al.*, 1994b).

Además de estos yacimientos, dentro de la unidad T5 se ha datado con métodos radiométricos un nivel de cenizas volcánicas de $19,6 \pm 0,4$ Ma, Mioceno inferior (Canudo *et al.*, 1994). Según un estudio del contenido en tierras raras de estos materiales piroclásticos en dos puntos distantes, al sureste de Lanaja y al nordeste de Tardienta (Bauluz *et al.*, 1994), es posible que en cada uno de ellos se registre un episodio eruptivo distinto, aunque estratigráficamente, y por tanto temporalmente, muy próximos.

Todos estos datos aseguran que el registro temporal de las series de Los Monegros abarca desde el Oligoceno superior (Chattense) hasta el Mioceno superior (Vallesense), pero no son suficientes para datar con más precisión cada una de las unidades presentes. Afortunadamente, el establecimiento de unidades genéticas permite una correlación precisa con áreas vecinas al Sur del río Ebro, en donde también existen yacimientos paleontológicos. Los datos propios del área y las correlaciones llevadas a cabo arrojan las asignaciones temporales siguientes: T4 (Chattense-Ateniense), T5 (Ateniense superior-Aragonense inferior), T6 (Aragonense medio y superior) y T7 (Aragonense superior-Vallesense).

3. Sedimentología

A continuación se exponen de forma breve las características e interpretación sedimentológica de las diferentes facies sedimentarias reconocidas en el Terciario de Los Monegros.

LAS FACIES CARBONATADAS

Configuran los relieves más abruptos, como sierras, muelas o graderíos. Son componentes mayoritarios en la Sierra de Alcubierre, Sierra de Sigüenza o La Almolda, constituyendo la Formación Alcubierre de Quirantes (1978). En la zona más oriental, su modelado ha originado fuertes escarpes en la margen izquierda del río Ebro, desde Gelsa hasta Mequinenza, donde representan la Formación Mequinenza (Quirantes, op. cit.).

Desde el punto de vista mineralógico, las facies carbonatadas consisten mayoritariamente en calcita y, en menor proporción, dolomita (Arenas, 1993; Arenas *et al.* 1993c; Luzón, 1994; Luzón y González, en prensa).

Entre las facies carbonatadas, deben destacarse las siguientes:

- **Calizas masivas y bioturbadas:** son calizas de color beige, gris o negro, que generalmente carecen de estructuras sedimentarias, excepción hecha de las de origen orgánico (Figs. 5A y 5B). Constituyen estratos tabulares de potencia variable (de pocos centímetros hasta alrededor de 1 m) y extensión lateral decamétrica a kilométrica. Se trata de biomicritas que contienen ostrácodos, gasterópodos y charofitas, así como restos vegetales carbonosos. Pueden contener nódulos de sílex.

Las calizas bioturbadas muestran además trazas verticales de raíces (Fig. 5B) y procesos como la "nodulización" o la "brechificación" también pueden estar presentes. Algunos niveles contienen nódulos de sulfatos, que pueden encontrarse rellenando trazas verticales de raíces.

La composición isotópica de estas facies en las unidades miocenas ($-9\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -4,9\text{‰}$ PDB y $-6,4\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -0,4\text{‰}$ PDB) refleja una importante influencia de aguas meteóricas y del CO_2 biogénico, que es mayor en las facies bioturbadas (Arenas *et al.*, 1997).

Estas facies se formaron en lagos de aguas diluidas, extensos y someros -aunque a veces quedaron restringidos a pequeñas áreas- en los que la precipitación de carbonato era propiciada por la actividad biológica. En los márgenes palustres se desarrollaron procesos edáficos que dieron lugar a las calizas bioturbadas. Su desarrollo tuvo lugar durante etapas de nivel lacustre alto.

- **Calizas laminadas:** se trata de calizas, en ocasiones dolomías, de color blanco, beige, gris claro o amarillo, en las que destaca la presencia de laminación paralela bien marcada (Fig. 5C). Estas facies conforman estratos tabulares, a veces lenticulares, de hasta 1 m de potencia y extensión lateral hectométrica a kilométrica.

En los depósitos del Oligoceno superior (unidad T4) la laminación aparece como una alternancia de láminas casi exclusivamente carbonatadas; alternan láminas claras (esparíticas a microesparíticas) y oscuras (micríticas) de espesor micrométrico a milimétrico. Las láminas esparíticas son *wackestone* a *packstone*, y las oscuras *mudstone*. Dominan los restos de ostrácodos, si bien son frecuentes los de charofitas y gasterópodos. Se reconoce bioturbación débil. En ocasiones se observa laminación cruzada y estratificación cruzada (a veces *hummocky*). Esta facies se ha interpretado como resultado de la alternancia de condiciones favorables y desfavorables para la precipitación de carbonato, probablemente relacionadas con variaciones estacionales que implican cambios en la agitación y dilución de las aguas.

En los depósitos de las unidades miocenas, la laminación viene dada por la alternancia de intervalos de espesor micrométrico a centimétrico formados por partículas detríticas (carbonatadas o siliciclásticas de tamaño limo o arena) y micrita (*mudstone*) (Fig. 5C). En general, carecen de bioturbación y no contienen restos orgánicos que no sean transportados. Se reconocen igualmente varias estructuras sedimentarias: laminación paralela, *ripples*, estratificación *wavy* y estratificación cruzada *hummocky*. Su composición isotópica más pesada (incluyendo dolomías, $-6,4 < \delta^{18}\text{O} < +3,6\text{‰}$ y $-5,6 < \delta^{13}\text{C} < +0,4\text{‰}$ PDB) respecto a las facies masivas y bioturbadas evidencia mayor tiempo de residencia del agua lacustre. Se desarrollaron durante etapas de descenso del nivel lacustre, cuando la concentración química del agua era mayor debido a una intensa evaporación. En estas condiciones, fuertes vientos ocasionaron tormentas que se registran en las estructuras de oleaje (*ripples* y estratificación cruzada *hummocky*) en áreas marginales, mientras aguas adentro indujeron corrientes de fondo que originaron depósitos turbidíticos (laminación paralela).

- **Calizas estromatolíticas:** Se trata de calizas, a veces dolomías, con estructura estromatolítica (Figs. 5D y 5E). Sólo se han reconocido en los depósitos miocenos. Son de color beige, gris claro o amarillo. Se hallan asociadas a las calizas laminadas, bien como construcciones *in situ* o bien como fragmentos de diferente tamaño. Macroscópicamente se encuentran como (Arenas *et al.*, 1993a):

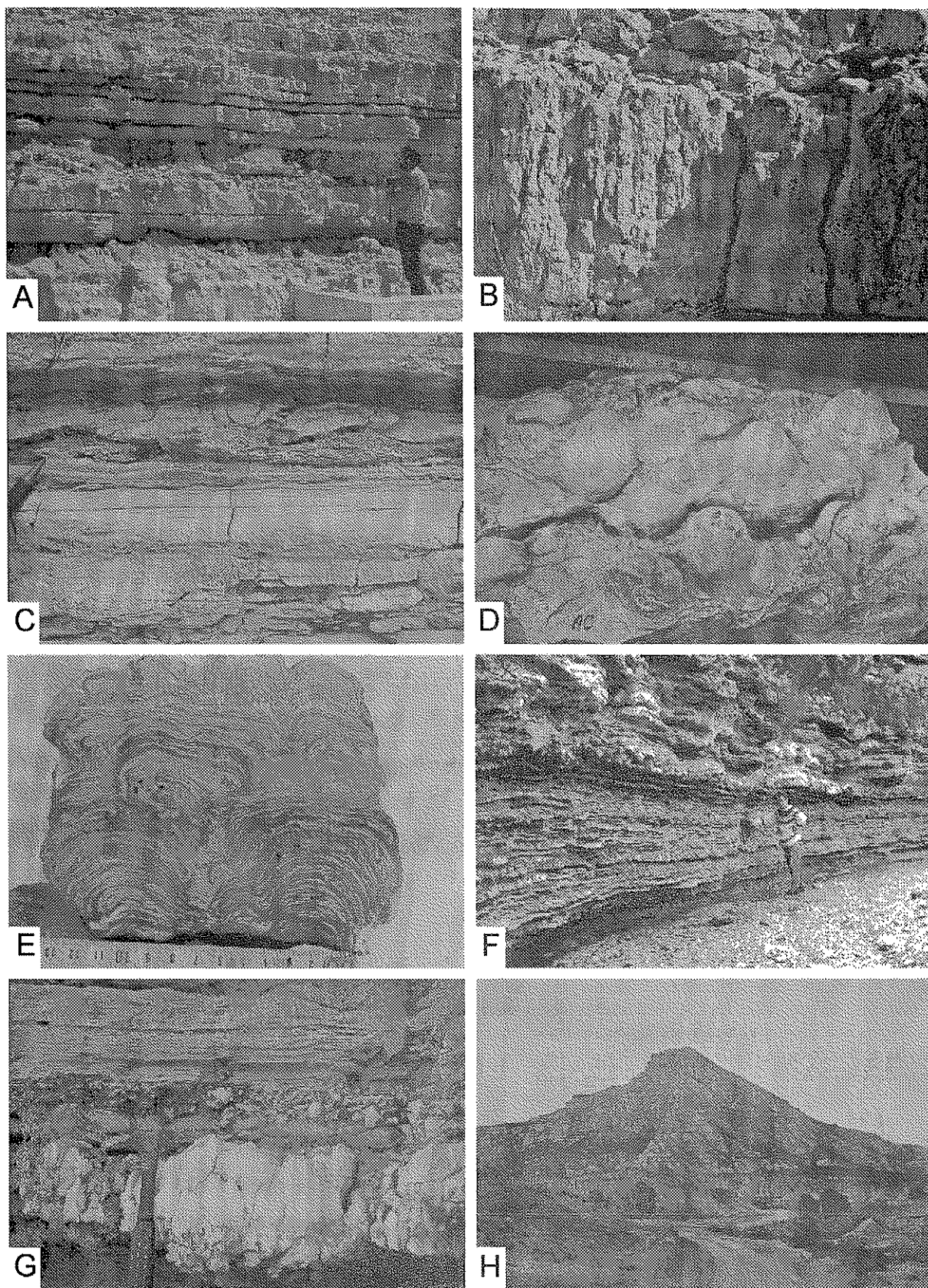


Figura 5: Aspecto de campo de diferentes facies de Los Monegros. **A:** Calizas masivas y bioturbadas con intercalaciones de margas (Sur de Lanaja). **B:** Detalle de la bioturbación vertical. **C:** Calizas laminadas con laminación paralela y *ripples*. (Puisocarra). **D y E:** Calizas estromatolíticas (Oeste y Sur de Alcubierre). **F:** Yeso nodular. Nótese la laminación en la parte inferior (Norte de Farlete). **G:** Detalle del yeso nodular asociado a calizas laminadas. **H:** Lutitas y areniscas (Sur de Albalatillo).

—incrustaciones planares laminares, onduladas o mameliformes, de unos pocos centímetros de espesor y extensión lateral métrica a decamétrica, que tapizan superficies de erosión o se incluyen dentro de calizas laminadas.

—biohermos y biostromos, de hasta 30-40 cm de altura (Fig. 5C y D). Varían de subesféricos a dómicos y muestran desarrollos columnares y ondulados. Los biostromos pueden llegar a tener varias decenas de metros de continuidad lateral (por ejemplo, en la vertiente oriental del puerto de Alcubierre, donde han sido parcialmente destruidos por las obras de mejora en la carretera).

—y oncolitos. Son escasos. Su sección varía de circular a oblonga y su diámetro de 3 a 6 cm.

Microscópicamente, estas morfologías consisten en una alternancia de láminas micríticas claras y oscuras, ambas de espesor micrométrico. En ocasiones también incluyen láminas esparíticas. En conjunto, su formación se relaciona con la actividad de microorganismos como bacterias, mientras los escasos restos calcíticos filamentosos presentes en las láminas esparíticas se atribuyen a cianobacterias.

Su contenido en isótopos estables es similar al de las calizas laminadas.

Los estromatolitos se desarrollaron en áreas lacustres someras, con aguas de salinidad moderada y durante etapas de sedimentación tranquila.

Las calizas laminadas y las estromatolíticas asociadas constituyen una singularidad del Terciario de Los Monegros. Las primeras tienen escasas referencias en la literatura geológica. Son excepcionales como registro de la dinámica en ambientes lacustres carbonatados y su significado es clave a la hora de establecer un modelo evolutivo íntimamente ligado a procesos climáticos. Las segundas tienen igualmente un significado relevante en cuanto a las condiciones dinámicas y ambientales del sistema lacustre. A expensas de posteriores investigaciones, pueden constituir un fino registro de variaciones de muy corto período en los parámetros físico-químicos y biológicos del medio.

Asociadas a las facies carbonatadas se encuentran, además: Margas y Lignito.

● **Margas:** son depósitos mixtos frecuentes, que aparecen intercalados entre facies carbonatadas o evaporíticas. Su color varía de gris a verde, aunque también pueden ser marrones o rojizas. Pueden ser masivas o laminadas (laminación paralela o estratificación lenticular). Los minerales de la arcilla más abundantes son illita, clorita y esmectita; contienen además cantidades variables de cuarzo y feldespatos (Arenas, 1993; Arenas *et al.* 1993c).

En algunos lugares, especialmente cuando se asocian a calizas masivas y bioturbadas, contienen fósiles como ostrácodos, gasterópodos y charofitas, así como restos vegetales carbonosos y restos de peces. Cuando se relacionan con depósitos evaporíticos pueden incluir nódulos de yeso alabastrino, cristales lenticulares de yeso o incluso pseudo-morfos de cristales tolva.

Las margas representan la sedimentación en áreas lacustres marginales o internas en relación con aportes de material detrítico.

● **Lignito:** Su color varía de negro a ocre-anaranjado (éste debido a oxidación). Constituye niveles irregulares, generalmente lenticulares muy laxos, de potencia centimétrica a decimétrica y extensión lateral métrica a kilométrica.

Normalmente se encuentran asociados a facies carbonatadas, y en el sector de Los Monegros son muy abundantes en la Formación Mequinenza, donde han sido explotados con

fines económicos. Se trata de lignitos a carbón subbituminoso con un poder calorífico moderado. Sus contenidos en cenizas y en sulfuros son altos (Cabrera y Sáez, 1987).

Son resultado de la sedimentación en zonas lacustres de materia orgánica vegetal transportada desde las zonas palustres adyacentes a los lagos.

LAS FACIES EVAPORÍTICAS

Su área de afloramiento es muy amplia: conforman los relieves más bajos y algunas estribaciones de las zonas montañosas, dando en conjunto formas suaves. Representan la Formación Zaragoza. Dentro de la Formación Alcubierre aparecen en la Unidad de Bujaraloz (Quirantes, 1978) y al Oeste de San Caprasio (Fig. 4B), dando lugar al Miembro Perdiguera (Arenas, 1993).

Se trata principalmente de yeso alabastrino, resultado de transformaciones diagenéticas de sulfatos primarios, en su mayoría formando nódulos dispersos dentro de otras facies o constituyendo estratos (Fig. 5F). El yeso también se encuentra como cristales lenticulares o como macrocristales anhedrales. La anhidrita es un mineral ocasionalmente conservado dentro de algunos de los nódulos de yeso.

El estudio de isótopos de azufre (Birnbbaum y Coleman, 1979, Utrilla *et al.*, 1991) sugiere que la principal fuente de sulfatos de la Formación Zaragoza fueron evaporitas más antiguas, lixiviadas de las áreas fuente montañosas, que alcanzaban la cuenca principalmente vía flujos subterráneos.

● **Yeso nodular:** se trata de nódulos milimétricos a centimétricos, excepcionalmente de 0,5 m de diámetro. Conforman estratos continuos o discontinuos de unos pocos centímetros hasta 1-2 m de potencia, comúnmente asociados a margas o calizas laminadas (Fig. 5G). En otras situaciones aparecen dispersos dentro de calizas laminadas, calizas estromatolíticas, margas o lutitas.

Esta facies se originó por bombeo evaporítico a partir de una salmuera ocluida en llanuras de barro (lutíticas o carbonatadas), durante etapas de nivel lacustre bajo. Estas áreas constituían orlas de lagos más centrales con precipitación de sulfatos o incluso halita. Este proceso fue tan generalizado que los depósitos de yeso nodular representan al menos el 90% de las facies sulfatadas de la Formación Zaragoza y son **típicos constituyentes del paisaje monegrino**.

● **Yeso laminado y con ripples:** Se trata de yeso microcristalino (alabastrino o sacaroideo) con estratificación lenticular, ripples y laminación paralela, que da lugar a niveles tabulares de espesor centimétrico. Comúnmente se asocian a margas y calizas laminadas. Esta facies se formó por precipitación subacuosa y retrabajamiento por olas en lagos salinos muy someros.

● **Yeso lenticular:** Consiste en cristales euhedrales de hasta 2 cm de longitud, excepcionalmente 4 cm. Se preservan como cristales individuales aislados o sus moldes, dispersos o agrupados en finas capas de 2-3 cm de espesor. También se encuentran formando las típicas rosas del desierto. Resultaron de precipitación intersticial dentro del sedimento o bien a partir de precipitación sobre el fondo de lagos salinos. Las rosas son elementos diagenéticos más tardíos.

● **Yeso macrocristalino:** Consiste en cristales alargados, comúnmente anhedrales, orientados al azar, de hasta 15 cm de longitud. Componen estratos masivos de potencia decimétrica. Esta facies se formó por reemplazamiento diagenético a partir de otras facies sulfatadas.

LAS FACIES SILICICLÁSTICAS

Se trata de lutitas y arenas o areniscas (Fig. 5H). Se sitúan al Norte y al Este (Formación Sariñena) y al Sur (Formación Caspe) del área monegrina, pero también pueden aparecer intercaladas dentro de los depósitos carbonatados y yesíferos.

En las formaciones miocenas, las lutitas están formadas por illita y clorita fundamentalmente, y en menor proporción esmectita. También contienen cuarzo y pequeñas proporciones de feldespatos y plagioclasas. Las arenas o areniscas están constituidas mayormente por cuarzo y minerales de la arcilla, y cantidades menores de feldespato potásico y calcita. Cuando están cementadas, el cemento es carbonatado o yesífero (Arenas, 1993; Arenas *et al.* 1993c).

● **Lutitas:** Pueden ser rojas, marrones y amarillas o grises y verdes. Estos dos grupos muestran amplia gama de tonalidades. En ambos casos se disponen en niveles tabulares de potencia variable entre 1 o 2 cm y 10-15 m, con extensión lateral kilométrica. Pueden ser masivas o laminadas, a veces con estratificación lenticular. Las masivas muestran bioturbación, decoloraciones amarillo-verdosas, nódulos de yeso, etc. Las de color gris y verde suelen contener restos fósiles como ostrácodos, charofitas y gasterópodos, así como fragmentos vegetales carbonosos.

Representan procesos de decantación en llanuras lutíticas aluviales más o menos inmediatas a lagos, con frecuencia sometidas a procesos de oxidación, o bien en márgenes lacustres.

● **Arenas y areniscas:** Muestran tonos marrones, naranjas, grises, verdes o gris-verdosos. Su tamaño de grano oscila de muy fino a medio, con menor frecuencia grueso. Geométricamente se diferencian dos tipos de depósitos: areniscas en cuerpos laminares o tabulares y areniscas en cuerpos lenticulares o canaliformes. En general, ambos casos resultan de la superposición de varios cuerpos menores de la misma geometría.

-- Los depósitos laminares tienen una potencia de 5-10 cm a 1 m, excepcionalmente 3 m, y continuidad lateral kilométrica. Las estructuras más comunes son laminación paralela, de bajo ángulo o cruzada y *ripples* simétricos o asimétricos, aunque también pueden ser masivos. Estos depósitos se formaron a partir de flujos laminares de distinta intensidad, bien en llanuras adyacentes a lagos, bien dentro del cuerpo de agua lacustre.

-- Los depósitos lenticulares tienen una potencia variable entre 0,2 y 4 m y su extensión lateral suele ser métrica. Normalmente se trata de cuerpos con base cóncava y techo plano, con evolución granodecreciente hacia techo, que muestran estratificación cruzada en surco (*sets* decimétricos) o son masivos. Son el resultado del depósito de flujos confinados en canales que discurrían por llanuras lutíticas amplias. Su trazado era rectilíneo o poco sinuoso, aunque también muestran rasgos que denotan tramos meandriformes. Asimismo existen cuerpos planoconvexos, interpretados como lóbulos generados por desconfinamiento de flujos.

Friend *et al.* (1989) han descrito excelentes ejemplos de arquitectura fluvial en Los Monegros.

El conjunto de las facies carbonatadas, evaporíticas y siliciclásticas descritas se asocian verticalmente en secuencias simples de potencia decimétrica a métrica, que pueden ser puramente lacustres (carbonatadas o sulfatadas), fluviales, o mixtas fluvio-lacustres. Representan la superposición temporal de diferentes ambientes o subambientes debido a la evolución del sistema lacustre y a la progradación o retrogradación del sistema fluvial. Para más detalle pueden consultarse los

trabajos de Arenas (1993), Luzón (1994), González *et al.*, (1994), Arenas y Pardo (en prensa, a,b) y Luzón y González (en prensa).

MODELO DE SEDIMENTACIÓN LACUSTRE

En la literatura geológica existen modelos desarrollados para la sedimentación evaporítica de la Cuenca del Ebro (Salvany, 1989). El estudio estratigráfico y sedimentológico del sector monegrino ha permitido elaborar un modelo de sedimentación lacustre que integra sedimentación carbonatada y evaporítica, y explica la distribución actual de estas facies y sus relaciones laterales. Por razones de afloramiento, dicho modelo se fundamenta en las observaciones de la parte occidental de Los Monegros y, por tanto, sólo es aplicable, por el momento, para el Mioceno (Arenas, 1993; Arenas *et al.*, 1993b; Arenas y Pardo, en prensa a y b). La distribución de facies y asociaciones de facies en el sector (Figs. 2 y 4B) refleja que los depósitos aluviales distales, situados al Norte y Nordeste, constituían orlas que rodeaban las áreas lacustres localizadas al Sur. Dentro del área de los sistemas lacustres, los ambientes carbonatados se distribuyen rodeando ambientes sulfatados, de *playa-lake* o *sebja*, más meridionales. A partir de estos hechos, los autores mencionados propusieron para las unidades T5 y T6 (Ageniense superior-Mioceno medio) la existencia de un sistema lacustre de profundidad reducida (no más de 8 m), de carácter holomítico, cuya evolución seguía ciclos de variaciones del nivel de las aguas, las cuales serían responsables de las migraciones de los diferentes ambientes. A partir de la cartografía se estima el alcance mínimo de estas migraciones, con variaciones en la posición de las orillas de hasta 30 km. El modelo de sedimentación lacustre propuesto para el intervalo Ageniense superior-Mioceno medio incluye dos situaciones ambientales o tipos de lagos que alternaron a lo largo del tiempo:

● A) Ambientes de depósito carbonatados o sistemas lacustres de agua dulce: corresponden a niveles lacustres altos, alcanzados durante etapas en que los aportes superficiales de agua eran permanentes. El área lacustre correspondería a un cuerpo único en donde se formarían las facies de calizas masivas y margas, rodeado por márgenes palustres en los que se desarrollarían las facies de calizas bioturbadas. Este lago superó con mucho las dimensiones de Los Monegros, extendiéndose al Oeste del río Gállego y al Sur del río Ebro.

● B) Ambientes de depósito sulfatados o sistemas lacustres salinos: existieron durante momentos de niveles lacustres bajos, relacionados con etapas de aportes acuosos superficiales intermitentes y de tipo laminar. Es posible que en esta situación existiera más de un cuerpo de agua, en los que precipitaría mayoritariamente yeso (facies laminadas y con *ripples*).

En esta situación, los depósitos carbonatados de agua dulce formados en la situación A quedarían emergidos en amplias áreas. Expuestos a condiciones subaéreas, sufrirían microarstificación y se producirían superficies de oxidación e incisión de los canales fluviales. En las áreas más próximas a los cuerpos de agua centrales, las llanuras lutíticas o carbonatadas que orlaban estos lagos salinos estarían sometidas a procesos de bombeo evaporítico, que darían origen a la formación masiva de la facies de yeso nodular.

● El paso de la situación A a la B, o viceversa, conlleva fluctuaciones en salinidad, marcadas por la presencia de lagos carbonatados de salinidad baja a moderada. En estas situaciones se formaron las facies de calizas laminadas, en parte estructuradas por eventos de tormenta, y las calizas estromatolíticas.

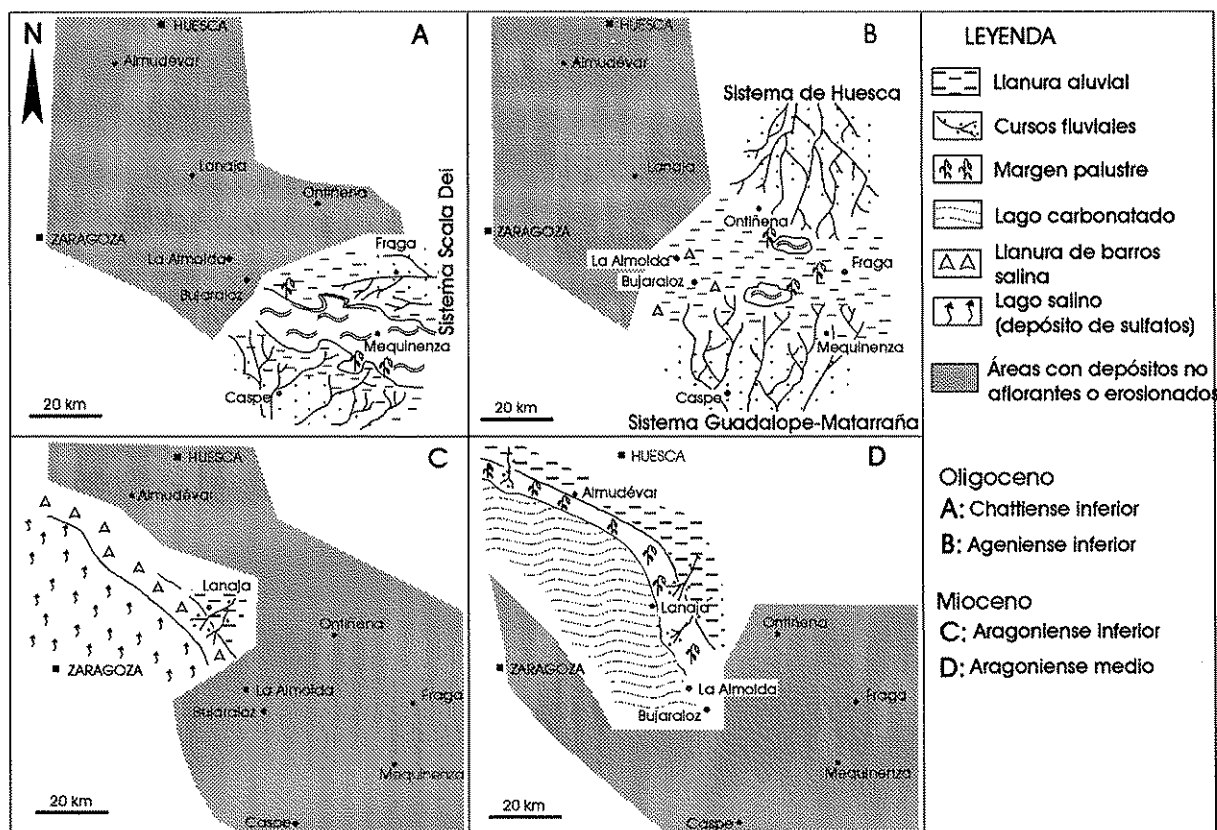


Figura 6: Esquemas de evolución paleogeográfica de Los Monegros en el intervalo Oligoceno superior-Mioceno medio. Situaciones similares a las representadas en C y D alternaron durante el tiempo de depósito de la unidad T5. Simplificado de Arenas (1993) y Luzón (1994).

4. Evolución paleogeográfica y paleoambiental

El conocimiento de las características sedimentológicas y de la distribución de las diferentes facies y sus asociaciones en el espacio y en el tiempo (Figs. 2 y 4) permite reconstruir la evolución de los sistemas sedimentarios, y de ahí conocer la evolución ambiental de este sector de la Cuenca del Ebro durante el intervalo Oligoceno superior-Mioceno superior. En este trabajo sólo se muestran algunos de los esquemas paleogeográficos más representativos, para diferentes momentos y para situaciones tectónicas y de nivel lacustre distintas (Fig. 6).

La situación paleogeográfica de la Cuenca del Ebro desde el Oligoceno superior (Chattienense) hasta el Mioceno superior consistía en un sistema lacustre central que recibía aportes de los abanicos aluviales originados mayoritariamente en los márgenes pirenaico e ibérico. Parte de estos aportes llegaban a través de un sistema fluvial colector que fluía de Noroeste a Sureste (Muñoz, 1991; Villena *et al.*, 1996). En el sector oriental de Los Monegros se registran también aportes de las Catalánides, pero desde comienzos del Mioceno, los aportes fueron exclusivamente pirenaicos.

Oligoceno superior (Fig. 6A y B)

Su reconstrucción se ciñe al sector oriental de Los Monegros, pues hacia el Oeste los afloramientos quedan por debajo de la superficie de observación.

Durante el Chattienense, el dispositivo sedimentario del sector más oriental de Los Monegros estaba representado por un área lacustre central alimentada por sistemas aluviales que procedían de los tres márgenes de la cuenca: sistema fluvial de

Huesca (Hirst y Nichols, 1986), del Norte, con área de drenaje en las antiguas cuencas de Aínsa y Graus-Tremp; sistema Scala Dei (Cabrera, 1983; Cabrera *et al.*, 1985), del Este; y sistema Guadalupe-Matarraña (Cabrera, op. cit.; Cabrera *et al.*, op. cit.), del Sur-Sureste. En la zona que nos ocupa no afloran materiales de procedencia Norte para la parte más baja de la serie (Fig. 6A, comienzo de la unidad T4, Chattienense inferior), pero los estudios realizados más al Norte ponen de manifiesto su existencia. Durante el Chattienense superior, en relación con un incremento de la actividad tectónica en los márgenes pirenaico e ibérico, se registró una importante llegada de aportes terrígenos del Norte y del Sur; como consecuencia, el sistema lacustre se colmató. Durante esta etapa no se reconocen aportes de procedencia Este, quizá porque el sistema Scala Dei, de procedencia catalánide, dejó de ser activo. Tras este período se entró en una fase de degradación del relieve en las cadenas montañosas y tuvo lugar una nueva expansión lacustre con desarrollo de ambientes carbonatados, de manera que el dispositivo sedimentario se asemejó mucho al mostrado en la Fig. 6A, si bien durante este episodio también existieron ambientes lacustres evaporíticos.

Durante el Ageniense inferior (Fig. 6B) se produjo una nueva etapa de actividad tectónica y progradación de los sistemas aluviales del Norte y del Sur, que dio lugar a la colmatación total de la zona lacustre en esta zona oriental. En ese período, el área oriental de Los Monegros estuvo ocupada por las partes distales de sistemas fluviales, con extensas llanuras lútficas salinas hacia el Oeste.

Mioceno (Fig. 6C y D)

La reconstrucción de este intervalo temporal queda limitada a la parte centro-occidental de Los Monegros, ya que en la parte oriental los depósitos correspondientes han sido erosionados.

Durante el Ateniense superior-Aragoniense inferior (unidad T5) se desarrollaron ambientes lacustres carbonatados y sulfatados que alternaron a lo largo del tiempo, lo cual evidencia una ciclicidad climática. Se dieron varias etapas de expansión de los sistemas sulfatados, en consonancia con máximos de aridez. Una de las más importantes es la registrada hacia el final del Mioceno inferior, representada en la Fig. 6C. Los sistemas lacustres del Aragoniense medio y superior (unidad T6) supusieron la generalización y expansión de las áreas de sedimentación carbonatada (Fig. 6D); sólo se tiene registro de ambientes sulfatados al Oeste de la Sierra de Alcubierre (Miembro Perdiguera).

La unidad T7 (Aragoniense superior-Vallesiense) representa la instalación de sistemas fluviales distales en regiones anteriormente ocupadas por lagos. Dichos sistemas fluviales alimentaban áreas lacustres con sedimentación carbonatada desplazadas más hacia el Sur del territorio monegrino.

En definitiva, la evolución sedimentaria de los sistemas lacustres a lo largo del tiempo estuvo controlada por la evolución climática: los ambientes salinos desaparecieron a lo largo del tiempo, a favor de sistemas lacustres carbonatados de agua dulce. Estos hechos, junto con los datos de evolución de la composición isotópica de las facies carbonatadas (Arenas *et al.*, 1997) y de la mineralogía (Arenas *et al.*, 1993c), permiten concluir que desde el final del Oligoceno hasta el Mioceno superior el clima evolucionó hacia condiciones más húmedas. Esta tendencia general resultó de la alternancia de ciclos climáticos más cortos correspondientes a períodos húmedos y áridos. La duración de estos últimos es aún desconocida, pero las investigaciones iniciadas recientemente apuntan hacia ciclos relacionados con parámetros orbitales (ciclos de Milankovitch).

El vaciado erosivo de la Cuenca del Ebro ha determinado que para las unidades superiores (T6 y T7) no se tenga registro material equivalente conocido en los márgenes de la Cordillera Pirenaica. Tan sólo se tiene registro de los sistemas fluviales correspondientes a la unidad T5. En el área de Los Monegros, los aportes corresponden al "sistema fluvial de Huesca" y sólo al inicio de la unidad T5 también al "sistema fluvial Guadalope-Matarraña". La evolución del sistema de

Huesca estuvo controlada una vez más por las variaciones de la actividad tectónica pirenaica, con dos máximos al inicio y hacia el final de la unidad T5, con importante suministro de terrígenos. A partir de este momento, la actividad tectónica pirenaica se reflejó mediante un incremento del gradiente topográfico hacia el Sur, que determinó el desplazamiento de los sistemas lacustres en esta dirección, tal como se registra al inicio de la unidad T7.

Como se decía en la introducción de este trabajo, los sistemas lacustres miocenos de Los Monegros representan una parte de una cuenca cerrada de mayores dimensiones: la Cuenca del Ebro. Considerando la información disponible acerca de todo el sector central de la cuenca para el intervalo temporal que abarca desde el final del Oligoceno hasta el Mioceno superior (Pérez, 1989; Pérez *et al.*, 1994; González, 1989; Arenas, 1993; Arenas *et al.*, 1993b, c; Arenas *et al.*, 1997, entre otros muchos), Arenas y Pardo (en prensa, a) concluyen que para un determinado momento y en condiciones de nivel alto, el área lacustre consistía en un único cuerpo de agua dulce. Sus dimensiones aproximadas, estimadas a partir de los afloramientos existentes, serían de alrededor de 90 km en dirección Norte-Sur x 130 km en dirección Este-Oeste. Durante etapas de nivel lacustre bajo (sistemas lacustres salinos) es posible que existiera más de un cuerpo de agua, particularmente durante los episodios de precipitación de halita, cuando las áreas lacustres quedarían restringidas a las zonas topográficamente más deprimidas. Asimismo, Arenas y Pardo (op. cit.) proponen como hipótesis de trabajo que los paleolagos en los que se formaron las unidades T5 y T6 (Ateniense superior-Aragoniense medio) poseían un gradiente de salinidad creciente hacia el Sur, que explicaría el predominio de los depósitos lacustres salinos en las áreas próximas a la Cordillera Ibérica, en contraste con el predominio de los depósitos lacustres de agua dulce que existe al Norte del río Ebro, en las áreas de influencia pirenaica. Esta distribución asimétrica de la salinidad estaría favorecida o, en parte, causada por la existencia de un marcado contraste hidrológico entre los dominios Pirenaico e Ibérico, como el que existe actualmente.

Agradecimientos: La Figura 4B ha sido tomada de *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128, Arenas, C., Casanova, J. & Pardo, G., *Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications*, pp. 133-155, 1997, y reproducida con permiso de Elsevier Science.

Referencias bibliográficas

- AGUSTÍ, J., ANADÓN, P., ARBIOL, S., CABRERA, L., COLOMBO, F. & SÁEZ, A. 1987.- Biostratigraphical characteristics of the Oligocene sequences of Northeastern Spain (Ebro and Campins Basins), *Müncher Geowiss. Abh. (A)*, **10**: 34-42.
- AGUSTÍ, J., BARBERÀ, X., CABRERA, L., PARÉS, J.M. & LLENAS, M. 1994a.- Magnetobiostratigraphy of the Oligocene-Miocene transition in the Ebro Basin (Eastern Spain): state of the art. *Münchner Geowiss. Abh. (A)*, **26**: 161-172.
- AGUSTÍ, J., ARENAS, C., CABRERA, L. & PARDO, G. 1994b.- Characterisation of the latest Aragonian-Early Vallesian (Late Miocene) in the central Ebro Basin (NE Spain), *Scripta Geologica*, **106**: 1-10.
- AGUSTÍ, J., CABRERA, L., ANADÓN, P. & ARBIOL, S. 1988.- A late Oligocene-early Miocene rodent biozonation from the SE Ebro Basin (NE Spain): A potential mammal stage stratotype, *Newsletter Stratigraphy*, **18**: 81-97.
- ÁLVAREZ SIERRA, M.A., DAAMS, R., LACOMBA, J.I., LÓPEZ MARTÍNEZ, N., VAN DER MEULEN, A.J., SESÉ, C. & DE VISER, J. 1990. Paleontology and biostratigraphy (micromammals) of the continental Oligocene-Miocene deposits of the North-Central Ebro Basin (Huesca, Spain). *Scripta Geologica*, **94**: 1-77.
- ARENAS, C. 1993.- *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Tesis Doctoral (inéd.). Dpto. Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza, 2 vols., 858 p.
- ARENAS, C., CASANOVA & PARDO, G. 1997.- Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **128**: 133-155.
- ARENAS, C., PARDO, G. & CASANOVA, J. 1993a. Bacterial Stromatolites in lacustrine Miocene deposits of the Ebro Basin (Aragón, Spain). *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, sp. vol. 1: 9-22.
- ARENAS, C., PARDO, G. & VILLENA, J. 1993b. *Sistemas lacustres neógenos de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro)*. Guía de Campo de la II Reunión del Grupo Español del Proyecto IGCP 324 (GLOPALS). Ed. Secretariado Publicaciones Universidad Zaragoza, 139 pp.
- ARENAS, C., FERNÁNDEZ-NIETO, C., GONZÁLEZ LÓPEZ, J. M. & PARDO, G. 1993c. Evolución mineralógica de los materiales miocenos de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro): implicaciones en la evolución paleogeográfica. *Boletín Sociedad Española Mineralogía*, **16**: 51-64.
- ARENAS, C. & PARDO, G. (en prensa, a). Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **151**.
- ARENAS, C. & PARDO, G. (en prensa, b). Neogene Lacustrine Deposits of the north-central Ebro Basin, Northeastern Spain. In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. & KELTS, K. (eds.), *Lake Basins Through Space and Time*. A.A.P.G. Spec. Memoir, Tulsa, OK, USA.
- BAULUZ, B., ARENAS, C., FERNÁNDEZ-NIETO, C. & GONZÁLEZ LÓPEZ, J.M. 1994.- Mineralogy and geochemistry of Miocene deposits at Alcubierre Sierra, central sector of the Ebro Basin, Spain. *Clay Minerals*, **29**: 391-400.
- BIRNBAUM, S. J. & COLEMAN, M. 1979. Source of Sulphur in the Ebro Basin (Northern Spain). Tertiary nonmarine evaporite depositss as evidenced by sulphur isotopes. *Chemical Geology*, **25**: 163-168.
- CABRERA, L. 1983.- *Estratigrafía y Sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral (inéd.). Universidad de Barcelona. 443 pp.
- CABRERA, L., COLOMBO, F. & ROBLES, S. 1985. Sedimentation and tectonics interrelationships in the Paleogene marginal alluvial system of the SE Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments. In ROSELL, J. & MILÀ, M. (Eds.), *6th European I.A.S. Meeting (Lleida, Spain)*. Excursion Guidebook, Ex. n° 10, 98 pp.
- CABRERA, L. & SÁEZ, A. 1987.- Coal deposition in carbonate rich shallow lacustrine systems. The Calf and Mequinenza sequences (Oligocene, eastern Ebro Basin, NE Spain). *J. Geol. Soc. London*, **114**: 451-461.
- CANUDO, J. L., CUENCA, G., ODIN, G. S., LAGO, M., ARRANZ, E. & COSCA, M. 1994.- Primeros datos radiométricos de la base del Ramblense (Mioceno inferior) en la Cuenca del Ebro. *II Congreso del Grupo Español del Terciario* (Jaca, 1994), Comunicaciones: 73-76.
- CUENCA, G. 1991. Nuevos datos bioestratigráficos del Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro, *I Congreso del Grupo Español del Terciario* (Vic, 1991), Comunicaciones, p. 101-104.
- FRIEND, P. F., HIRST, J. P. P., HOGAN, P. J., JOLLEY, E. J., MCELROY, R., NICHOLS, G. J. & RODRÍGUEZ VIDAL, J. 1989. Pyrenean tectonic control of Oligo-Miocene river Systems, Huesca, Aragón, Spain. *4th International Conference on Fluvial Sedimentology*, Sitges (Barcelona), Excursion Guidebook n°4, 142 pp.
- GONZÁLEZ, A. 1989.- *Análisis tectosedimentario del Terciario del borde SE de la Depresión del Ebro (sector bajoaragonés) y cubetas ibéricas marginales*. Tesis Doctoral (inéd.), Universidad de Zaragoza, 507 p.
- GONZÁLEZ, A., GUIMERA, J. & LUZÓN, A. 1994.- Relaciones tectónica-sedimentación en la Zona de Enlace y borde sur-oriental de la Depresión del Ebro, *II Congreso del Grupo Español del Terciario* (Jaca, 1994), Guía de excursiones: 1-134.
- HIRST, J. P. P. & NICHOLS, G. J. 1986.- Thrust tectonic controls on the Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees, In: ALLEN, P. A. & HOMEWOOD, P. (eds.), *Foreland Basins*, IAS Spec. Publ. **8**: 247-258.
- INSTITUTO TECNOLÓGICO Y GEOMINERO DE ESPAÑA 1995. *Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias*, escala 1:1.000.000. Madrid.
- LUZÓN, A. 1994.- *Los materiales del tránsito Oligoceno-Mioceno del sector centro-oriental de la Depresión del Ebro: Análisis estratigráfico e interpretación evolutiva*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza. 259 pp.
- LUZÓN, A. & GONZÁLEZ, A. (en prensa).- Sedimentological features and vertical evolution of a Paleogene-Neogene shallow carbonated lacustrine system, Ebro Basin, NE Spain. In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. G. & KELTS, K. (eds.), *Lake Basins through Space and Time*. A.A.P.G. Spec. Memoir, Tulsa, O.K.
- MUÑOZ, A. 1991.- *Análisis tectosedimentario del sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de La Rioja)*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Riojanos, Serie Ciencias Tierra, 15, Logroño, 1992, 347 pp.
- PÉREZ, A. 1989.- *Estratigrafía y sedimentología del Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán*. Tesis Doctoral (inéd.), Universidad de Zaragoza, 525 p.
- PÉREZ, A., MUÑOZ, A., PARDO, G. & VILLENA, J. 1994.- Lacustrine Neogene deposits of the Ebro Basin (southern margin), northeastern Spain, In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. & KELTS, K. (eds.), *Global Geological Record of Lake Basins*, Cambridge University Press, vol. 1: 325-330.
- QUIRANTES, J. 1978.- *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros*. Ed. Institución Fernando El Católico (C.S.I.C.), Diputación Provincial de Zaragoza, 200 pp.
- RIBA, O., REGUANT, S. & VILLENA, J. 1983.- Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. In: *Geología de España, II, Libro Jubilar J.M. Ríos*, Instituto Geológico y Minero de España, 131-159.
- SALVANY, J. M. 1989.- *Las formaciones evaporíticas del Terciario continental de la Cuenca del Ebro en Navarra y La Rioja. Litoestratigrafía, Petrología y Sedimentología*. Tesis Doctoral (inéd.), Universidad de Barcelona, 397 pp.
- UTRILLA, R., ORTÍ, F., PIERRE, C. & PUEYO, J. J. 1991.- Composición isotópica de las evaporitas terciarias continentales de la Cuenca del Ebro: relación con los ambientes deposicionales. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **4**: 353-360.
- VILLENA, J., PARDO, G., PÉREZ, A., MUÑOZ, A. & GONZÁLEZ, A. 1996.- The Tertiary of the Iberian margin of the Ebro basin: paleogeography and tectonic control. In: FRIEND, P. & DABRIO, C. J. (eds.), *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*, World and Regional Geology 6, Cambridge University Press, 83-88.